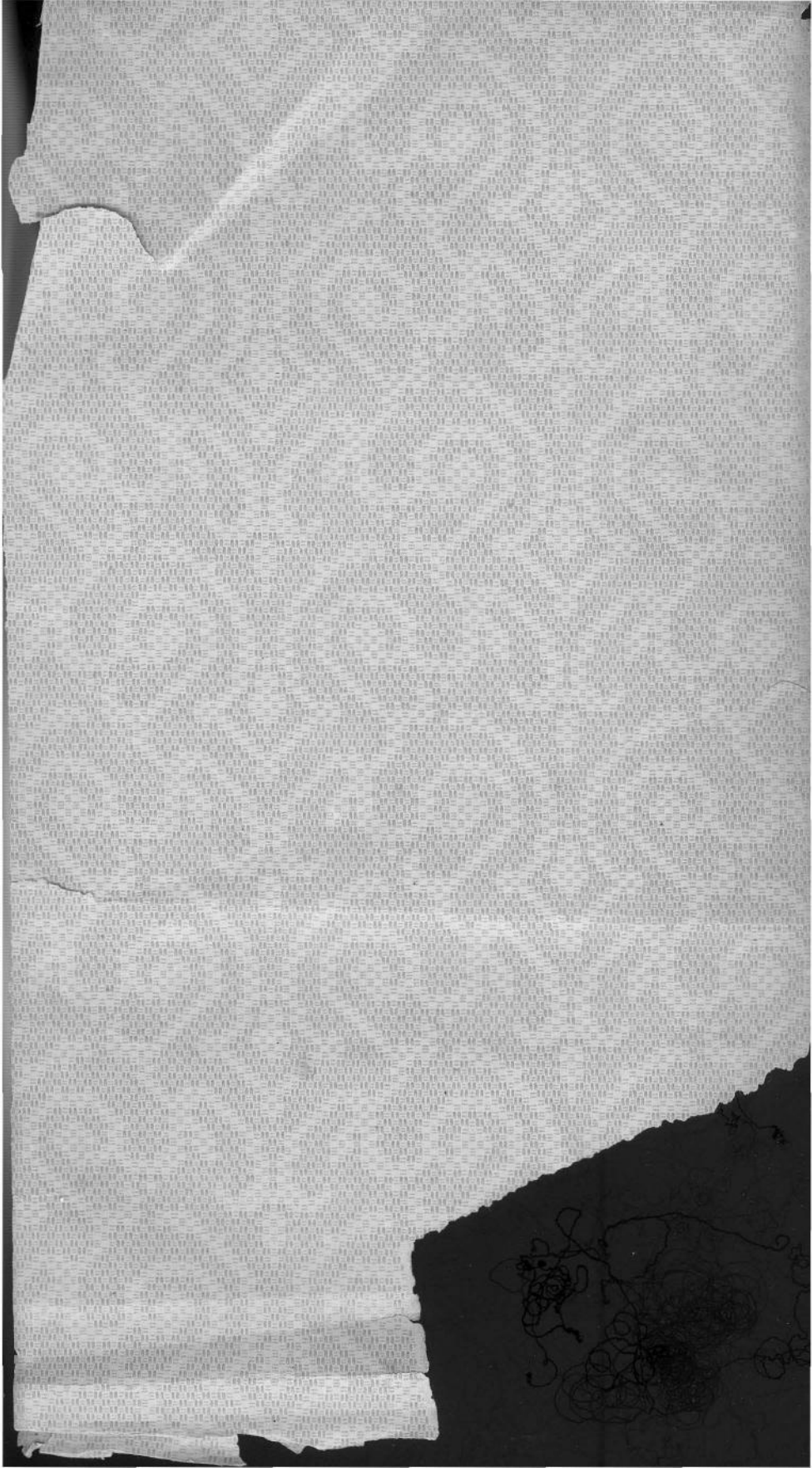




TRAITÉ

DE

GÉOLOGIE

ET DE

PALÉONTOLOGIE

MÊME LIBRAIRIE

TRAITÉ

DE ZOOLOGIE

CONFORME A L'ÉTAT PRÉSENT DE LA SCIENCE

Par le Dr C. CLAUS

Professeur de Zoologie et d'Anatomie comparée à l'Université de Vienne
Directeur de l'Institut zoologique et zootechnique de la même Université

TRADUIT DE L'ALLEMAND SUR LA TROISIÈME ÉDITION ET ANNOTÉ

Par G. MOQUIN-TANDON

Professeur de Zoologie à la Faculté des sciences de Besançon.

1 vol. grand in-8 de 1170 pages

PRIX : **20** FRANCS

TRAITÉ

DE BOTANIQUE

CONFORME A L'ÉTAT PRÉSENT DE LA SCIENCE

Par J. SACHS

Professeur de Botanique à l'Université de Wurzbourg

TRADUIT DE L'ALLEMAND SUR LA TROISIÈME ÉDITION ET ANNOTÉ

Par Ph. Van TIEGHEM

Membre de l'Institut.

1 vol. gr. in-8 de 1170 pages, avec 500 figures dans le texte.

PRIX : **20** FRANCS

Typographie Lahure, rue de Fleurus, 9, à Paris.

A M le prof Souillart
Hommage respectueux
R. Moniez

TRAITÉ

DE

GÉOLOGIE

ET DE

PALÉONTOLOGIE

PAR

CREDNER

PROFESSEUR DE GÉOLOGIE A L'UNIVERSITÉ DE LEIPZIG

TRADUIT SUR LA TROISIÈME ÉDITION ALLEMANDE

PAR R. MONIEZ

SECRÉTAIRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
PRÉPARATEUR A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE LILLE

AVEC 448 GRAVURES DANS LE TEXTE

E.C

De Marinho 1899

ESCOLA NACIONAL DE ENGENHARIA - BIBLIOTECA -

PARIS

LIBRAIRIE F. SAVY

77, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, 77

1879

550
C912t

UFRJ
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Biblioteca Central

Nº REGISTRO	DATA
027901-3	01/12/88

Doação - E.Nac. Engenharia

ENE
59.472

ESCOLA NACIONAL DE ENGENHARIA - BIBLIOTECA -

PRÉFACE DE LA PREMIÈRE ÉDITION

Dans le *Traité de géologie* que j'offre aujourd'hui au public scientifique, j'ai voulu surtout considérer la terre comme un être vivant et la suivre dans son développement continu depuis l'instant de son individualisation jusqu'au stade où nous la voyons aujourd'hui; je me suis mis ainsi en opposition avec la méthode purement descriptive qui laisse trop facilement à l'esprit l'impression d'une planète morte, invariable dans ses contours, ne pouvant plus subir aucune action. J'ai surtout insisté sur cette manière de comprendre l'histoire du globe, dans les chapitres relatifs aux parties dynamique, pétrogénétique et historique de la géologie, tandis que la pétrographie et l'architectonique étaient l'objet d'une étude systématique et donnaient lieu à des descriptions pures et simples. Dans la division physiographique, j'ai seulement esquissé à grands traits la surface du globe terrestre pour ne pas empiéter sur un sujet voisin, celui de la géographie physique.

Le lecteur s'apercevra, dans l'exposition de l'histoire de la terre et de ses habitants (géologie historique), de l'omission des descriptions paléontologiques que l'on trouve dans des ouvrages analogues. La description des fossiles caractéristiques forme en effet un sujet inépuisable, et je n'eusse pu la traiter que d'une manière insuffisante pour la détermination : j'ai supposé que les fossiles étaient préalablement connus. J'ai fait de même dans les divisions pétrographique et minéralogique, tant pour les minéraux constituant des roches que pour les éléments des minéraux eux-mêmes.

On avait toujours trouvé de la difficulté à établir les rapports des roches sédimentaires avec les roches plutoniques dont l'éruption a eu autrefois et a encore aujourd'hui une influence si considérable sur la conformation de la terre. J'ai cherché à rattacher naturellement ces roches les unes aux autres, en étudiant, après l'histoire de chaque période, les phénomènes volcaniques, éruptions, changements de niveau, bou-

leversements de couches, formations de failles qui se sont produits au cours de cette époque, et j'ai mentionné ensuite les faits analogues, mais d'âge indéterminé, peut-être beaucoup plus récents, qui ont affecté les emplacements de ces dépôts. J'ai pu ainsi, à propos de la formation des fentes, citer les filons minéraux dans les terrains auxquels ils appartiennent et dont on ne peut les séparer, au lieu de les traiter sous un chapitre spécial comme on le faisait autrefois.

La littérature géologique est riche d'un grand nombre d'ouvrages aussi bien généraux que particuliers. J'aurais pu y faire une moisson extrêmement abondante, j'ai dû me limiter aux choses essentielles pour ne pas sortir du cadre d'un livre élémentaire.

Je soumets maintenant mon *Traité de géologie* à l'appréciation bienveillante et à l'indulgence des géologues.

Juillet 1872.

PRÉFACE DE LA DEUXIÈME ÉDITION

Une nouvelle édition de mon *Traité de géologie* se trouve nécessaire quelques mois après son apparition. Lorsque je soumettais mon livre au public il y a moins de cinq mois, je ne pouvais espérer un épuisement aussi rapide. Toutefois ce succès me donne la preuve que la manière dont j'ai tiré parti des matériaux mis à ma disposition a généralement satisfait les géologues.

D'un autre côté, le livre me servant de guide pour mes leçons, les imperfections me sont apparues sous une forme plus précise. Ma préoccupation, en publiant cette deuxième édition, a été de remédier à ces défauts et d'améliorer ce Traité.

Novembre 1872.

PRÉFACE DE LA TROISIÈME ÉDITION

Cette troisième édition a subi des modifications de texte, sans que cependant l'ancienne disposition des matières ait été changée.

Je remercie mes savants collègues des observations qu'ils ont bien voulu me faire. Ils verront que j'en ai fait mon profit.

Je remercie également le public du bon accueil qu'il ne cesse de faire à ce *Traité de géologie*.

Janvier 1876.

Rien ne saurait mieux faire apprécier la valeur du Traité de géologie de Credner que la reproduction de quelques-unes des lettres de nos plus savants professeurs de géologie.

Depuis la publication du *Lehrbuch der Geognosie de C. F. Naumann*, aucun ouvrage n'a résumé d'une manière plus précise l'état actuel de la science.

En France, l'ouvrage de H. Credner sera étudié, avec d'autant plus de fruit qu'il traite les questions d'une manière générale, et qu'en outre il donne des détails spéciaux sur la géologie des régions classiques de l'Allemagne.

Delesse,

professeur de géologie à l'École normale.

Je considère certainement le Traité de géologie de Credner comme le meilleur des manuels allemands, comme celui dont je désirais surtout voir la traduction. Aussi je me suis empressé de mettre cette traduction dans les mains de mes élèves; cette année, je la suis méthodiquement, élaguant de ci, ajoutant de çà, suivant les exigences de mon enseignement.

G. Dewalque,

professeur de géologie à l'Université de Liége.

La publication d'une édition française du Traité de géologie de Credner est un vrai service rendu à l'enseignement, surtout au point de vue de la géologie générale. Cet ouvrage, qui ne se recommande pas moins par la méthode et la précision que par une autorité scientifique incontestée, remplit toutes les conditions désirables pour vulgariser en France des progrès importants qui n'y avaient pas encore reçu leur expression classique.

Ch. Lory,

professeur de géologie et doyen de la Faculté des sciences de Grenoble.

Le Traité de géologie de Credner est, à mon avis, le meilleur traité de géologie générale qui existe. Depuis la publication de la première édition allemande, mes élèves s'en servent comme base de leurs études. La traduction française facilitera beaucoup leur travail. Ils l'accueilleront avec d'autant plus de plaisir et de confiance qu'ils ont pu apprécier, comme moi, avec quelle conscience elle a été faite.

J. Gosselet,

professeur de géologie à la Faculté des sciences de Lille.

TABLE DES MATIÈRES

Introduction. 1
§ 1. But de la géologie. 1
§ 2. Division de la géologie. 1
§ 3. Sciences auxiliaires. 3

PREMIÈRE PARTIE

GÉOLOGIE PHYSIOGRAPHIQUE

§ 1. Forme et dimensions de la terre. 3
§ 2. Poids spécifique de la terre. 4
§ 3. Température de l'intérieur de la terre. Fluidité du noyau central. 5
§ 4. Répartition des terres et des mers. 8
§ 5. Groupement général des continents et des océans. 8
§ 6. Division des continents. 8
§ 7. Iles. 9
§ 8. Apparente régularité dans le contour des continents. 10
§ 9. Relief de la terre. Hauteur absolue et hauteur relative. 11
§ 10. Division et classification des montagnes. 14
§ 11. Régularité des reliefs de la terre. 16
§ 12. Le fond de la mer. 17

DEUXIÈME PARTIE

PÉTROGRAPHIE

a. GÉNÉRALITÉS.

§ 1. But de la pétrographie. 19
2. Parties constituantes essentielles des roches. 19

§ 3. Minéraux accidentels. 20
§ 4. Minéraux accessoires. 21
§ 5. Macrostructure des roches. 22
§ 6. Passage des roches les unes aux autres. 24
§ 7. Détermination des parties constituantes des roches. Application du microscope aux études pétrographiques. 26
§ 8. Inclusions microscopiques dans les éléments des roches. 30
§ 9. Microstructure des roches. 37
§ 10. Classification des roches. 38

b. REVUE DES ROCHES.

PREMIÈRE CLASSE. — ROCHES SIMPLES

1. Glace, 39. — 2. Sel gemme, 40. — 3. Gypse, 42. — 4. Anhydrite, 42.
5. Calcaire, 43. — 6. Dolomie, 45. — 7. Marne, 46. — 8. Quartzite, 47.
9. Grès quartzeux cristallin, 47. — 10. Schistes siliceux, 47. — 11. Flint, 47.
12. Amphibolite, 48. — 13. Schistes chloriteux, 49. — 14. Talcschistes, 49.
15. Serpentine, 50. — 16. Fer spathique, 50. — 17. Sphérosidérite, 50.
18. Limonite, 51. — 19. Oligiste, 51. — 20. Fer magnétique, 52. — 21. Tourbe, 52.
22. Lignite, 52. — 23. Houille, 53. — 24. Anthracite, 53. — 25. Graphite, 54.
26. Huiles minérales, 55. — 27. Asphalte, 55.

DEUXIÈME CLASSE. — ROCHES COMPOSÉES

Classification des roches massives. 58

a, I. ROCHES ORTHOCLASIQUES QUARTZIFÈRES.

28. Granite, 58. — 29. Porphyre granitique, 60. — 30. Felsitporphyre, 61.
31. Felsitfels, 63. — 32. Rétinite, 65. — 33. Trachyte quartzifère, 64.

II. ROCHES ORTHOCLASIQUES SANS QUARTZ.

34. Syénite, 67. — 35. Orthophyre sans quartz, 68. — 36. Trachyte, 69.
37. Phonolithe, 70. — 38. Pechstein trachytique, 72. — 39. Obsidienne, 73.
40. Perlite, 74. — 41. Pierre ponce, 75. — 42. Diorite, 75.

III. ROCHES PLAGIOCLASIQUES AVEC HORNBLENDE.

43. Corsite et diorite orbiculaire, 77. — 44. Porphyrite, 77. — 45. Andésite amphibolique, 78.

IV. ROCHES PLAGIOCLASIQUES AUGITIQUES.

46. Diabase, 79. — 47. Mélaphyre, 82. — 48. Andésite augitique, 84. — 49. Dolérite plagioclasique, anamésite et basalte plagioclasique, 84. — 50. Gabbro, 89. — 51. Hypersthénite, 90.
52. Schillersfels, 91. — 53. Forellenstein, 91. — 54. Dolérite néphélénique et basalte néphélinique, 92. — 55. Leucitophyre et basalte leucitique, 93. — 56. Tachylite, 95.

b, ROCHES MASSIVES COMPOSÉES SANS FELDSPATH.

57. Hyalomicte, 95. — 58. Tourmalinite, 96. — 59. Eklogite, 96. — 60. Grenatite, 96.

ROCHES COMPOSÉES STRATIFIÉES.

61. Gneiss, 97. — 62. Granulite et trapp-granulite, 99. — 62. Halleflint, 101.
64. Porphyroïde, 101. — 65. Micaschistes, 101. — 66. Micaschites argileux, schistes argileux primitifs, phyllite, 105. — 67. Itacolumite, 105.

TROISIÈME CLASSE. — ROCHES ÉLASTIQUES

68. Sables, graviers, lavages, galets, blocs erratiques, 106. — 69. Cendres volcaniques, sables, lapillis, bombes, blocs, pierres ponces, 106. — 70. Grès, conglomérats, brèches, 107.
71. Conglomérats, 109. — 72. Brèches, 111. — 73. Kaolin, 112. — 74. Argile, lehm, loess, 112.
75. Argile schisteuse, 114. — 76. Schistes argileux, 114. — 77. Tuf porphyrique, 116.
78. Tuf diabasique, 116. — 79. Schalstein, 117. — 80. Tufs trachytiques et basaltiques, 117.

TROISIÈME PARTIE

GÉOLOGIE DYNAMIQUE.

VULCANISME.

I. *Volcans et leur action.*

§ 1. Définition d'un volcan. 120
§ 2. Matières formant les cônes volcaniques et division des volcans d'après les produits qu'ils rejettent. 122
§ 3. Cratères ouverts par des courants de lave ; montagnes volcaniques formées de lave. 124
§ 4. Sous-sol des volcans. 126
§ 5. Remparts circulaires, cratères ruinés. 127
§ 6. Maare. 129
§ 7. Volcans sous-marins et îles volcaniques. 130
§ 8. Liaisons des volcans dans l'espace. Séries et groupes de volcans. 131
§ 9. Situation des volcans stratifiés par rapport aux terres et aux mers. 132
§ 10. Répartition géographique des volcans stratifiés. 133
§ 11. Volcans stratifiés éteints et actifs. 138
§ 12. Activité normale des volcans stratifiés. 139
§ 13. Conditions d'éruption d'un volcan stratifié. 141
§ 14. Courants de lave. 145
§ 15. Caractère des volcans homogènes. 147
§ 16. Structure des volcans homogènes. 149
§ 17. Rapports des volcans homogènes et des volcans stratifiés. 150
§ 18. Formations des volcans homogènes. 151

2. SOURCES CHAUDES.

Sources chaudes. 153

3. TREMBLEMENTS DE TERRE.

§ 1. Définition. 157
§ 2. Diversité des mouvements du sol et leur mode de production. 157
§ 3. Mode de propagation des tremblements de terre. Leur point de départ. . . . 158
§ 4. Relations des tremblements de terre avec les circonstances géognostiques. . . . 159
§ 5. Vitesse de propagation, durée, fréquence, extension des tremblements de terre. 160
§ 6. Tremblements de la mer. 161
§ 7. Effets des tremblements de terre. 162
§ 8. Opinions sur les causes des tremblements de terre. 164

4. SOULÈVEMENTS ET AFFAISSEMENTS PERMANENTS DU SOL.

§ 1. Soulèvements et affaissements instantanés et séculaires. Points de départ pour leur constatation. 164
§ 2. Exemples de soulèvements. 165
§ 3. Exemples d'affaissements. 167
§ 4. Soulèvements et affaissements aux époques géologiques anciennes. 169
§ 5. Formation des continents. 171
§ 6. Apparente régularité dans la forme des continents et la direction des montagnes. 172

ACTION DES EAUX.

1. L'EAU LIQUIDE COMME AGENT GÉOLOGIQUE. — *a*, ACTIVITÉ CHIMIQUE DE L'EAU.

§ 1. Vapeur d'eau. 178
§ 2. Pénétrabilité, solubilité de toutes les roches par l'eau. 179
§ 3. Processus hydro-chimiques. 181
§ 4. Actions hydro-chimiques (suite). 190
§ 5. Dépôts souterrains provenant de solutions minérales. 193
§ 6. Sources minérales et leurs dépôts 198
§ 7. Substances minérales apportées à la mer. 200
§ 9. Formations de cavités, éboulements, tremblements de terre, bouleversements des couches, conséquences de l'activité souterraine des eaux. 202

b, ACTIVITÉ CHIMIQUE DES EAUX.

§ 9. Eaux courantes. 204
§ 10. Érosion. 207
§ 11. Formation des vallées par érosion 211
§ 12. Transports et dépôts par les eaux courantes. 213
§ 13. Activité mécanique de la mer. 219
§ 14. Pouvoir de destruction, de transport, de dépôt de l'eau de la mer. 221

2. LA GLACE COMME FACTEUR GÉOLOGIQUE.

§ 1. Existence des glaciers. 224
§ 2. Structure intérieure d'un glacier 225
§ 3. Progression des glaciers. 226

§ 4. Limite inférieure du glacier 229
§ 5. Répartition des glaciers 230
§ 6. Phénomènes dépendants des mouvements des glaciers 232
§ 7. Montagnes de glace 234

L'ATMOSPHÈRE ET SON ACTION GÉOLOGIQUE.

§ 1. Action chimique des parties constituantes de l'atmosphère 236
§ 2. Pluies atmosphériques 238
§ 3. Influence des vents sur la configuration de la terre 240

LA VIE ORGANIQUE COMME AGENT GÉOLOGIQUE.

§ 1. Variété des processus géologiques déterminés par l'activité organique 242
§ 2. Travaux des Polypes 245
§ 3. Bancs de coquilles et de Foraminifères 247
§ 4. Carbonisation et plantes carbonifères 248
§ 5. Sources de gaz considérées comme produits de la décomposition des substances végétales 253
§ 6. Volcans de boue; résultat de décompositions organiques 254

LE TEMPS COMME FACTEUR GÉOLOGIQUE.

Durée des périodes géologiques 255

QUATRIÈME PARTIE

GÉOLOGIE PÉTROGÉNÉTIQUE.

§ 1. But de la géologie pétrogénétique 260

a, ROCHES ÉRUPTIVES.

§ 2. Formation des roches éruptives 260
§ 3. Particularités des roches éruptives 262
§ 5. Nature éruptive des roches basaltiques, andésitiques et trachytiques 265
§ 6. Nature éruptive de certains granites, felsitporphyres, syénites, mélaphyres, diabases, diorites 267

b, ROCHES SÉDIMENTAIRES.

§ 7. Formation et éléments des roches sédimentaires 273
§ 8. Caractères des roches sédimentaires 274
§ 9. Roches sédimentaires minérogènes d'origine mécanique 274
§ 10. Roches sédimentaires minérogènes d'origine chimique 275
§ 11. Roches sédimentaires zoogènes et phytogènes 281

c, ROCHES MÉTAMORPHIQUES.

§ 12. Métamorphisme 282
§ 13. Modification dans les roches par les sources minérales. 283
§ 14. Métamorphisme des roches par les vapeurs volcaniques. 285
§ 15. Métamorphoses des roches par la carbonisation. 286
§ 16. Changements déterminés par les roches éruptives. 286
§ 17. Théorie du métamorphisme général. 294

CINQUIÈME PARTIE

GÉOLOGIE ARCHITECTONIQUE.

a, TERRAINS STRATIFIÉS.

§ 1. Couches. 301
§ 2. Séries de couches 303
§ 3. Situation des couches ; bouleversement des couches par redressement. 304
§ 4. Bouleversement des couches par les plis et les courbures. 307
§ 5. Dislocations des couches par la formation de fentes et failles. 308
§ 6. Rapports de gisement de deux séries de couches entre elles. 309
§ 7. Age relatif des bouleversements des couches et des montagnes. 310
§ 8. Schistosité transversale 312

b, TERRAINS MASSIFS OU NON STRATIFIÉS

§ 9. Gisement des terrains non stratifiés. 315
§ 10. Structure des roches massives. 316

c, FILONS MINÉRAUX.

§ 11. Existence et formation des filons minéraux. 318
§ 12. Rapport d'un filon à la roche voisine. 319
§ 13. Éléments et structure des filons minéraux. 320
§ 14. Rapports des filons les uns aux autres. 323

SIXIÈME PARTIE

GÉOLOGIE HISTORIQUE.

a, INTRODUCTION.

§ 1. But de la géologie historique. 325
§ 2. Théorie de la descendance. 326

§ 3. Périodes géologiques et formations. 329
§ 4. Limite inférieure et supérieure des formations. 331
§ 5. Extension horizontale d'une formation et différences entre des formations de même âge. 331
§ 6. Age relatif de formations de facies paléontologique semblable. 333
§ 7. Point de départ pour l'estimation de l'âge géologique de complexes de couches. 334
§ 8. Division de l'histoire du développement de la croûte terrestre et des séries de couches correspondantes en périodes et formations. 336
Origine et premier état de la terre. 342

b, ÉTUDE DES FORMATIONS.

Formation fondamentale (croûte de solidification). 343

a, GROUPE DES FORMATIONS ARCHAÏQUES.

Caractéristique 344

LAURENTIEN.

Caractères pétrographiques 345
Traces de la vie organique à la période laurentienne. 349
Situation de la formation laurentienne par rapport aux autres formations. 351
Extension du laurentien. 452

HURONIEN.

Caractères pétrographiques. 353
Restes organiques. 357
Rapports architectoniques. 357
Synopsis des formations archaïques dans les différentes régions 359
Répartition du huronien. 360
Phénomènes volcaniques de l'âge archaïque principalement dans les régions huronienne et laurentienne. 360

b, GROUPE DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

Caractéristique 365
Division 366

SILURIEN.

Caractères pétrographiques 367
Paléontologie du silurien. 369
Division 377
Répartition. 378
Division et correspondance des formations siluriennes des différents pays 385
Phénomènes volcaniques et formation de filons. 386
Coup d'œil sur l'époque silurienne. 391

DÉVONIEN.

Caractères pétrographiques. 392
Rapports architectoniques. 393

Caractères paléontologiques. 395
Division de la série dévonienne. 399
Facies du vieux grès rouge. 401
Répartition géographique du dévonien. 401
Division et parallélisme des formations dévoniennes des différents pays. 407
Phénomènes volcaniques. 408
Coup d'œil sur l'époque dévonienne. 410

CARBONIFÈRE.

Caractères pétrographiques. 41
Rapports de gisement. 412
Rapports architectoniques. 413
Caractères paléontologiques. 413
Division de la période carbonifère ; variété de son facies 423
Répartition géographique. 427
Conditions climatériques. 432
Formation des lits de houille. 432
Phénomènes volcaniques et formation de filons. 434

DYAS OU FORMATION PERMIENNE.

Caractéristique. 441
Caractères paléontologiques. 442

DYAS DE L'ALLEMAGNE.

1. ROTHLIEGENDE.

Caractères pétrographiques. 446
Division. 448
Caractères paléontologiques. 449
Éruptions volcaniques. 450

2. ZECHSTEIN.

Caractéristique et division. 453
Filons et minerais. 456
Répartition du dyas allemand. 457
Dyas d'Angleterre 458
Formation permienne de Russie. 459
Formation permienne de l'Amérique du Nord 460
Développement de la vie organique pendant la période paléozoïque. 460

c, GROUPE DES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES.

TRIAS.

Caractéristique 46

TRIAS D'ALLEMAGNE.

Division du trias d'Allemagne 463

I. GRÈS BIGARRÉ.

Caractères pétrographiques 465
Division et parallélisme dans les différents pays 467
Caractères paléontologiques 468

II. MUSCHELKALK.

Caractères pétrographiques 469
Produits minéraux 471
Caractères paléontologiques 472
Division du muschelkalk et parallélisme dans les différents pays 475
Divisions du muschelkalk et leur caractéristique 478

III. KEUPER.

Caractères pétrographiques 480
Caractères paléontologiques 480
Division 483
Parallélisme du keuper dans les différents pays 484
Répartition en Allemagne 486
Rapports de gisement 489
Roches éruptives 490

TRIAS D'ANGLETERRE.

LE NOUVEAU GRÈS ROUGE DANS L'AMÉRIQUE DU NORD.

Caractères 490

TRIAS DES ALPES.

Généralités 495
Division du trias alpin d'après Emmerich 495
Trias alpin inférieur 496
Trias alpin supérieur 497
Roches éruptives du trias alpin 503

JURASSIQUE.

Caractère général 504

1. LIAS.

Caractères pétrographiques 506
Disposition des couches 508

Caractère paléontologique général 508
Division générale. 511
Division particulière en Souabe et au N. O. de l'Allemagne. 513
Tableau de la divison du lias allemand. 515

2. JURASSIQUE BRUN OU DOGGER.

Caractère pétrographique. 515
Disposition. 516
Caractère paléontologique général. 517
Division générale 518
Division spéciale du dogger en Souabe et au N. O. de l'Allemagne. 523
Tableau de la division du jurassique. 523

3. JURASSIQUE BLANC OU MALM

Caractères pétrographiques du jurassique blanc. 524
Caractères paléontologiques. 525
Division générale du jurassique supérieur. 526
Étage tithonique. 531
Division spéciale du jurassique supérieur en Souabe et au N. O. de l'Allemagne. . . . 533
Différents faciès du jurassique supérieur. 536
Répartition du jurassique. 536
Roches éruptives 540

CRÉTACÉ.

Caractère général pétrographique et paléontologique. 542
Faciès sud et faciès nord. 547
Division de la formation crétacée. 548
Parallélisme du crétacé dans les différents pays. 550
Néocomien. 548
Formations wealdiennes 552
Gault 555
Cénomanien 556
Turonien. 558
Sénonien. 559
Remarques sur la répartition géographique du crétacé. 563
Disposition des couches crétacées. 569
Roches éruptives et filons dans les territoires crétacés. 570
Coup d'œil sur le développement de la vie organique pendant l'âge mésozoïque. 571

d. GROUPE DES FORMATIONS CAINOZOÏQUES.

TERTIAIRE.

Caractère de la période tertiaire. 574
Division. 579

TERTIAIRE ANCIEN.

FORMATION ÉOCÈNE.

Formation éocène au sud de l'Angleterre. 580
Formation éocène du bassin de la Seine 582

Formation éocène du Sud. 584

FORMATION OLIGOCÈNE.

Formation oligocène au sud de l'Angleterre. 588
Formation oligocène dans le bassin de la Seine. 590
Formation oligocène de la Suisse. 592
Formation oligocène du nord de l'Allemagne. 594

NÉOGÈNE (TERTIAIRE RÉCENT).

FORMATION MIOCÈNE ET PLIOCÈNE.

Caractère général. 600
Division et parallélisme 603
Bassin de Mayence. 603
Bassin de Vienne. 605
Miocène de l'Allemagne du Nord. 608
Néogène de la Suisse et de la Bavière sud. 609
Crag d'Angleterre. 610
Pliocène de l'Italie 611
Dépôt de galets pliocènes de la Californie. 614
Division du tertiaire d'après Mayer. 612
Remarques sur la distribution géographique du tertiaire. 613
Disposition de la formation tertiaire. 615
Phénomènes volcaniques à la période tertiaire. 616

QUATERNAIRE.

DILUVIUM.

L'Europe et l'Amérique à l'époque glaciaire. 621
Phénomènes glaciaires sur les îles scandinaves et britanniques. 625
Drift diluvien dans la plaine basse du nord de l'Europe et aux parties nord du continent américain 627
Division du diluvium du nord de l'Allemagne. 631
Les continents à l'époque diluvienne 635
L'homme diluvien. 645
Alluvions 649

TRAITÉ
DE
GÉOLOGIE
ET DE
PALÉONTOLOGIE

ESCOLA NACIONAL DE ENG... BIBLIOTECA - UFRJ

INTRODUCTION

§ 1. **But de la géologie.** — La géologie considère la terre comme une individualité cosmique dont elle doit rechercher les attributs, le jeu des forces et l'histoire du développement. Elle ne se borne donc pas à l'étude de notre planète telle que nous la voyons aujourd'hui, ou à l'étude de ses parties prises isolément : elle doit chercher à suivre le globe terrestre depuis les premières phases de son existence jusqu'à son état actuel et à découvrir quelles forces naturelles ont été les agents de ce développement. La géologie doit en outre s'efforcer de retracer l'état de la terre à ses divers âges, ses faunes et ses flores successives, le partage de ses continents et de ses mers, les phénomènes climatériques et volcaniques qu'elle a présentés dans la suite des temps.

D'après cela, la géologie n'est plus une science de sèche description, car son but est aussi l'histoire de la terre : nous la définirons donc *la science qui étudie la terre telle qu'elle est aujourd'hui et son développement progressif.*

§ 2. **Division de la géologie.** — La géologie doit répondre aux problèmes suivants qui découlent logiquement l'un de l'autre :

1. Quels sont la forme, le volume, l'état de la surface, quels sont les rapports physiques de la terre? La *géologie physiographique* répond à cette question.

2. De quoi est formée cette partie de la terre qui nous est accessible? C'est le ressort de la *géologie pétrographique.*

3. Quelles forces ont agi dans la formation des éléments des roches et quelles modifications ont-elles subies? Quelles forces ont déterminé la con-

figuration de la surface du globe ? Ces forces agissent-elles encore ? La *géologie dynamique* apporte ici des éclaircissements.

4. De quelle façon se sont formées les diverses roches sous l'empire de ces forces ? La *géologie pétrogénétique* est l'étude de ce point.

5. De quelle façon les roches sont-elles employées pour former la croûte solide du globe ? comment sont-elles réunies en un tout ? quelle est l'architecture de la terre ? Ces questions concernent la *géologie architectonique*.

6. Quelle est la succession du développement de la terre et de ses habitants ? C'est le problème que la *géologie historique* cherche à résoudre.

§ 3. **Sciences auxiliaires de la géologie.** — Pour atteindre à des fins si multiples, la géologie doit s'appuyer sur toutes les autres sciences naturelles. La *Minéralogie* est une de ses bases les plus importantes. Les corps qui ont fourni les matériaux de la croûte solide de la terre sont les minéraux, et c'est elle qui nous en enseigne les propriétés, le mode de formation et les métamorphoses. La connaissance des minéraux est donc préalable aux études géologiques.

La *Chimie*, science des phénomènes produits par l'action des corps les uns sur les autres, fait comprendre l'origine des roches, la succession des processus de formation et de transformation qu'elles présentent. Elle permet l'observation des roches par l'analyse.

La *Paléontologie*, science de la faune et de la flore des mondes anciens, doit être considérée comme un des principaux fondements de la géologie. Elle permet de partager en complexes homogènes (formations) ces dépôts de roches dont l'épaisseur s'évalue en milliers de mètres ; elle nous enseigne l'âge relatif de ces formations isolées et nous fournit le moyen de comparer, quant à leur âge, les divers dépôts entre eux, même lorsqu'ils sont éloignés les uns des autres. Elle donne des indications sur la géographie physique des périodes anciennes, et enfin, c'est elle qui tranche les questions agitées de notre temps sur l'histoire du développement des êtres organisés.

La *Physique* a aussi beaucoup de rapports avec la Géologie : la Minéralogie est, en grande partie, une science physique, et les questions qui se rattachent au poids spécifique de la terre, à sa température intérieure, à son magnétisme, sont de nature purement physique.

Les rapports de l'*Astronomie* avec la géologie sont tout aussi intimes. C'est l'astronomie qui nous apprend la situation de notre planète dans le système du monde ; elle calcule les dimensions et la forme générale de la terre et nous renseigne sur son état primitif.

Enfin, on ne peut guère établir de limite entre la géologie et la *géographie*. La nature de la surface de la terre est l'expression de sa structure géologique et la résultante de tous les processus géologiques antérieurs.

PREMIÈRE PARTIE

GÉOLOGIE PHYSIOGRAPHIQUE

La grande variété que nous présente la surface du globe est due aux actions isolées que nous réunissons sous le nom de processus de développement de la terre. Nous pouvons jeter la lumière sur ce développement de notre planète en partant de certaines de ses propriétés physiques. Nous nous bornerons ici à la description rapide de la forme de notre globe, de sa température interne et du partage de l'océan et des terres, des montagnes et des plaines : les phénomènes géologiques trouvent là leur expression la plus évidente.

§ 1. **Forme et dimensions de la Terre.** — La terre est un ellipsoïde aplati à ses pôles dont le diamètre équatorial atteint 12.754.796 mètres et dont l'axe a 12.712.160 mètres. L'aplatissement de la terre est donc très-faible, et sa forme s'écarte bien peu de la sphère ; il paraîtra encore moins considérable si l'on réfléchit que la différence de niveau entre les plus profondes mers et les plus hautes montagnes atteint à peu près le même chiffre.

La forme ellipsoïdale de la terre a été surtout constatée par la mesure des degrés. Aussi longtemps que la forme sphérique de la terre était admise, la mesure des degrés ne servait qu'à l'évaluation de son volume, mais dès que l'observation du pendule eut jeté des doutes sur cette opinion elle fut employée à fixer de combien le globe s'écartait de la forme sphérique.

La mensuration du volume de la terre repose sur ce principe que l'on peut calculer le diamètre d'une sphère étant données la mesure de l'angle et la mesure linéaire d'un arc de l'un de ses grands cercles, soit d'un méridien de la terre supposée sphérique. La grandeur de l'angle d'un arc méridien est fixée par les observations astronomiques, sa longueur li-

néaire par la triangulation, et, d'après le principe que l'angle méridien est au cercle comme l'arc du méridien au méridien entier, on peut évaluer ce dernier.

La découverte faite en 1672 que le pendule à secondes donnait un moindre nombre d'oscillations à mesure que l'on se rapprochait de l'équateur et devait, par conséquent, être raccourci pour répondre à son but, ébranla l'opinion de la sphéricité de la terre, à la surface de laquelle la pesanteur et, par conséquent, le nombre d'oscillations du pendule aurait dû être partout le même. Newton et Huyghens furent ainsi conduits à considérer la terre comme un sphéroïde de rotation aplati selon les pôles de son axe de révolution. La justesse de cette conclusion a été démontrée surtout par la mesure des degrés. Il s'agissait de savoir si les arcs méridiens avaient la même mesure dans leur latitude inférieure et dans leur latitude supérieure, ou s'ils étaient plus grands aux pôles qu'à l'équateur, comme c'est le cas pour les ellipses présentant un aplatissement polaire. Deux expéditions françaises faites dans ce but en 1735 et 1736 donnèrent la mesure du degré en Laponie et au Pérou : ce fut une complète confirmation de la théorie qui avait admis la forme ellipsoïdale de la terre.

La forme géométrique de la terre témoigne de son mode de formation. — L'ellipsoïde de rotation qu'elle présente montre que, primitivement, sa masse était dans un état de fluidité, qu'elle était plastique, et l'idée que cette masse fluide était incandescente s'appuie sur des bases solides comme nous le verrons dans les chapitres suivants. Les astronomes considèrent notre système planétaire comme dérivant d'une nébuleuse gazeuse incandescente : les planètes sont pour eux des sphères à divers degrés de refroidissement, séparées d'une nébuleuse primitivement unique. En effet, Saturne et Jupiter sont aplatis aux pôles comme notre terre, mais beaucoup plus fortement, eu égard à leur volume plus considérable et à leur rotation plus rapide.

Aux premiers âges géologiques, la figure imprimée à la terre par la rotation répondait certainement mieux qu'aujourd'hui à la forme mathématique. Elle représentait un ellipsoïde de rotation parfait et était recouverte partout d'une couche d'eau de même épaisseur. Les masses continentales et les océans profonds sont seulement apparus plus tard, changeant la configuration primitive de la terre.

§ 2. **Poids spécifique de la terre.** — La densité moyenne de la terre est 5, 6 fois plus grande que celle de l'eau. Cette donnée n'a pas été établie par voie directe, mais par la comparaison du résultat d'une action de la masse de la terre, de son attraction, par exemple, avec celle d'un autre corps dont la masse est connue. On peut employer trois mé-

thodes pour arriver à ce but. La première repose sur la déviation que subit le fil à plomb dans le voisinage d'une montagne ; la seconde sur l'observation des oscillations du pendule au sommet d'une haute montagne ou dans un puits profond et ensuite en plaine : la différence dans le nombre des oscillations devant être attribuée à la masse comprise entre les deux points d'observation. La troisième méthode, enfin, est fondée sur les oscillations d'un pendule horizontal et par conséquent échappant à la pesanteur, mis en mouvement par l'attraction d'une grosse masse métallique (balance de torsion).

Le poids spécifique élevé de la terre doit nous surprendre si nous le comparons à celui de la croûte solide que nous connaissons et dont le chiffre est environ 2, 5, tandis que la densité moyenne de la surface de la terre continentale et océanique s'élève à peine à 1, 6. Le poids spécifique de la terre à son intérieur, doit donc être beaucoup plus élevé que 5, 6, et il est vraisemblable que la densité des matières qui la composent s'accroît avec la profondeur. — Ces données viennent encore corroborer l'hypothèse de l'état fluide primitif de notre planète surtout si l'on considère que le *point central* et le *point pesant* de la terre concordent, en d'autres termes qu'il faut admettre une disposition parfaitement régulière de masses également denses en zones concentriques.

§ 3. **Température de l'intérieur de la terre. — Fluidité du noyau central.** — L'action des rayons calorifiques provenant du soleil est limitée à la surface la plus extérieure de notre planète et ne se fait déjà plus sentir à une profondeur de 20 à 25 mètres. L'influence du soleil, même dans ses variations annuelles, étant annulée à cette profondeur, il y règne une température constante qui est, en général, la même que la température moyenne du point de la surface de la terre situé verticalement au-dessus. Ainsi, il y a dans les caves de l'Observatoire de Paris, profondes de 29 mètres, des thermomètres qui marquent une température constante de 11°,7 C. et dont les oscillations annuelles ne sont pas appréciables.

Tandis que la chaleur de la partie la plus extérieure de la croûte terrestre lui est étrangère et provient du soleil, on observe des phénomènes calorifiques en dessous de cette enveloppe externe de notre globe, qui forcent d'admettre en son sein même une source de chaleur. Depuis le point où l'influence de la chaleur solaire ne se fait plus sentir, partout et à une aussi grande profondeur que l'on ait pénétré dans l'écorce terrestre, on a constaté *un accroissement constant de la température avec la profondeur*. Il règne donc, par conséquent, dans les différents niveaux, une température la même en chaque point et augmentant également avec la profondeur. Cette importante proposition trouve sa con-

firmation dans les rapports de température que présentent certaines sources chaudes, comme dans les résultats de l'observation de nombreux forages, puits artésiens et mines.

Les sources ont la température des fentes et des cavernes dans lesquelles leurs eaux circulent. Beaucoup de sources, même la plupart d'entre elles, dépassent la température moyenne du point où elles sourdent. Le nom de *sources chaudes* ou de *thermes* leur est surtout donné quand cette différence de température est importante. Beaucoup de ces thermes, comme les sources de Carlsbad, les Geysers d'Islande, de la Nouvelle-Zélande et des pentes est et ouest des Montagnes-Rocheuses, atteignent la température de l'eau bouillante : elles viennent donc de régions souterraines où règne cette température ou une autre plus élevée, mais dont on ne peut fixer exactement le niveau, parce que l'on ignore la profondeur et la direction du courant d'eau.

Ces difficultés n'existent pas dans les cas où l'homme, par des forages perpendiculaires (puits artésiens), permet l'écoulement artificiel d'amas d'eau souterraine. Dans ces cas, il est possible d'obtenir pied par pied la température exacte de l'eau, ce qui permet, naturellement, de conclure de celle des roches traversées. Le creusement des puits a aussi fourni des données géothermiques, mais l'on n'obtient la véritable température des profondeurs atteintes, que si des dispositions spéciales permettent à la colonne d'eau du fond du puits seule de venir à la surface et empêchent l'eau plus froide, et par conséquent plus lourde des niveaux supérieurs, de déplacer une partie de l'eau de source profonde et d'abaisser ainsi sa température. Des observations de cette nature ont fait admettre que, au-dessous de la limite où la chaleur du soleil se fait sentir, la température s'accroît d'une manière constante avec la profondeur. On appelle *degré de profondeur géothermique* le nombre de mètres ou de pieds qu'il faut atteindre pour obtenir une élévation de température de 1° C. Les observations de quelques forages ont donné, par exemple, 92 pieds à Rüdersdorf, 95 à Grenelle, 92,27 à Neusalzwerk, — soit environ 31 mètres pour le degré de profondeur géothermique. Dunker a récemment recueilli les chiffres suivants dans le forage de Speremberg : à 1000 pieds 23° C., à 2000 pieds 33° C., à 3000 pieds 43° C., à 4042 pieds 48° C. On admet que la température moyenne de Speremberg est de 7,8° C., le degré de profondeur géothermique dans ce puits est donc 98 pieds et demi.

Ces résultats ont été confirmés par les observations de température prises à Bergwerken où l'on est descendu jusqu'à plus de 1000 mètres. Pour ce genre de recherches, la méthode la plus convenable est celle dans laquelle on prend directement la température de la roche à l'inté-

rieur de trous fraîchement pratiqués. On a ainsi reconnu que la chaleur augmente avec la profondeur et que la température est constante lorsqu'il s'agit de profondeurs assez considérables, tandis que le degré de profondeur géothermique varie beaucoup, pour les profondeurs ordinaires, avec la nature de la roche et d'autres circonstances locales, en oscillant autour de 33 mètres.

Même à Jakutsk, où le sol est gelé toute l'année jusqu'à une profondeur de presque 200 mètres, le froid diminue avec la profondeur, et, grâce à la conductibilité de la glace, les degrés de profondeur géothermique sont très-petits, de manière que la température à 130 mètres est passée de — 17,12° C. à — 2,9° C.

L'élévation de température avec l'augmentation de profondeur que nous venons de constater dans les roches de la croûte la plus externe de la terre et dans les eaux qu'elles contiennent est la même pour les profondeurs auxquelles nous ne pouvons atteindre. Et, dans le fait, les sources bouillantes témoignent de la température du niveau auquel elles doivent leur degré élevé de chaleur. D'après ce que nous venons de voir, elles viendraient d'une profondeur de 3300 mètres. Si maintenant nous considérons ces masses de roches fondues qui sortent de l'intérieur de la terre comme les sources d'eau chaude, nous ne pouvons nous empêcher de conclure qu'elles proviennent d'un niveau dont la température est suffisante pour fluidifier ces laves, qui atteint par conséquent au moins 20.000° C. D'après les lois de progression arithmétique, une telle température se rencontrerait à 66 000 mètres. Cependant, comme les degrés géothermiques paraissent augmenter de valeur avec la profondeur, et que leur mesure est incertaine, comme la loi de leur accroissement, il est prudent de renoncer provisoirement à une évaluation du point où règne la chaleur de fusion, en d'autres termes où se trouve la limite entre la masse fondue et la croûte solide du globe.

Ce qui reste incontesté, c'est que la température des couches terrestres, en tant du moins qu'il s'agisse de celles que l'on a atteintes, augmente avec la profondeur et que, à des profondeurs plus grandes et qu'on ne peut déterminer exactement, il règne une température plus élevée encore, comme on peut le conclure de l'observation des sources chaudes et des roches fondues rejetées. Ces sources d'eau chaude et les laves liquides se montrent en des points innombrables répandus sur toute la surface de la terre : il faut donc admettre qu'il y a partout, dans les profondeurs du globe, une source de chaleur, un *noyau en ignition*, qui s'est entouré progressivement d'une couche solide, l'écorce terrestre actuelle. Cette conception s'harmonise avec la proposition qu'amenaient les deux paragraphes précédents, que la forme et le poids spécifique de la terre indiquent

un état primitivement fluide. (*Voyez aussi* géologie dynamique : sources chaudes, conclusion.)

§ 4. **Répartition des terres et des mers à la surface du globe.** — Notre planète a deux enveloppes, l'une seulement locale, l'*eau*, l'autre étendue sur toute sa surface, l'*atmosphère;* l'eau ne forme point une couche continue par suite de l'émersion d'une partie de la croûte terrestre qui forme les continents. La terre et l'eau à la surface du globe sont en proportions fort inégales ; celle-ci en occupe presque les deux tiers, ou, plus exactement, l'étendue des mers est à celle des continents comme 275 : 100. La répartition des terres selon les zones est encore plus inégale ; l'hémisphère boréal offre presque trois fois autant de terres que l'hémisphère sud ; la zone tempérée nord a une étendue égale en terres et en mers, et la zone torride possède $\frac{1}{3}$ de terres et $\frac{2}{3}$ de mers ; enfin, la zone tempérée du sud ne présente pas tout à fait $\frac{1}{10}$ de terres.

La *zone littorale* des continents représente en quelque sorte l'état intermédiaire, puisqu'elle est recouverte d'eau pendant le flux et qu'elle est à découvert en autre temps.

§ 5. **Groupement général des continents et des océans.** — Les grandes étendues de terre sont les *continents ;* les grandes étendues de mer sont les *océans ;* les petites portions de terre émergée sont appelées *îles*, et les petits bassins d'eau reçoivent le nom de *mers*. Mais tandis que les continents sont séparés les uns des autres, les océans communiquent entre eux par des détroits.

La portion émergée du globe se divise en deux complexes principaux : celui d'orient, auquel se joint l'Australie, et celui d'occident, autour du pôle nord, qui va en diminuant dans la direction sud pour se terminer en coin à l'extrémité sud de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. L'eau, au contraire, est en plus grande quantité au pôle sud d'où elle part sous trois directions, en formant les océans Atlantique, Pacifique et Indien, qui s'étendent entre les continents et deviennent plus étroits selon que les continents, terminés en pointe, gagnent en largeur. Mais tandis que les océans atteignent le pôle nord et baignent la côte nord du continent, la limite sud des terres est située par 45° de latitude, soit exactement entre le pôle sud et l'équateur. L'Amérique du Sud ne s'étend que jusqu'à 56° : c'est la latitude d'Édimbourg et de Copenhague ; l'Afrique se termine par 34° qui est la latitude de Gibraltar, l'Australie va jusqu'à 43° soit la latitude du nord du Portugal. Cependant, un groupe d'îles ou un continent polaire émerge des amas de glaces étendus qui environnent le pôle sud.

§ 6. **Division des continents.** — Comme nous l'avons déjà dit, les parties émergées du globe se groupent en deux masses continentales indé-

pendantes l'une de l'autre. Le continent ouest est formé par les Amériques, le continent est par l'Europe, l'Afrique et l'Asie; l'Australie s'y rattache étroitement par une chaîne d'îles. Ces deux grandes masses continentales sont entamées presque à angle droit dans le sens de leur longueur, à peu près en direction est-ouest, par une profonde échancrure qui les partage en une moitié sud et une moitié nord. Si l'isthme de Panama était percé comme l'isthme de Suez, il y aurait autour de la terre une ceinture de mers non interrompue formée par la Méditerranée et la mer Rouge, le golfe de Mexico et la mer des Caraïbes et enfin les divers détroits de la mer des Indes reliés par une zone océanique. — Par suite de cette entaille, le continent ouest se divise en Amérique du Nord et Amérique du Sud, tandis qu'il faut considérer le continent est comme formé de deux parties, l'Europe et l'Asie auxquelles se rattacheraient l'Afrique et l'Australie.

§ 7. **Iles.** — De nombreuses îles situées très-près des continents, doivent être considérées comme des parties détachées de ces mêmes continents, dont elles ne sont séparées que par des eaux peu profondes et auxquels elles seraient de nouveau réunies, s'il y avait un abaissement de quelques centaines de pieds du niveau de la mer. Ainsi, l'Écosse, l'Angleterre, les îles danoises appartiennent à l'Europe, le Japon et la plupart des îles de l'océan Indien à l'Asie, la Nouvelle-Zélande, la Nouvelle-Guinée, les Célèbes au continent austral; Vancouver, Terre-Neuve, la Terre-de-Feu appartiennent au continent américain. C'est seulement au large que le lit de la mer se creuse à pic et que commence véritablement l'Océan.

La séparation des *îles côtières* du continent a lieu soit par l'action destructive des eaux, ou, en général, sous les influences atmosphériques (îles Scheer à l'embouchure du Danube), soit par affaissement local et inondation partielle du continent. L'Irlande et la Grande-Bretagne montrent à l'évidence qu'elles ont été séparées de l'Europe par l'action de cette dernière cause. Un bras de mer peu profond, la mer du Nord et le Canal, à la surface desquels une tour bâtie sur le fond ferait une saillie considérable, s'est creusé entre elles et le continent. Cette séparation a eu lieu à une époque relativement récente, car les îles britanniques possèdent tous les végétaux et animaux européens qui conviennent à leur climat. Une réunion de ces îles au continent par un soulèvement séculaire n'amènerait aucun changement important dans ces deux règnes. Java, Bornéo, Sumatra ont tout à fait les mêmes rapports avec l'Asie; les Célèbes, la Nouvelle-Guinée, la Nouvelle-Calédonie, la Nouvelle-Zélande, la Tasmanie, avec le continent australien, mais leur séparation a eu lieu à des époques géologiques déjà reculées. La limite de séparation entre ces deux ordres d'îles est une fente de plus de 1000 brasses de profondeur qui s'étend

seulement sur quatre milles de largeur entre Bali et Lombock d'un côté, Célèbes et Bornéo de l'autre. Au nord-ouest de cette limite, les formes végétales et animales ont un caractère asiatique, au nord-est elles sont australiennes.

La formation d'îles, par suite du morcellement des côtes où se creusent les fiords, s'observe seulement à une latitude élevée dans l'Amérique anglaise et l'ancienne Amérique russe, à leurs rivages sur le Pacifique (Patagonie, côtes découpées du Groënland, de la Norvége et de l'Écosse).

Les *îles océaniques* sont situées loin des côtes et n'ont aucun rapport avec les continents. Ce sont ou des plateaux, ou des sommets de montagnes appartenant à des continents enfoncés sous la mer (comme Ceylan et Madagascar), ou bien, et c'est le cas du plus grand nombre, elles sont dues aux actions volcaniques ou à l'œuvre des coraux. La disposition habituelle des îles volcaniques en courbes dont le côté convexe est tourné vers l'océan et le côté concave vers le continent, est très-caractéristique. Les îles Aléoutiennes, les Kouriles, les îles Lieu-Khieu, les petites Antilles sont des exemples de cette disposition. Les îles de coraux se caractérisent, au contraire, par la basse latitude à laquelle on les trouve, et par leurs traits uniformes. Tandis que les mers Atlantique et Indienne sont très-pauvres en îles océaniques, l'océan Pacifique, à part les volcans à proximité des continents, en contient plus de 670, dont la superficie réunie atteint un peu plus de 5000 milles carrés. Ces nombreuses petites îles se groupent en formant une zone qui de l'archipel Indien va en direction E. S. O. vers l'équateur et qui a reçu à bon droit le nom de Polynésie.

§ 8. **Apparente régularité dans le contour des continents.** — Considéré d'une manière générale, le contour des continents paraît être soumis à une certaine régularité, parce que leurs principales lignes de côtes courent soit en direction nord-est, soit en direction sud-ouest. C'est ce qui détermine la forme en coin des continents. La côte est de l'Amérique du Nord suit une direction nord-est; dans son prolongement nord se trouve la côte est du Groënland, parallèle à la côte ouest de la Scandinavie, tandis que la côte sud du Yucatan tombe sur son prolongement sud. Les côtes de l'Amérique du Sud, presque en lignes droites, ont un trajet parallèle. A la direction générale nord-ouest appartiennent les côtes ouest des deux Amériques, de même que la côte nord-est de ces deux continents et enfin la côte ouest du Groënland.

La forme en coin que donne à l'Amérique du Nord la direction nord-est et nord-ouest de ses principales côtes, se répète si complétement pour l'Afrique que les angles saillants et rentrants de ces deux parties du monde alternent. En outre, pour l'Arabie, l'Inde et la partie sud-est de l'Asie, la

régularité de la forme est seulement altérée : la pointe sud s'est enfoncée, pour la plus grande partie, sous la mer et elle n'est plus indiquée que par un plateau sous-marin, sur lequel s'élèvent Bornéo, Java et Sumatra. Il en est de même pour l'Australie. La Nouvelle-Guinée, la Nouvelle-Calédonie, la Nouvelle-Zélande et la Tasmanie sont avec ce continent dans le même rapport que l'Angleterre à l'Europe, Bornéo, Java et Sumatra à l'Asie : ce sont les derniers restes de la moitié est d'un continent austral enfoncé sous les eaux. Si on le rétablit par la pensée en prolongeant la ligne des côtes de la Nouvelle-Zélande dans les directions nord-ouest et sud-ouest et la côte ouest de la Tasmanie dans la direction sud-est, on est frappé de sa ressemblance avec l'Afrique actuelle.

La forme homologue de l'Afrique, de l'Amérique, du Groënland détermine entre autres choses le contour doublement arqué de l'Atlantique et ses ramifications nord-est et nord-ouest, le détroit de Davis et l'espace entre les côtes parallèles du Groënland et de la Norvége.

Une autre conséquence de la divergence vers le nord des lignes nord-est et sud-est, qui limitent les continents, est la répartition inégale des terres et des eaux dans les deux hémisphères : les premières se sont amassées au pôle nord, et les secondes au pôle sud.

§ 9. **Relief de la terre. Hauteur absolue et hauteur relative.** — Puisque la surface de la mer nous montre la forme ellipsoïdale presque arrondie de la terre et que l'océan ne présente pas ces inégalités et irrégularités que nous offre la partie émergée du globe, il peut fournir un *horizon de comparaison* qui, dans la mesure des hauteurs et des dépressions de la terre, donne le 0 de l'échelle et auquel on rapporte toutes les expériences de cette nature.

La hauteur d'un point quelconque au-dessus du niveau de la mer est appelée sa *hauteur absolue*. — On ne cherche pas toujours le point de départ des comparaisons dans le niveau de la mer et l'on oppose souvent entre elles les hauteurs des différents points de la terre, ou leur *hauteur relative*. Mais, comme une partie seulement de la surface de la terre est exondée et que le reste, au contraire, est immergé, on rapporte toutes les mesures à un même niveau. On désigne la hauteur absolue dans le premier cas par le signe + et dans le second cas par le signe —. La hauteur absolue la plus élevée que l'on ait observée à la surface de la terre est celle du mont Everest, dans l'Himalaya, elle est de + 8.900 mètres ; la plus faible hauteur absolue connue (par conséquent le plus profond des mers) dans l'océan Atlantique est de — 13.230 mètres ; et enfin, le point le plus profond des continents est dans la mer Morte — 412 mètres. C'est donc sur les continents que l'on observe la plus grande différence de niveau : 9.312 mètres.

Cette différence de hauteur paraîtra bien petite si on la compare au diamètre de la terre avec laquelle elle est comme 1300 : 1. C'est donc à bon droit que l'on compare les inégalités de la surface de la terre aux aspérités de l'écaille d'un œuf.

Un élément important pour la fixation du relief d'un continent ou d'une de ses parties est sa hauteur moyenne, c'est-à-dire la hauteur qu'elle aurait dans toute sa surface si sa masse était uniformément distribuée. Leipoldt a donné les hauteurs suivantes comme moyennes pour les pays européens :

ÉTATS.	HAUTEUR MOYENNE EN MÈTRES.	ÉTATS.	HAUTEUR MOYENNE EN MÈTRES.
1. Suisse.	1,299,91	9. Allemagne.	213,66
2. Presqu'île Ibérique.	700,60	10. Russie.	167,09
3. Autriche.	517,87	11. Belgique.	165,36
4. Presqu'île Apennine	517,17	12. Danemark (excl. Islande).	55,20
5. Scandinavie.	428,10	13. Pays-Bas (excl. le Luxembourg et les parties au-dessous de la mer. . . .	9,61
6. France.	395,84		
7. Roumanie.	282,28		
8. Grande-Bretagne.	217,70		

et enfin pour toute l'Europe, 296 mètres. On a, en outre, évalué la hauteur moyenne de l'Asie à 383 mètres, celle de l'Amérique du Nord à 249 mètres, celle de l'Amérique du Sud à 577 mètres, celle de l'Afrique à 500 mètres (?) et celle de l'Australie à 170 mètres, et par conséquent celle de la partie émergée de la terre à 300 mètres, nombre qu'il faut plutôt considérer comme un minimum. Si cette masse, située au-dessus du niveau de la mer, venait à disparaître sous les eaux, comme la surface des mers est trois fois plus grande que celle des terres, leur bassin se remplirait du $\frac{1}{3}$ de 300 mètres, par conséquent de 100 mètres. Si l'on admet que la profondeur moyenne de l'océan est de 5000 mètres, il faudrait donc une masse 50 fois plus grande que la terre aujourd'hui exondée pour le combler.

Formes fondamentales du relief de la terre. — La différence la plus générale dans le relief des terres sera indiquée par les noms de *plaines* et de *pays de montagnes*.

Les plaines, surfaces étendues à l'intérieur desquelles les différences de niveau sont peu importantes, peuvent surpasser de peu le niveau de la mer, ou bien avoir une hauteur absolue importante ; de là la distinction en plaines basses et plaines élevées.

Les *plaines basses* sont des contrées étendues qui, généralement, s'élèvent peu au-dessus du niveau de la mer ou même, parfois (par exemple en Hollande), sont situées à un niveau plus bas. Elles commencent le plus souvent aux côtes et s'élèvent lentement, s'étendant souvent au loin à l'intérieur des continents, comme la plaine du nord de l'Allemagne et la vallée du Mississipi. Il y a aussi des plaines basses qui n'atteignent pas la mer, mais qui sont entourées de montagnes : la plaine intérieure de la Basse-Hongrie en est un exemple. Il y a de larges plaines mesurant des centaines de milles carrés, comme les terres basses de Sibérie et du nord de l'Europe. Cette dernière a une surface de 102.440 milles carrés.

Les plaines basses ne sont pas complétement unies ; leur surface, au contraire, présente des monticules, des terrasses en forme de plateaux, des dunes, des bassins, etc. Si ces élévations se rapprochent, elles forment un *pays de collines*, par opposition à la plaine.

On appelle *plateaux* des élévations continues dont les dimensions horizontale et verticale sont importantes — cette dernière dépassant ordinairement 300 mètres. La surface des plateaux est d'ordinaire complétement unie ou bien elle est ondulée ou présente des collines et parfois même des chaînes de montagne : des cours d'eau peuvent s'y creuser des lits. C'est ainsi que s'élèvent sur le plateau de Quito, d'une altitude de 10.000 pieds, le Cotopaxi (18.775 pieds) et le Chimborazo (21.421 pieds) ; dans la région schisteuse de Laach, le sommet volcanique tronqué du Bausemberg, du Hochsimmer, etc. Le plus bel exemple de formation de ravin sur un plateau est donné par le Colorado, dans le territoire d'Arizona (Amérique du Nord) : il présente un système de ravins perpendiculaires de 2 à 3000 mètres de profondeur.

Un plateau peut couronner une montagne ; quand un plateau se trouve entre la plaine basse et le sommet d'une montagne comme un degré entre ces deux extrêmes, on l'appelle *terrasse*. Les plateaux peuvent aussi être entourés de divers côtés par des montagnes (marais salant élevé de 1.500 mètres entre les montagnes Rocheuses et la Sierra-Nevada). Comme exemple des plus grands plateaux on peut citer : celui du Thibet, entre l'Inde, la haute Tartarie et la Chine, de 50.000 milles carrés et élevé d'environ 5.000 mètres ; le Sahara, de plus de 100.000 milles carrés et élevé de 700 à 1.000 mètres. La terrasse que forment les *Prairies*, à l'est des Montagnes Rocheuses, a une altitude d'environ 1.600 mètres. L'Allemagne ne possède que de petits plateaux, comme l'Eifel, le Westerwald, le Sauerland, l'Eichsfeld, les Alpes de Souabe et des terrasses comme, par exemple, le plateau bavarois.

Collines, *monts*, *montagnes*. — Une colline, ou un mont, est une élévation relativement peu étendue, indivise, isolée. Les divers reliefs de la

terre sont appelés collines quand ils ont moins de 200 mètres de hauteur; ceux qui sont plus élevés prennent le nom de monts. Les collines et les monts, comme il résulte de la définition, s'élèvent donc ou isolément sur la plaine, ou bien se montrent en plus grand nombre, pour former un tout souvent entrecoupé, que l'on qualifie de chaîne, groupe, pays de montagne ou montagnes.

Les *monts isolés* sont proportionnellement rares, et ils ont le plus souvent une origine volcanique; leur forme est d'ordinaire conique ou en dôme. Souvent ils sont rapprochés en grand nombre, et se groupent alors soit irrégulièrement, soit en séries.

Une *chaîne de collines* ou une *chaîne de montagnes* est une série continue de monts ou de collines.

Un *groupe de collines* ou *de montagnes* est la réunion de collines ou de monts situés irrégulièrement les uns auprès des autres et peu ou point reliés entre eux.

Un *pays de montagne* est une partie de la terre à l'intérieur de laquelle les rapports de hauteur de points situés près les uns des autres, varient très-vite et dans des proportions notables, de sorte qu'il y a sur un grand espace une agglomération non interrompue de collines, montagnes et chaînes de montagnes sans grands plateaux intermédiaires.

Une *montagne* est une forte élévation de terrain entrecoupée, qui occupe un espace considérable, formant une ligne de séparation entre les eaux, et dont les parties se laissent relier en un tout par leurs formes et leur structure géologique. On appelle *versants* de la montagne les régions en pente qui sont de chaque côté de la ligne de partage des eaux, lorsque cette montagne est formée de monts étroitement reliés, et leur limite supérieure prend le nom de *faîte*. Celle-ci présente encore des courbes en relief ou creusées, correspondant aux monts et aux intervalles qui les séparent (gorges, cimes).

De même que les monts, les montagnes peuvent se présenter isolées dans une plaine (le Harz au nord de l'Allemagne, les montagnes Noires dans les Prairies de l'Amérique du Nord), ou bien elles peuvent être rapprochées en un système de montagnes et reliées entre elles par leur forme générale et leurs caractères géologiques. Les Alpes, les Apennins, l'Oural, les monts Scandinaves, etc., se présentent ainsi en Europe; en Asie, ce sont l'Himalaya, le Caucase; en Amérique, les Cordillères, les monts Alleghany.

§ 10. **Division et classification des montagnes.** — Les montagnes sont formées d'un certain nombre d'éminences dont l'arrangement a déterminé la division. Comme types principaux nous citerons :

a. La *disposition linéaire :* plusieurs éminences sont disposées les unes derrière les autres en ligne droite ou faiblement courbée.

b. La *disposition parallèle :* il s'agit ici d'éminences parallèles dont la direction cependant n'est pas toujours concordante avec la direction longitudinale de la montagne elle-même, qu'elle peut couper obliquement (Jura, Alleghanies).

c. La *disposition transversale :* d'une chaîne principale partent en direction presque perpendiculaire des rameaux latéraux (Alpes centrales, Pyrénées).

d. La *disposition diagonale :* une chaîne principale se partage en plusieurs membres équivalents (Oural, partie sud).

e. La *disposition radiale :* un grand nombre de branches se détachent en rayonnant d'un mont central (Vogelsgebirge, Alpes d'Oetzthal).

f. La *disposition en amas :* la montagne se partage en un nombre de masses peu reliées entre elles (Alpes dolomitiques du sud du Tyrol).

On a cherché à classer les montagnes d'après leur élévation et les rapports de leurs dimensions entre elles. D'après le premier caractère on les a partagées en :

1. *Basses montagnes* aux pentes douces d'ordinaire, rarement rocheuses, qui atteignent une hauteur moyenne de 500 à 700 mètres. Les vallées sont peu profondes, larges ; la pente des eaux est faible, leur activité mécanique est peu importante par conséquent (ex. : Hundsrück, Eifel, Odenwald, Spessart).

2. *Montagnes moyennes.* Elles possèdent une hauteur moyenne de 700 à 1400 mètres. La hauteur relative est ici plus élevée que dans les basses montagnes. Leurs formes sont plus accentuées, leurs pentes plus raides. Les vallées sont plus étroites et plus profondes, la pente des cours d'eau est plus grande ; aussi leurs berges sont-elles escarpées, et les cascades sont plus communes. On voit apparaître les ravins ; les rochers aux formes bizarres commencent à devenir plus fréquents (Thuringerwald, Harz, monts Métalliques).

3. *Montagnes alpines :* leur hauteur moyenne atteint de 1400 à 2.000 mètres, quoique certains sommets dépassent ce chiffre. Elles s'élèvent donc en partie au-dessus de la limite de végétation des arbres, de sorte qu'elles produisent surtout des plantes alpines et des gramens. Ce sont des plateaux entourés de sommités aiguës et recouverts de débris gigantesques de roches, ou des élévations sauvages et déchirées dont les pentes sont coupées de gorges, de vallées et de précipices escarpés (ex. : Alpes de Savoie, Alpes suisses, Alpes de Saint-Gall, Alpes styriennes).

4. *Hautes montagnes.* Elles s'élèvent à plus de 2.000 mètres au-dessus du niveau de la mer, de sorte que, sous notre latitude, beaucoup de leurs sommets et de parties de chaînes sont dans la région des neiges éternelles.

Elles ont souvent leurs crêtes très-découpées. Leurs pentes stériles se précipitent parfois en parois perpendiculaires, leurs vallées sont couvertes de débris de rochers; leurs cours d'eau forment des torrents désordonnés et des cataractes élevées; leurs vallées supérieures contiennent des champs de neiges desquels partent les glaciers qui remplissent les vallées et ravins voisins. Leurs sommités présentent des pointes très-aiguës ou mousses, ou bien sont larges, campaniformes (par ex. : Oetzthal, Alpes de la vallée du Ziller, du Stubay; le Tatra, l'Himalaya).

La division des montagnes que nous venons de donner repose sur leur hauteur absolue. Si l'on fait abstraction de ce caractère pour considérer seulement les rapports de leur longueur à leur largeur, on doit opposer les *massifs* aux *chaînes* de montagnes. Dans les premiers, la largeur n'excède pas ou excède peu la longueur. Dans les chaînes de montagnes, au contraire, c'est la longueur qui domine. Naturellement, ces deux genres passent l'un à l'autre. Comme exemples typiques de massifs montagneux, il faut citer celui du Vogelsberg dans la Hesse, le Fichtelgebirge, les Alpes de Souabe, le Jura franconien, le Harz, l'Altaï; comme exemples de chaînes de montagnes, le Thuringerwald, l'Oural, le Jura, les Alleghanies et les Cordillères.

Les *vallées* sont des entailles qui déterminent le partage des montagnes et le sillonnement des plateaux. Elles commencent souvent comme des fentes, s'élargissent ensuite et augmentent d'autant plus en largeur et en longueur qu'elles se rapprochent de l'horizontale. Si elles courent presque à angle droit d'une chaîne de montagnes, on les appelle *vallées transversales*. Les points profonds des crêtes de montagnes où se trouve le point de départ de deux vallées qui s'étendent de chaque côté de la montagne reçoivent le nom de *passes*. Les *vallées longitudinales* sont parallèles à la direction générale de la chaîne, elles sont caractérisées d'ordinaire par leur direction en ligne droite et leur faible pente.

§ 11. **Régularité des reliefs de la terre.** — Une certaine régularité se fait remarquer dans le relief de la terre comme dans le contour des continents. Il suffit, pour s'en convaincre, de voir les bords de la terre ferme s'élever en montagnes côtières dont la hauteur est en rapports déterminés avec l'étendue de l'océan limitant. D'un côté, la situation et l'extension des montagnes sont déterminées par la direction des rivages auxquels elles appartiennent, de même que leur hauteur l'est par l'étendue des mers voisines, étant donnée, d'un autre côté, la forme générale nécessairement en bassin que présente l'intérieur des continents.

Les rapports de dépendance entre le développement d'une montagne, la forme du continent et l'étendue de la mer se montrent dans les deux Amériques. Chacun de ces deux continents possède à l'est et à l'ouest des

montagnes côtières qui ont la même direction nord-est et nord-ouest que les côtes. Les montagnes situées du côté ouest sont plus élevées, comme correspondant au grand océan. Au système des monts Alleghany correspondent, dans l'Amérique du Sud, les chaînes de montagnes brésiliennes, les Andes, la Sierra-Nevada et les Montagnes-Rocheuses ; les montagnes atlantiques ont de 800 à 2.000 mètres, les montagnes du côté du Pacifique ont 7.000 mètres de hauteur. Entre ces deux chaînes s'étend le continent américain, en prairies horizontales et bassins peu profonds.

Le sud de l'Afrique, autant que nous le connaissons, est aussi un haut plateau, limité du côté de la mer par des montagnes élevées.

L'Australie, enfin, peut être comparée à un haut plateau relevé sur tous ses bords, à pic vers la mer, mais creusé à l'intérieur. Les rapports orographiques du continent asiatico-européen sont embrouillés et se laissent difficilement rapporter à ce que l'on observe ailleurs. Une particularité de toutes ces montagnes est que leur côté tourné vers la mer est plus abrupt que leur pente continentale qui s'adoucit pour former des plateaux élevés en partie montagneux.

Il résulte de cette dépendance générale des montagnes, quant à leur situation et leur direction par rapport à la proximité et à la direction des côtes, — de leur altitude, en relation avec l'étendue de la mer limitante, — de la rapidité de leurs pentes, selon qu'elles regardent l'océan ou le continent, que les montagnes sont moins âgées que les continents.

§ 12. *Le fond de la mer.* Les limites propres du bassin océanique ne concordent pas toujours avec les lignes des côtes continentales. Souvent ces dernières se continuent en des pentes adoucies qui sont leurs prolongements sous-marins et auxquelles appartiennent les îles côtières, et c'est, à plusieurs milles au large seulement, que le fond de la mer tombe subitement à 3.000 mètres et plus. C'est là que commence vraiment le bassin de la mer. Ainsi, par exemple, la côte est de l'Amérique du Nord, le New-Jersey principalement, s'étend sous la mer pendant environ 16 milles ne plongeant sur cette longueur que de 200 mètres, soit 1 mètre sur 640. C'est seulement à partir de ce point que la profondeur de la mer augmente brusquement.

Le relief du fond de la mer et ses différences de niveau sont encore peu connus, comparativement à ce que l'on sait du relief de la terre. On a seulement mesuré quelques points ou quelques lignes isolées. La partie nord de l'Atlantique a été très-bien étudiée sous ce rapport lors de la pose du câble. On a trouvé entre l'Irlande et Terre-Neuve une profondeur variant entre 2.000 et 3.000 mètres, qui dans la direction des îles Bermudes s'accroît jusqu'à 8.000 mètres. D'après les sondages du *Challenger*, la profondeur de l'Atlantique au sud serait d'environ 4.000 mètres,

et celle du golfe de Mexico de 1300 à 1700 mètres. Enfin, il résulte des sondages que le *Tuscarora* a exécutés d'Honolulu à Yokohama que la profondeur moyenne du Pacifique est d'environ 6.000 mètres, tandis que, d'après la vitesse avec laquelle se transmettaient les vagues pendant les tremblements de terre de 1868, dans la partie sud et de 1858 dans la partie nord de cette mer, on l'avait évaluée à environ 4.000 mètres. La profondeur moyenne du lit de la mer est estimée à 5.000 mètres.

Le fond de la mer présente aussi des alternances de hauteurs et de dépressions, il y manque seulement ces inégalités qu'ont produites sur la terre, dans le cours des temps, les actions atmosphériques et les courants d'eaux. Le fond de la mer a plutôt une surface uniforme, qui s'élève en terrasses douces ou s'abaisse insensiblement. Il faut considérer le fond de la mer comme une partie submergée de la croûte terrestre, tandis que le continent a conservé son niveau ancien ou même s'est soulevé. Pour se représenter la configuration de la surface de la terre il faut l'imaginer sans eau, alors les continents apparaîtront comme des roches colossales avec des parois proportionnellement abruptes, comme des plateaux élevés au milieu d'une terre basse trois fois plus étendue, à surface ondulée, profonde de 5.000 mètres. Du point le plus bas de celle-ci jusqu'au plateau continental ou aurait à compter un mille et plus en hauteur verticale, et de là jusqu'au sommet des montagnes les plus élevées il y aurait encore un mille $\frac{1}{4}$.

DEUXIÈME PARTIE

PÉTROGRAPHIE

a. — GÉNÉRALITÉS

§ 1. **But de la pétrographie.** — La pétrographie nous fait connaître les roches qui composent la croûte solide du globe.

Les *roches* sont des agrégats d'individus d'une ou de plusieurs espèces minérales. Le but de la pétrographie est la recherche des espèces minérales qui composent ces roches, l'étude de leur structure et des lois de leur agrégation.

Nous laisserons pour le chapitre de cet ouvrage qui traite de la géologie pétrogénétique, tout ce qui concerne la formation et le développement des roches, car il est nécessaire pour aborder cette partie de la science d'avoir étudié auparavant la géologie dynamique.

§ 2. **Parties constituantes essentielles des roches.** — Une des recherches que s'impose la pétrographie est celle des *parties constituantes* des roches. On appelle ainsi les minéraux qui sont nécessaires pour caractériser une roche. Le granite est formé de quarz, de feldspath et de mica, aucun de ces minéraux ne peut manquer à une roche ni y être remplacé sans que, par le fait, elle perde son caractère de granite. Si l'on retire au granite son feldspath, il devient le hyalomicte, si le quarz disparaît et si le hornblende remplace le mica, on a la syénite. Le quarz, le feldspath et le mica sont donc les parties constituantes du granite, sans lesquelles il ne peut exister.

On connaît déjà environ 700 espèces minérales ; leurs composés offrent naturellement une extrême diversité et elles forment un nombre considérable de roches. Cependant le nombre des minéraux qui jouent un rôle important dans la composition des roches est proportionnellement très-restreint. Les principaux sont :

Glace (formant par exemple les glaciers).
Spath dolomitique, spath calcaire, anhydrite, gypse, sel gemme.

Quarz (quarzite, grès ; partie constituante du granite, du gneiss, du hialophyre, etc.
Orthoclase (comme partie constituante principale du granite, du gneiss, de certains porphyres et de la syénite).
Sanidine (dans les trachytes).
Oligoclase (accompagne d'ordinaire l'orthose et peut se trouver indépendamment de lui comme dans la diorite — *plagioclase*).
Labrador (partie constituante de la diabase, gabbro, hypersthénite — *plagioclase*).
Néphéline et *leucite* (dans le basalte).
Augite (principale partie constituante des diabase, mélaphyre, basalte).
Diallage et *hypersthène* (dans le gabbro et l'hypersthénite).
Hornblende (dans la syénite, la diorite amphibolique).
Moscovite (surtout dans le micaschiste et le gneiss).
Biotite (principalement dans certains granites et trachytes).
Serpentine, talc, chlorite.
Grenat (dans l'éclogite, la granitite, la granulite).
Tourmaline.
Limonite, oligiste, magnétite.
Graphite, anthracite, houille, lignite.

§ 3. **Minéraux accidentels.** — Il faut, dans les roches, distinguer les éléments dont la rencontre détermine l'espèce, autrement dit les éléments essentiels, des éléments accidentels ou accessoires, qui n'entrent pas nécessairement dans la caractéristique de la roche et qui, tantôt y manquent complétement, tantôt s'y trouvent en telle abondance qu'on pourrait les prendre pour essentiels. (Ces éléments sont même, en partie, caractéristiques de certaines roches.) — Ainsi, par exemple, on trouve la tourmaline dans beaucoup de granites, le zircon dans certains calcaires, le grenat dans presque tous les micaschistes; l'olivine est caractéristique du basalte. Et cependant, l'existence de l'espèce basalte n'est pas liée à la présence de ce minéral accessoire ; le granite, le calcaire, le micaschiste et le basalte n'en conservent pas moins leur nom lorsqu'ils ne présentent pas leur minéral accessoire particulier.

Dans la plupart des cas, les minéraux accessoires se distinguent par le complet développement de leur forme cristalline. On peut citer comme les plus importants.

Boracite, dans le gypse.
Béryl, dans le granite, le micaschiste, le gneiss.
Cyanite, dans le granite, le gneiss, le micaschiste, talcschiste, granulite.
Staurotide, dans les micaschistes.
Grenat, dans le gneiss, le micaschiste, la chlorite schisteuse.
Olivine, dans le basalte, le mélaphyre, le gabbro.
Titanite, dans la syénite, le granite, la diorite, le gneiss, les calcaires cristallins, la phonolithe.
Pyrite magnétique, dans la diorite, le basalte, la serpentine, etc.
Sulfure de fer, par exemple dans les schistes, l'argile, le charbon, etc.
Magnétite, dans de très-nombreuses roches; par exemple le granite, la syénite, la chlorite schisteuse, le talcschiste, etc.

Soufre, dans le gypse, l'argile, la marne, le grès, le calcaire.
Diamant, dans l'itacolumite.
Or, dans les talcschistes et les micaschistes; dans les sables diluviens et d'alluvion.
Platine, avec ce dernier dans le diluvium et l'alluvion.

§ 4. **Matières solides accessoires**. — A l'intérieur de beaucoup de roches s'ajoutent encore des agrégations minérales qui en diffèrent par leur composition et ne possèdent qu'une importance secondaire. Ils doivent être considérés comme dus à un phénomène accidentel. On les ramène à deux types principaux, d'après leur mode de formation : les *sécrétions* et les *concrétions*.

Les *concrétions* sont dues à la concentration en un même point, d'une ou plusieurs substances minérales différentes de la roche au sein de laquelle elles se forment. C'est la partie interne de la concrétion qui se forme la première. D'après la forme on distingue : les groupements de cristaux (le gypse dans l'argile), les concrétions sphériques à structure rayonnée (sulfate de fer dans l'argile schisteuse), les concrétions en grappes, en lame, mamelonnées. Les concrétions en forme de lentille sont

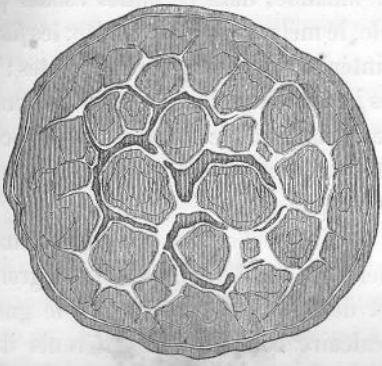


Fig. 1. — Coupe d'un Septaria.

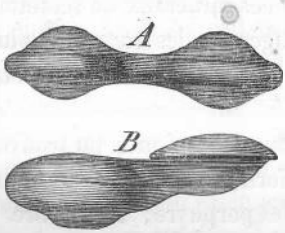


Fig. 2. — Imatrasteine.

appelées *septaria* quand elles sont traversées par des fentes, en partie radiales remplies le plus souvent de calcaire, de sidérose ou de limonite. Ces fentes forment souvent une sorte de réseau qui se ramifie à l'intérieur des concrétions. Les concrétions marneuses en grappes ou mamelons de forme souvent très-bizarre qu'on trouve dans le limon, sont désignées sous le nom de *poupées*.

Les *imatrasteine* de la Finlande sont voisins de ces concrétions (fig. 2.) Ce sont des nodosités arrondies, souvent soudées plusieurs ensemble, qui ont à la surface des sillons circulaires parallèles correspondants à la stratification des lits d'argile dans lesquels on les trouve.

Certaines formations de calcaire marneux ont la forme de cornets emboîtés, plissés transversalement à la surface; elles sont serrées les unes contre les autres et forment des plaques épaisses de plusieurs pouces.

Les *sécrétions* se produisent toujours à l'intérieur de fentes ou de cavités préexistantes, par l'infiltration de solutions minérales : le dépôt se fait des parois vers le centre, contrairement à ce qui se passe pour les concrétions, où les parties périphériques sont les dernières formées. La sécrétion ne remplit pas toujours tout l'intérieur de la cavité; en ce cas, elle est formée d'une croûte plus ou moins épaisse, qui recouvre la paroi, et les sommets des cristaux qui la forment font saillie à l'intérieur (Druses). Lorsque la solution qui s'infiltre change de nature minéralogique, les diverses formations se déposent en couches concentriques qui peuvent être extrêmement minces. On peut souvent voir le chemin que le liquide a suivi pour arriver à la cavité (canaux d'infiltration). Les minéraux les plus fréquents dans les sécrétions sont : le quarz, l'améthyste, la calcédoine, le spath calcaire, la sidérose, les zéolithes, la delessite.

D'après la forme des cavités dans lesquelles se font les sécrétions, on distingue : les *amandes* ou *géodes*, sécrétions minérales, à l'intérieur de cavités pyriformes, sphériques ou en amande, dans certaines roches primitivement fluides, comme par exemple, le mélaphyre et le basalte; les *filons* ou *veines*, sécrétions minérales à l'intérieur de fentes préexistantes; les *nids*, sécrétions à l'intérieur de cavités irrégulières. Il ne faut pas confondre avec ces minéraux de sécrétion et de concrétion, les inclusions de roches étrangères : des fragments plus anciens peuvent, en effet, lors de la formation d'une nouvelle roche, être englobés par elle.

§ 5. **Macrostructure des roches.** — Une roche n'est pas suffisamment connue lorsqu'on a pu trouver les éléments qui la composent. Le granite est formé de quarz, de feldspath et de mica, de même que le gneiss et le porphyre; le marbre et le calcaire compacte si différents dans leur aspect ont la même composition. La pétrographie doit chercher d'autres caractères que ceux de la composition dans les roches : c'est la diversité des modes de structure qui les lui fournit.

Par structure des roches, on entend l'état interne déterminé par la forme, les dimensions, la situation, le mode d'agrégation de leurs éléments constituants.

Une différence de structure fort importante entre les roches, résulte de ce qu'elles peuvent être formées d'*individus cristallins soudés* ou bien de *fragments de roches plus anciennes reliés par un ciment*. On donne aux unes le nom de *roches cristallines*, aux autres celui de *conglomérats* ou de *brèches*. Comme type des premières nous citerons le granite, le porphyre et le marbre; comme type des secondes les poudingues et

les grès. Les éléments qui entrent dans la composition de ces roches, cristallines ou autres, et la manière dont ils se réunissent pour former un tout, déterminent les modifications les plus variées et donnent aux roches leurs caractères distinctifs. Les roches *cristallines* peuvent être :

Grenues, quand les cristaux sont distribués dans toutes les directions possibles et soudés entre eux sans ordre apparent. Les dimensions des cristaux fournissent d'autres caractères ;

Compactes, quand on n'en peut reconnaître les éléments à l'œil nu ou à la loupe. C'est seulement au microscope que l'on peut se rendre compte de leur structure (par ex. le calcaire compacte). En opposition à ces agrégations cristallines compactes, on appelle *homogènes*, les roches vitreuses pour lesquelles un fort grossissement révèle aussi la structure cristalline. Beaucoup de roches éruptives à cristaux très-petits reçoivent le nom de *roches aphanitiques* ;

Écailleuses, quand la roche, au moins pour la plus grande partie, est formée d'écailles et de lamelles disposées parallèlement (par ex. les schistes chloritiques);

Schisteuses, quand les parties constituantes sont disposées parallèlement d'après une de leurs faces, de manière que la roche se partage en couches minces et nettes, divisibles elles-mêmes en lamelles (par ex. les schistes argileux);

Fibreuses, quand la roche est formée de cristaux nettement fibreux qui parfois sont tout à fait parallèles les uns aux autres (ex. le gypse);

Étirées (*gestreckt*), quand certains cristaux, ou tous les cristaux dans une roche, sont disposés en lignes parallèles dans le sens de la longueur. Dans certaines syénites il y a des colonnes de hornblende ; dans beaucoup de trachytes, des cristaux de sanidine sont disposés aussi en colonne ; dans certaines laves, les cavités vésiculaires sont étirées dans le sens de leur longueur et disposées parallèlement à leurs longs axes. Il faut citer ici ces modifications de structure révélées par le microscope, qui consistent en ce que, dans une roche vitreuse d'origine volcanique paraissant homogène, on trouve d'innombrables cristaux microscopiques en forme d'aiguilles ou fibrilliformes (microlithes), en direction parallèle correspondant au sens du mouvement qu'avait la masse fluide comme dans l'obsidienne, le basalte (*microfluctuations*) ;

Porphyriques, quand, dans une roche compacte, ou finement grenue on trouve des cristaux remarquables par leurs dimensions (felsitporphyre, trachyte) ;

Oolithiques, quand la roche est formée de petites concrétions arrondies formées par des couches concentriques ou par des fibres disposées radialement (par ex. le calcaire oolithique du jurassique, l'oolithe du trias, les

pisolithes de Carlsbad). Certaines roches éruptives ont pris, par la solidification, une structure tout à fait semblable, que l'on a désignée sous le nom de *sphérolithique* (par ex. le pechstein);

En bandes, quand la roche est formée de bandes parallèles alternantes, de nature ou de couleur différentes (ex. Halleflint, jaspe rubané);

Poreuses, *celluleuses*, *caverneuses*, quand elles contiennent des cavités irrégulières, petites, grandes ou très-grandes, déterminées par la dissolution de certaines parties constituantes (ex. rauchwacke du Dyas);

Vésiculeuses et *scoriacées*, roches vésiculeuses primitivement fluides (beaucoup de laves, ponce);

Amygdaloïdes, quand les cavités d'une roche vésiculeuse sont remplies d'une substance minérale étrangère (ex. mélaphyre amygdaloïde).

Les roches **formées de fragments** sont divisées d'après la grandeur et la forme des éléments qui les composent, en :

Brèches, quand la roche est formée de grosses pièces à arêtes vives (par ex. brèches porphyriques);

Poudingues (pséphite), quand la roche est formée de gros galets roulés (par ex. conglomérat du Rothliegende);

Grès (psammite), quand la roche est formée de fragments arrondis ou angulaires de grosseur variant entre une tête d'épingle et un pois (ex. quadersandstein);

Argile ou *limon* (pelite), quand la roche a un aspect terreux homogène, par conséquent quand elle est formée de poussière ou de petites lamelles (par ex. argile, kaolin);

Roches incohérentes, quand les fragments sont amassés les uns sur les autres sans être reliés par un ciment (ex. le sable, le gravier).

Un mode de structure que présentent beaucoup de roches cristallines et toutes les roches sédimentaires est la *stratification*.

On appelle roche *stratifiée* celle qui présente une succession de couches en forme de lames à faces parallèles entre elles, et qui dans toute leur étendue ne possèdent, dans la règle, qu'une mince épaisseur (puissance).

§ 6. **Passage des roches les unes aux autres.** — La notion de roche comme agrégat de certains individus minéraux, laisse subsister une grande variété, pour ce qui concerne le mode de mélange et les rapports de dimension des cristaux entre eux. Il suit de là que les différentes sortes de roches ne sont pas des espèces nettement distinctes, mais, au contraire, montrent les passages des unes aux autres. De semblables transitions toutefois se présentent seulement dans certains groupes et sont amenées de la façon suivante :

a. Entre les roches *cristallines :*

1. Une partie constituante essentielle diminue progressivement et dis-

paraît enfin complétement. Ainsi le granite par la perte de son feldspath devient le hyalomicte, le gneiss par la perte du mica devient la granulite ; avec le feldspath en moins il forme le micaschiste. Quand le mica disparaît du micaschiste l'on a affaire au quarzite.

2. Une nouvelle partie constituante apparaît et augmente, en quelque sorte, aux dépens d'une autre partie constituante qui diminue progressivement. Ainsi du calcaire cristallin, par adjonction du mica, se forme un calcaire micacé schistoïde (cipolin) ; de la syénite à laquelle s'ajoutent l'éléolithe et le zircon donne le zirconsyénite.

3. Toutes les parties constituantes d'une roche phanérogène deviennent si finement grenues que la roche semble compacte. Ce sont précisément les rapports qui existent entre la dolérite et le basalte, entre la diorite et la diabase et l'aphanite, entre le felsitporphyre et le felsit.

4. Les parties constituantes d'une roche cristalline grenue prennent une disposition parallèle et lui donnent ainsi une structure madrée[1] (flaserig) ou schistoïde. C'est ainsi que le granite devient du gneiss et celui-ci du schiste micacé.

5. Certaines parties constituantes présentent une augmentation particulière dans le volume de certains de leurs cristaux, tandis que, dans la même roche, les autres diminuent de grosseur. C'est de cette manière que se fait le passage entre les roches grenues et les roches porphyriques.

b. Entre les roches *fragmentaires* (ou roches *clastiques*).

6. La grosseur des fragments de roches cimentés augmente ou diminue, les grès deviennent conglomérats et inversement.

7. Les fragments anguleux se changent en galets arrondis, les brèches deviennent des conglomérats.

8. La quantité du ciment unissant augmente et c'est ainsi qu'un conglomérat à ciment argilo-calcaire devient une marne calcaire avec des galets isolés ; les galets peuvent même disparaître complétement.

9. Le caractère pétrographique des fragments de roches peut changer par le remplacement d'une espèce par une autre : d'un conglomérat de granite, d'amphibole et de quarzite peut se former un conglomérat de quarzite seulement.

c. Entre les roches *cristallines* et les roches *fragmentaires*.

10. Les roches éruptives sont en étroite connexion avec les roches fragmentaires par les formations de tuf (roche argileuse et porphyre du Rothliegend).

11. Les roches fragmentaires passent insensiblement aux roches cris-

[1] Le qualificatif allemand *flaserig* n'a pas jusqu'ici d'équivalent en français. J'ai pris le mot *madré* qui, au sens propre, le rend assez bien. (*Trad.*)

tallines par une métamorphose due au contact avec ces dernières (calcaire argileux en marbre).

§ 7. **Détermination des parties constituantes des roches. Application du mieroscope aux études pétrographiques.** Pour ce qui concerne les roches grenues, dont les parties constituantes sont faciles à distinguer les unes des autres, la détermination de la nature minéralogique ne présente aucune difficulté particulière. Les cristaux, par suite de la compression qu'ils subissent, par leur soudure réciproque, sont d'ordinaire empêchés d'arriver à leur complet développement, mais le clivage, la dureté, la couleur des éléments de la roche, leur poids spécifique, leur éclat, leur formule donnent encore des caractères suffisants pour permettre de reconnaître leur nature minéralogique.

Le moyen employé d'ordinaire pour désagréger les parties constituantes d'une roche finement grenue, est la pulvérisation et la séparation par le lavage sur un plan incliné, des parties constituantes de poids différent. Les dépôts séparés, de nature assez analogue, peuvent ensuite être soumis à l'observation avec la loupe, le microscope ou les réactifs chimiques.

Un très-bon moyen de voir si les parties microcristallines d'une roche sont solubles ou non dans les acides consiste, après avoir recherché au microscope, sur les cristaux isolés, leur couleur, leurs particularités de polarisation, etc., d'en soumettre une partie à l'ébullition avec l'acide chlorhydrique et de la laver ensuite avec soin. En comparant alors cette dernière partie avec celle qui n'a pas subi l'action de l'acide, on voit si des éléments sont disparus ou non.

Certaines parties constituantes de la roche (la magnétite par exemple) se laissent isoler, après la pulvérisation par l'emploi de l'aimant.

Dans tous les cas, il faut rechercher le poids spécifique de la roche ; il n'est pas rare de pouvoir déterminer par ce moyen sa composition minéralogique. Ainsi, par exemple, les roches qui ont un poids spécifique moindre que le labrador ne peuvent être un mélange de labrador et d'augite, car le poids spécifique de l'augite est plus élevé que celui du labrador ; le poids spécifique d'une roche formée d'augite et de labrador nécessairement ne peut qu'osciller entre celui de ces deux minéraux. Les roches formées de silicates ont un poids spécifique d'autant plus élevé, que leur teneur en silice est moindre et leur richesse en bases plus grande. — La dureté des roches compactes permet quelquefois aussi de reconnaître leur constitution, par exemple l'absence ou la présence d'acide silicique libre.

A l'observation des propriétés physiques des roches doit se joindre l'étude de leurs propriétés chimiques, l'action qu'ont sur eux les acides par exemple, leur fusibilité, etc. Leur composition chimique se reconnaît par l'analyse et il est possible par elle de savoir la nature des minéraux qui

les composent. Ainsi, pour citer quelques exemples, il faut qu'une roche orthoclasique dont la teneur en silice est de plus de 65, 20 pour 100 contienne nécessairement du quarz. — Une roche formée de hornblende et d'orthoclase, dont la teneur en acide silicique égale celle de l'orthoclase, contient également de l'acide silicique libre, puisque la teneur en acide silicique du hornblende est de beaucoup moindre que celle de l'orthoclase. — Dans une roche contenant de l'orthoclase et de l'oligoclase, on peut conclure du rapport entre la soude et la potasse, lequel de ces deux minéraux est prédominant. Par une interprétation convenable de l'analyse, il est même quelquefois possible de déterminer les proportions des éléments d'une roche, avec d'autant plus d'exactitude que ces minéraux sont moins nombreux. L'analyse chimique et l'étude microscopique promettent les plus importants résultats, quant à la composition minéralogique des roches compactes : ces deux moyens de recherches se complètent réciproquement et balancent leurs imperfections.

La détermination des parties constituantes de certaines roches compactes est beaucoup facilitée par le phénomène assez fréquent de leur passage insensible à une roche grenue. Au moins, par places, certaines de leurs parties constituantes se montrent sous forme de gros cristaux. Souvent aussi l'altération de la surface de la roche fournit plusieurs données sur sa composition, parce que les diverses parties sont différemment impressionnées par les agents extérieurs. Il faut tenir compte de ces particularités dans l'examen des roches.

L'étude des roches compactes, chez lesquelles on ne peut plus rien distinguer à l'œil nu, est plus difficile. La loupe est ici d'un usage très-commode, et, quand elle n'est pas suffisante, on emploie le microscope. Ce dernier instrument depuis les résultats importants obtenus principalement par *Rosenbusch*, *Sorby*, *Vogelsang* et surtout *Zirkel*, est devenu un des moyens les plus indispensables de l'observation pétrographique, et l'analyse des roches est une des parties importantes de la science géologique.

La structure microscopique des roches et des minéraux qui les forment s'est montrée d'une complication imprévue et d'une variété très-grande : des minéraux regardés jusqu'ici comme rares ont été trouvés très-généralement répandus, mais cachés par leur petitesse microscopique, et des roches très-communes et d'apparence homogènes, se sont réduites sous le microscope en agrégats les plus variés. En peu de temps nos idées sur la structure et la composition de beaucoup de roches, et sur le rôle que jouent certains minéraux comme éléments des roches, ont été complétement modifiées.

D'après ce qui vient d'être dit, le but de l'étude microscopique des

roches en même temps que la recherche de leurs parties constituantes est aussi l'étude de la structure de ces éléments eux-mêmes et de leur disposition relative à l'intérieur de la roche qu'ils forment. Les recherches de cette nature se font sur des roches réduites en lamelles si fines qu'elles deviennent transparentes et peuvent être observées à la lumière réfléchie du microscope.

On prépare ces lamelles de la manière suivante : on détache de la roche que l'on veut observer un éclat de la grosseur d'une pièce de un franc, que l'on fixe par le baume de Canada, sur une de ces lames de verre qui servent aux observations microscopiques. On peut encore prendre un fragment de grosseur suffisante que l'on use directement sur une plaque de fonte horizontale avec de l'émeri fin et de l'eau, jusqu'à ce que l'on ait poli la plus grande surface possible. On l'affine alors par le frottement à l'aide de la poussière très-fine d'émeri sur une glace dépolie jusqu'à ce que sa surface acquière un éclat miroitant. Alors on chauffe la lamelle de verre pour faire fondre le baume de Canada et l'on détache le fragment de roche, pour le replacer avec du nouveau baume sur une autre lamelle, mais de façon que la face polie soit la face adhérente et en évitant d'interposer des bulles d'air. On use cette nouvelle face par le même procédé et on rend la lamelle aussi mince que possible ; on la polit avec la poussière d'émeri sur une glace. Alors, on fixe la lamelle de roche ainsi obtenue entre deux lames de verre propre, à l'aide du baume qui augmente la transparence.

On emploie d'abord, pour l'étude microscopique, les faibles grossissements avec lesquels on peut facilement se rendre compte de la composition générale de la roche et de la manière dont s'unissent les minéraux. On emploie ensuite les forts grossissements (jusque 800 fois) pour étudier les détails.

L'observation à la *lumière polarisée* est de la plus grande importance dans l'étude microscopique des roches ; elle se fait à l'aide de deux prismes de Nicol en spath d'Islande dont l'un est placé au moyen d'un chariot sous l'ouverture de l'objectif et dont l'autre est vissé dans le tube du microscope entre l'objectif et l'oculaire. Lorsque les plans de polarisation des deux prismes sont parallèles, le champ du microscope est clair, mais il devient sombre quand ces plans font angle droit entre eux ; il est seulement éclairé partiellement dans les positions intermédiaires des Nicols. On fait tourner à volonté le Nicol fixé dans le microscope, pour la production de ces phénomènes de polarisation, au moyen d'une vis qui fait saillie à l'extérieur.

Les phénomènes caractéristiques que l'on constate dans l'observation d'une lamelle de roche à la lumière polarisée, reposent sur cette loi que, un corps monoréfringent ne polarise pas la lumière transmise, mais que

un corps biréfringent la polarise. Si donc, on amène une substance minérale monoréfringente, ou non polarisante, sur l'objectif entre les deux Nicols, elle ne changera rien aux phénomènes de polarisation qui auront été déterminés par le mouvement d'un des Nicols. C'est ce qui arrivera pour tous les minéraux et composés de minéraux amorphes ou cristallisés dans le système régulier, et, de plus, pour tous les cristaux tétragonaux et hexagonaux, quand la coupe est taillée perpendiculairement à l'axe cristallographique, et à l'axe optique par conséquent. Mais il en est autrement lorsque le corps observé est biréfringent; on voit alors des couleurs vives et variées qui se changent en leurs complémentaires lorsqu'on croise les Nicols. L'observation de ces phénomènes nous permet de reconnaître l'état amorphe ou cristallin des parties constituantes des roches et de voir si un minéral possède la réfraction simple ou double; elle permet de distinguer entre elles les substances cristallines ou cristallisées semblablement colorées, qui se confondent dans l'observation microscopique ordinaire, mais qui se comportent différemment à la lumière polarisée. Enfin, elle fait reconnaître les inclusions étrangères colorées comme les minéraux qui les contiennent, fait apparaître les hémiédries et permet de constater les métamorphoses.

C'est ainsi que, par l'emploi du microscope, on est arrivé à reconnaître, entre autres résultats, que beaucoup de roches qui semblaient compactes, peuvent se résoudre en agrégats fort nets dont les parties constituantes sont les minéraux suivants : *Quarz, tridymite, orthoclase, plagioclase, néphéline, leucite, mélilithe, noséane, haüyne, hornblende, augite, mica, grenat, cordiérite, olivine, carbonate de chaux, apatite, magnétite*, etc.

Certains de ces minéraux étaient encore regardés, il y a peu de temps, comme rares et ne se trouvant que dans un petit nombre de gisements. Le microscope a révélé leur abondance et leur large répartition. La *leucite* nous en donne l'exemple le plus remarquable : elle n'était connue que dans les laves d'Italie, de l'étang de Laach et du Kaiserstuhl ; il est maintenant démontré qu'elle est partie constituante d'un nombre infini d'autres vraies laves, et de nombreux basaltes tels que ceux de Saxe, de Bohême, du Rhön, du Thuringerwald.

La *mélilithe* autrefois n'était connue que dans les laves fondues ; on l'a trouvée dans les basaltes de Hesse et de Saxe ; depuis la découverte de la *tridymite*, on l'a observée dans de nombreux trachytes et andésites et dans certains porphyres orthoclasiques sans quarz. Il en est de même pour la *noséane* que l'on croyait limitée au Vésuve, la région de l'étang du Laach et le Hégau dans le duché de Bade : elle a été trouvée dans beaucoup de phonolithes de Bohême, de Lusace, du Rhön (Thuringerwald), du plateau central et dans certains basaltes de Bohême. On croyait aupa-

ravant que l'*olivine* était un minéral accessoire du basalte exclusivement : le microscope a démontré, il y a peu de temps, qu'elle était aussi accessoire tout à fait caractéristique pour le gabbro et le mélaphyre.

La *néphéline* (cristallisant en prismes hexagonaux courts et gros) a une répartition qu'on n'avait pu supposer dans les trachytes, les basaltes et les andésites. Enfin, il faut compter parmi les minéraux les plus généralement répandus dans les principales roches cristallines, l'*apatite* que le microscope montre sous la forme de cristaux hexagonaux en aiguilles (diorite, diabase, mélaphyre, syénite, granite, phonolithe, trachyte, basalte).

L'étude microscopique des roches à gros éléments ne résout qu'en partie le problème de la nature de leurs feldspaths. Elle permet seulement de reconnaître leur *système cristallin :* elle peut bien faire voir s'il s'agit d'un feldspath monocline ou tricline, mais elle ne fournit pas de caractères distinctifs entre l'oligoclase, le labrador et l'anorthite. La chimie, à part quelques cas particuliers, n'apporte non plus quelque chose de décisif. Aussi, le plus souvent, le géologue doit-il se contenter de reconnaître qu'il a affaire à un orthoclase ou à un plagioclase. La coupe des plagioclases se distingue de celle des orthoclases et de la sanidine par une striation parallèle que détermine l'hémiédrie de leurs cristaux. A la lumière polarisée, chacune de ces lamelles paraît autrement colorée, le plagioclase observé est rayé de bleu magnifique, jaune, vert, rouge. Pour la distinction souvent très-difficile de la hornblende et de l'augite, la solution est donnée par le dichroïsme caractéristique du premier, que l'on remarque surtout dans les cristaux de couleur foncée. Si l'on place sous le microscope pourvu de son polariseur, mais non de son analyseur, la préparation que l'on veut observer et si l'on fait tourner le polariseur, un cristal d'augite placé dans le champ ne change pas de couleur, mais la hornblende de vert souvent brunâtre devient vert clair ou jaune rougeâtre.

§ 8. **Inclusions microscopiques dans les éléments des roches.** — On est habitué à considérer les éléments minéraux des roches comme des corps homogènes, mais le microscope nous a appris que cette homogénéité n'était qu'apparente et qu'elle était détruite par des *inclusions de nature étrangère*, tantôt liquides, tantôt solides. Les inclusions solides sont d'une substance vitreuse amorphe (inclusions vitreuses), ou bien elles forment de petits cristaux microscopiques (microlithes).

Les *inclusions vitreuses*. Les inclusions vitreuses prennent naissance lorsque les cristaux, en se formant, enferment à leur intérieur des particules de la masse fluide qui leur donne naissance, particules qui se solidifient rapidement. Partout où se rencontrent ces inclusions vitreuses, elles donnent la preuve que la roche cristalline à laquelle elles appartiennent a été primitivement à l'état igné. Un phénomène tout à fait ana-

logue et confirmant ce qui vient d'être dit, c'est que l'on trouve des *veines* de substance vitreuse s'étendant jusqu'à l'intérieur des cristaux. Ces observations ne se font pas seulement sur l'obsidienne et le pechstein, mais aussi sur les phonolithes, basaltes, mélaphyres, porphyres et autres roches indubitablement éruptives d'après ce caractère. On les trouve dans l'augite, la hornblende, la noséane, la néphéline, l'olivine, la leucite, le feldspath et le quarz. La forme des inclusions vitreuses est très-généralement ovoïde ou globuleuse, mais il n'est pas rare de les voir dentelées ou irrégulièrement cunéiformes. On trouve très-fréquemment des bulles à leur intérieur sans que cependant il y ait de rapports constants entre la masse solide et les cavités : on ne peut donc les attribuer à la rétraction de la matière environnante. Les bulles ont plutôt donné lieu à la formation d'inclusions vitreuses parce que, en s'élevant dans la masse fluide, elles en ont entraîné quelque peu avec elles. Dès que ces bulles rencontrent un cristal en voie de formation, elles s'arrêtent sur lui et sont englobées dans son accroissement ultérieur. C'est l'origine de cette disposition des inclusions vitreuses en zones parallèles au contour des cristaux que l'on remarque dans beaucoup de roches éruptives. La couleur de la substance vitreuse incluse est toujours en concordance avec celle de la matière vitreuse qui entoure le cristal : comme celle-ci elle est verte, brune, grise ou orangée. Cette similitude de coloration montre que les cristaux à inclusions vitreuses se sont séparés du fluide-mère, dont la solidification ultérieure a formé la masse principale de la roche dans laquelle les cristaux paraissent enfoncés.

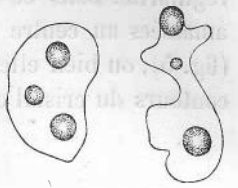


Fig. 3. — Inclusions vitreuses microscopiques avec bulles.

Très-souvent, avec la solidification des particules fluides que le cristal en voie de formation emprisonne, marche de pair la séparation de cristaux

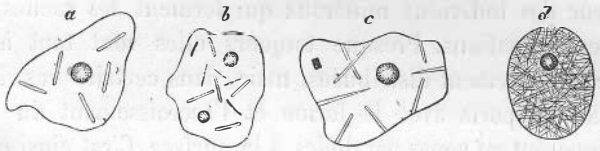


Fig. 4. — Inclusions vitreuses, plus ou moins dévitrifiées (englast).

en aiguilles extrêmement petites, de sorte que l'inclusion peut atteindre à un développement en partie cristallin, que l'on a qualifié du nom de *dévitrification* (Entglasung)[1]. On peut l'observer à tous les degrés possibles de

[1] M. Michel Lévy repousse cette expression, qu'il a remplacée par celle de *promorphisme*. (*Trad.*)

netteté depuis la consistance presque complétement vitreuse, jusqu'à l'état de tissu compacte formé d'aiguilles cristallines : la figure 4 en donne quelques exemples. Le *nombre* des granulations vitreuses dans certains minéraux tels que la leucite du Vésuve, beaucoup d'augites, feldspaths, et noséanes est si énorme qu'ils doivent en être imprégnés jusque dans leurs parties les plus intimes ; en effet dans un fragment d'un millimètre ils se comptent par milliers.

La *répartition* des inclusions vitreuses peut être complétement irrégulière, et c'est le cas ordinaire, ou bien elle peut montrer une certaine régularité. Dans ce dernier cas les inclusions vitreuses paraissent s'être amassées au centre du cristal, et n'existent pas à la partie périphérique (fig. 5), ou bien elles se disposent en zones concentriques parallèles aux contours du cristal et lui donnent ainsi une structure stratifiée avec des

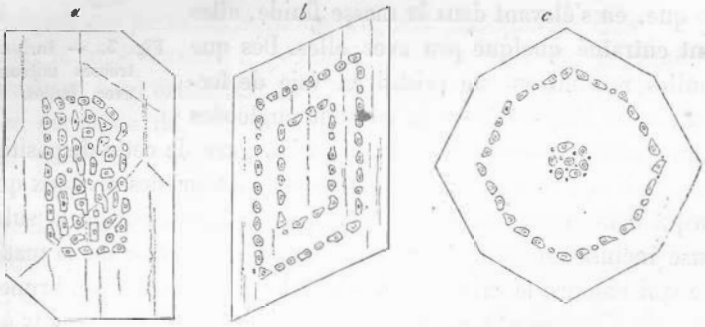
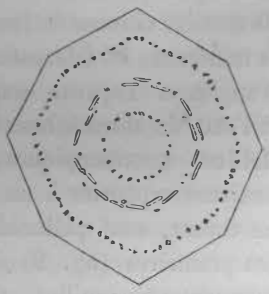


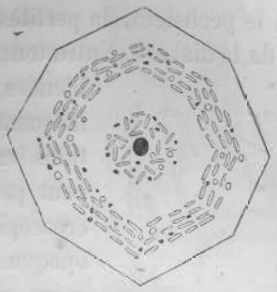
Fig. 5. — *a*, amas central d'inclusions. *b*, sa disposition en zones concentriques. *c*, combinaisons des deux cas.

couches qui alternativement sont riches en inclusions et pauvres en substance minérale (fig. 5 b et c).

Inclusions de formations cristallines microscopiques (*microlithes*). — A l'intérieur des individus minéraux qui forment les roches, il y a de nombreuses formations. Presque toujours elles sont tout à fait confuses et irrégulièrement distribuées, mais, dans certains cas, leur répartition a des rapports avec la forme et l'accroissement du cristal, et elles se disposent en zones parallèles à la surface. C'est ainsi qu'apparaît la forme conchoïdale d'individus d'augite, de hornblende et de leucite par la différence de couleur que montrent au clivage les couches successives correspondant aux séries de ces microlithes. Ceux-ci, dans les cristaux d'augite et de hornblende, se composent de fer magnétique, de néphéline, d'aiguilles de feldspaths ; dans la leucite d'aiguilles d'augite, de granulations de fer magnétique, d'inclusions vitreuses, de petits cristaux de néphéline, de grenat, de noséane. Les microlithes de leucite sont très-

communément disposés en zones concentriques très-régulières, et dans les coupes de cristaux ils offrent des cercles ou des octogones (fig. 6 et 7). Cependant les leucites peuvent se présenter avec des microlithes disposés





Disposition concentrique zonaire des Microlithes.

Fig. 6. — Leucite avec microlithes du basalte de Stolpen (Saxe).

Fig. 7. — Leucite avec microlithes du basalte de Schlackau (Rhön).

radialement. Ainsi, la leucite d'un courant de lave du Vésuve contient des inclusions de scorie brune qui ont pris la forme de massue (fig. 8 a) avec des aiguilles et des columelles d'augite disposées radialement, tandis que, chez d'autres cristaux, on n'observe cette disposition en étoile des inclusions, qu'à la partie centrale, la partie périphérique contenant une couronne de columelles (fig. 8 b). Dans un très-grand nombre de cas la nature minérale des microlithes n'est pas déterminable. La quantité de ces inclusions étrangères dans des minéraux en apparence homogènes est souvent extrêmement grande. Ils tranchent avec ces derniers d'un côté par leur couleur, leur éclat, leur aspect, et peuvent aussi se faire connaître par l'analyse chimique. La couleur rouge de la carnallite, de la heulandite, de la perthite est due aux lamelles d'oxyde de fer. L'éclat métallique rouge-cuivre de l'hypershène, la couleur grise de beaucoup de feldspaths, le vert de la prase, le jeu de couleurs du labrador, l'éclat gras de l'éléolithe sont dus à des inclusions de nature différente. On conçoit que ces inclusions exercent une influence sur le résultat de l'analyse chimique, et c'est l'explication des écarts de presque toutes les analyses de la formule normale.

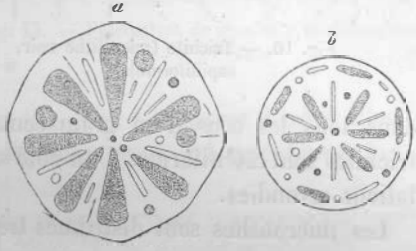


Fig. 8. — *a*, leucite du Vésuve avec inclusions disposées radialement. *b*, id., représentant combinées les dispositions radiale et concentrique des inclusions.

Abstraction faite des formations cristallines microscopiques, comme on

les rencontre à l'intérieur des cristaux isolés ou dans les parties constituantes des roches, la plupart des roches non cristallines qui paraissent homogènes sont remplies de petits cristaux microscopiques, de *microlithes*. L'obsidienne, qui semble le verre le plus parfait, en est remplie de même que le pechstein, la perlite et la matière vitreuse du basalte du mélaphyre et de la diabase. Entre tous les minéraux, les feldspaths, les hornblendes, l'augite et l'apatite sont les plus fréquents à l'état de microlithes. Ces formations cristallines microscopiques, qu'on ne peut pas toujours rapporter à un cristal microscopique connu, sont pellucides ou noir opaque. Les premières (fig. 9) sont d'ordinaire simplement en aiguilles, en piquants droits et mousses aux extrémités, ou bien épaissis en massue, ou partagés en fourche. Quelquefois ils sont assemblés sous forme d'étoiles ou disposés comme des articles à la suite l'un de l'autre. Ils peuvent être enfin en forme de crochets, ou courbés en arc. A côté des bélonites transparentes, polarisant la lumière dans leurs plus grands individus, on trouve, dans les roches vitreuses, des sortes de cristaux sous forme de filaments extraordinairement minces, opaques, ressemblant à des cheveux noirs (*trichites* fig. 10). Elles décrivent très-souvent des courbes variées ou rayonnent dans tous les sens d'un grain central de magnétite. Quelquefois, ces trichites sont caténiformes d'un côté ou des deux côtés, formées de granulations arrondies.

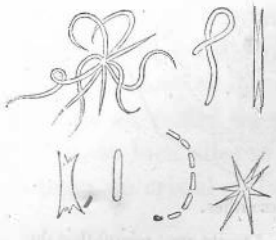


Fig. 9. — Microlithes pellucides (belonite).



Fig. 10. — Trichite (microlithe noir, capilliforme).

Les microlithes sont distribués très-irrégulièrement; ils manquent en certains points, en d'autres ils sont disposés confusément part rapport l'un à l'autre, ou bien ils sont nombreux et si serrés qu'ils semblent former un cristal présentant plus ou moins les contours caractéristiques de l'espèce minérale (fig. 12). Ils peuvent encore être disposés parallèlement les uns aux autres, comme des bandes qui ondulent selon les cristaux qu'ils rencontrent ou les entourent complétement. C'est le phénomène des *fluctuations de structure microscopique* (micro-



Fig. 11. — Trichites dans l'obsidienne, formées de granulations.

fluctuationstructur, structure fluidale, voy. p. 23 et fig. 13 et 14). Il résulte de là que le magma primitivement fluide de ces roches vitreuses, après avoir déjà donné naissance à de gros cristaux isolés et à d'innombrables microlithes, se trouve encore dans un tel état de plasticité que, pendant longtemps, il peut *avoir des mouvements confus*. Cette fluctuation de structure des roches, complétement ou demi-vitreuses, se retrouve aussi dans la pâte fondamentale amorphe des basaltes compactes, mélaphyres, etc.

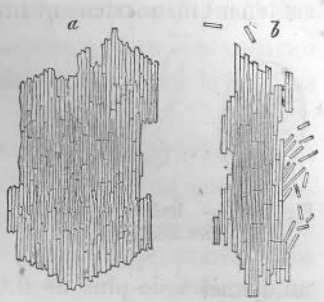


Fig. 12. — Cristaux d'Hornblende formés de microlithes.

Les *inclusions liquides* du quarz, du sel gemme, de la sylvine, du gypse et du spathfluor, assez volumineuses pour être visibles à l'œil nu, sont connues depuis longtemps, mais l'attention n'a été attirée sur l'abondance extraordinaire et la large répartition des inclusions microscopiques liquides, que dans ces dernières années. Les plus petites sont d'ordinaire rondes ou ovales; elles peuvent aussi posséder la forme des cristaux qui les enferment. Les plus grandes sont souvent irrégulièrement ramifiées et étirées dans le sens de la longueur (fig. 15). La plupart d'entre elles ne sont pas tout à fait remplies de liquides, mais présentent une bulle, une libelle, qui très-fréquemment, par suite des mouvements insensibles que subit l'échantillon observé au microscope, est animée d'un mouvement circulatoire continu. Le liquide inclus est, ou de l'eau pure, ou une solution aqueuse de chlorure de sodium, de chlorure de potassium ou de sulfate de soude, ou de potasse de chaux, ou d'eau avec un peu d'acide carbonique, ou encore d'acide carbonique liquide (ce dernier, par exemple, dans les

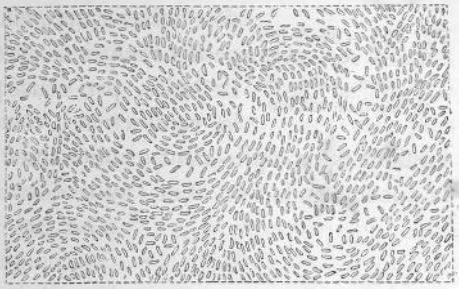


Fig. 13. — Fluctuation de structure microscopique dans l'obsidienne.

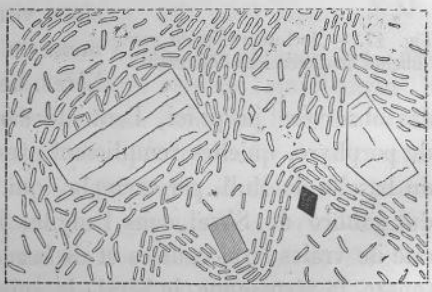


Fig. 14. — Fluctuation de structure microscopique dans le pechstein.

quarz granitiques et dans les augites basaltiques). Dans les pores de roches contenant manifestement une solution concentrée de sel, on trouve de petits cubes de sel gemme, qui sont déplacés par les libelles mobiles et qui, par conséquent, sont libres dans la solution mère (par exemple dans le quarz du granite de Johanngeorgenstadt, du felsitporphyre d'Arran, du zirkonsyénite de Laurvig (fig. 16).

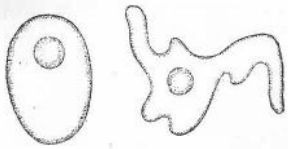


Fig. 15. — Inclusions liquides avec libelles.

Les inclusions liquides atteignent rarement un diamètre de plus de 0,06 millim.; mais elles peuvent être si petites qu'un grossissement de mille fois les fasse à peine paraître comme un point. Le rapport de dimension de l'inclusion liquide et de libelle est complétement indéterminé, de manière que, dans un même cristal, il peut se trouver des inclusions vitreuses de volume considérable, avec des bulles extrêmement petites, tout à côté de très-petites inclusions avec de très-grandes libelles (fig. 17). La bulle, par conséquent, ne peut pas être née par la contraction, conséquence du refroidissement des liquides qui remplissaient primitivement toute la cavité; car, dans ce cas, la dimension de l'un et de l'autre devrait être dans un certain rapport. Il n'est pas douteux que les inclusions microscopiques liquides aient été emprisonnées lors de la formation de la roche, par conséquent primitivement, et non par une infiltration ultérieure. Leur présence fait voir que les gaz et la vapeur ont agi dans la formation de la roche qui les contient, et qu'ils se sont condensés par le refroidissement. Les inclusions vitreuses sont distribuées irrégulièrement ou ramifiées, groupées en zones régulières. Le plus souvent, les inclusions liquides observées jusqu'ici, l'ont été dans le quarz du granite, du gneiss, du porphyre, qu'elles remplissent presque entièrement, dans le feldspath du basalte de Mull, par exemple, qui ressemble au gabbro, et dans celui du gabbro de Skye, dans l'augite, la néphéline, l'olivine et la leucite de vraies laves coulées et de beaucoup de basaltes; en outre, dans la topaze, la vésuvienne, le béryl, la spinelle, le spath-fluor et autres minéraux.

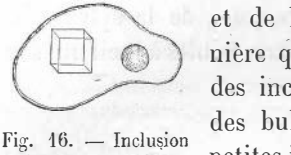


Fig. 16. — Inclusion liquide avec libelle et petit cube de chlorure de sodium.

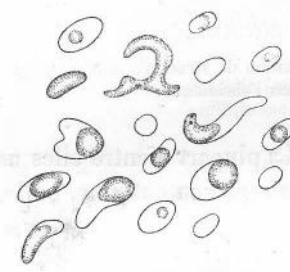


Fig. 17. — Inclusion liquide avec libelles de dimensions différentes.

D'après ce qui vient d'être dit, les inclusions liquides se distinguent des inclusions vitreuses par leur largeur et leur contour sombre, par le

contour étroit des libelles (les vésicules des inclusions vitreuses ont des contours larges et sombres), en outre, presque toujours par la mobilité des libelles (parfois cependant aussi immobiles), et par leur contenu incolore en opposition à la couleur vert-jaunâtre ou brune de la matière vitreuse.

Enfin, il y a, dans les parties constituantes cristallines de beaucoup de roches éruptives, des *pores* microscopiques, cavités ovales ou sphériques, produites, exactement comme les plus grandes vésicules de nombreuses laves, par des bulles de gaz ou de vapeur qui restent emprisonnées dans un magma en refroidissement. Ils ne sont pas irrégulièrement distribués, mais sont disposés en amas ou en séries.

§ 9. **Microstructure des roches.** — Outre la constatation de leurs parties constituantes, il y a un second but à atteindre dans l'observation microscopique des roches, c'est la connaissance de leur microstructure, ou du mode d'union des éléments minéraux qui les forment. Les roches peuvent être cristallines, semicristallines ou non cristallines.

Les roches vraiment *cristallines* se composent uniquement de cristaux microscopiques ou macroscopiques, qui se touchent et ne sont réunis par aucune espèce de matière amorphe. Cette structure assez rare, est le plus accentuée dans le granite, le gabbro et la granulite ; elle a été observée aussi chez certains basaltes et mélaphyres.

Dans la structure *semi-cristalline*, la roche n'est formée qu'en partie de cristaux entre lesquels se trouve une quantité plus ou moins considérable de substance amorphe, non individualisée, reste du magma primitivement liquide et rapidement solidifié. Cette substance amorphe ne peut être comparée avec la masse fondamentale d'apparence homogène de certains porphyres, par exemple, qui, par l'observation microscopique, peut être démontrée comme semi-cristalline ou même comme cristalline. Presque toujours, elle n'est reconnaissable que sous le microscope, et sa nature est très-variable : *a.* elle peut être *vraiment vitreuse*, par conséquent complétement homogène et amorphe ; elle est alors de couleur jaune brun ou grisâtre, réfracte simplement la lumière et se trouve plus ou moins abondante dans les basaltes, mélaphyres, trachytes, phonolithes, hyalophyres ; *b.* la masse fondamentale amorphe peut être *partiellement dévitrifiée* par la séparation de granulations et d'aiguilles microscopiques. Les granulations brun sombre, rondes ou ovales, souvent petites comme des points, peuvent être serrées en masses presque incolores, jaune pâle ou grises, assez clairsemées entre les cristaux de beaucoup de basaltes, mélaphyres et trachytes (fig. 18). Au lieu de former des granulations, la dévitrification (*Entglasung*) peut donner naissance à des *formations en aiguille* (fig. 19).

Celles-ci sont depuis le jaune sombre jusqu'au noir, quelquefois droites, d'autres fois courbes ; elles peuvent être aussi ramifiées ou en faisceaux, ou bien encore disposées en réseaux ; *c.* la matière fondamentale est *complétement dévitrifiée*, elle est par conséquent réduite en un agrégat confus

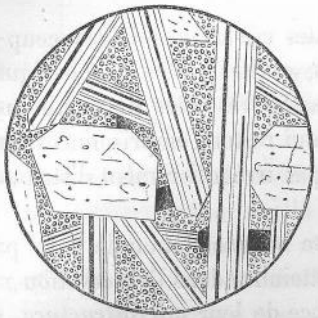


Fig. 18. — Substance fondamentale dévitrifiée par des granulations.

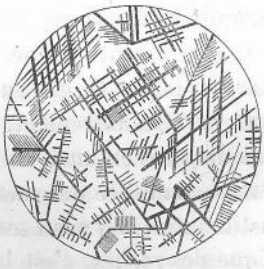


Fig. 19. — Substance fondamentale dévitrifiée par des aiguilles cristallines.

de granulations et d'aiguilles cristallines, auprès duquel la substance vitreuse a disparu complétement ou presque complétement ; *d.* la masse fondamentale est *microfelsitique*, c'est-à-dire que la masse fondamentale s'est solidifiée pendant l'individualisation des éléments minéraux qu'elle contenait et qu'elle présente par conséquent des taches tant soit peu cristallines, intimement unies avec la substance amorphe au milieu de laquelle elles se trouvent.

Dans son développement *non cristallin*, une roche est formée uniquement de substance amorphe, non individualisée ou encore microfelsitique, qui n'enferme que de très-rares cristaux et microlithes. C'est à cette division qu'appartiennent la véritable obsidienne, le trachyte et certains felsites.

§ 10. **Classification des roches.** — Comme je l'ai dit, les roches sont des agrégats de minéraux. Selon que dans ces agrégations l'on trouve *une seule* ou plusieurs espèces minérales, ou qu'elles sont formées de débris d'autres agrégations, nous diviserons les roches en trois classes :

1. Roches formées d'une substance minérale *unique*, en grande partie agrégat d'individus d'*une seule espèce minérale* : roches simples. Ex., le marbre.

2. Roches formées par l'union intime de *plusieurs* substances minérales, ou d'un agrégat d'*individus* soudés ensemble de *plusieurs* espèces minérales : roches composées. Ex., le granite.

3. Roches formées en grande partie de *fragments* libres ou soudés entre eux ou des *débris* terreux ou sableux d'autres roches : roches clastiques ou conglomérats. Ex., poudingue, grès, lœhm.

b. — REVUE DES ROCHES[1]

PREMIÈRE CLASSE. — **Roches simples**

Elles sont formées :

a. D'*oxyde d'hydrogène :*
Glace ;
b. D'un *chlorure* ou d'un *fluorure :*
Sel gemme, kryolithe ; spath-fluor ;
c. D'un *sulfate :*
Anhydrite, gypse, baryte ;
d. D'un *carbonate :*
Calcaire, dolomie, marne ;
e. D'un *phosphate :*
Phosphorite, guano ;
f. D'*acide silicique :*
Quarzite, grès quarzeux cristallin, lydite, silex, quarz hyalin ;
g. D'un *silicate :*
Hornblende, schistes chloriteux, schistes talqueux, serpentine ;
h. D'un *oxyde de fer* ou d'un *sel de fer :*
Sidérose, limonite, oligiste, magnétite, hématite ;
i. De *combinaisons carburées :*
Tourbe, lignite, houille, anthracite, graphite, pétrole, asphalte.

1. **Glace.** — D'après son mode de formation, on distingue la *glace de neige* et la *glace d'eau*. La première, d'après ses caractères pétrographiques, peut se diviser en neige, neiges éternelles et glace de glaciers.

La neige est un agrégat lâche d'aiguilles, de lamelles et de flocons ; elle se forme par la chute des vapeurs atmosphériques. Dans les parties les plus élevées des hautes montagnes et dans les régions polaires, elle est à l'état de dépôts puissants et étendus. Ici, les flocons primitivement cristallins s'arrondissent par une rapide évaporation et le rayonnement solaire, et forment une sorte de fine poudre sableuse.

Les *neiges éternelles* sont un agrégat de granulations de glace d'un blanc éblouissant, libres ou reliées par un ciment de même nature. Les granulations sont remplies de vésicules d'air, rondes dans le haut, pointues dans le bas. Elles se forment à mi-hauteur des montagnes élevées (environ 3500 mètres) par la fonte de la neige en grains de glace, qui peuvent se souder en une masse plus ou moins solide par la congélation de l'eau qui glisse entre eux.

[1] Dans cette revue des espèces de roches, il a paru impossible d'éviter l'emploi de certains caractères qui seront seulement expliqués dans les parties historique, dynamique et architectonique. Je renvoie donc aux chapitres suivants que l'on peut consulter à l'aide de la table.

La *glace de glacier* est un agrégat cristallin de granulations de glace serrées et immédiatement soudées entre elles, dont la grosseur, depuis la limite des glaces éternelles jusqu'à la fin du glacier, s'accroît de la dimension d'un pois à celle d'un œuf de poule. Elle se forme par la fusion des grains qui forment les neiges au niveau de 2.500 mètres au-dessus de la mer, et montre une sorte de stratification plus ou moins nette, parallèle à la surface du glacier. En même temps, elle offre des bandes traversant obliquement ces couches, parce que des lamelles blanches et riches en bulles d'air alternent avec d'autres bleues et sans bulles. La glace des glaciers est traversée de nombreuses fentes capillaires, et possède, vue en grande masse, une belle couleur bleue, tandis que les petits fragments sont incolores. Les glaciers peuvent atteindre plus de 500 mètres de puissance. Ils se présentent sous deux aspects : d'abord dans les hautes montagnes des terres tempérées et chaudes, entre les neiges éternelles et la ligne de fusion de la glace (glaciers des Alpes), ensuite dans les terres montagneuses de latitude élevée (glaciers polaires) ; là ils descendent jusqu'à la mer et les vagues en détachent les *Icebergs*.

La *glace d'eau* se forme par la séparation de cristaux de glace en forme d'aiguilles, à la surface ou au fond des eaux. La première de ces glaces est compacte, dure, transparente, blanchâtre ou verdâtre ; celle-ci est spongieuse, peu ferme et d'aspect sale, parce qu'elle enferme des parties sableuses ou terreuses du fond. Les mers polaires sont le lieu d'élection de la glace d'eau ; elle a là une épaisseur de six à dix mètres ; en été, elle se rompt en partie en glaçons qui sont transportés par les courants, mais le reste persiste toute l'année.

2. **Sel gemme.** — Le sel gemme est un agrégat schisteux, fibreux ou granuleux de sel de cuisine, il est formé comme lui de chlorure de sodium. Sa solubilité dans l'eau, sa saveur salée, son clivage hexaédrique le font aisément reconnaître. Les variétés de cette substance sont dues à l'immixtion de chlorure de calcium et de magnésie, qui partagent avec le sel gemme la propriété d'absorber l'humidité atmosphérique. D'autres mélanges donnent au sel gemme primitivement incolore, diverses colorations. Ainsi une faible quantité d'oxyde de fer le rougit ; le vert-de-gris ou le chlorure de cuivre le rendent vert ou bleu ; par le bitume il est fait gris ou bleu. En différentes localités, comme à Stassfurt, mais surtout à Wieliczka, le sel gemme contient des vésicules renfermant des gaz condensés (hydrogène, acide carbonique, oxyde de carbone), qui s'échappent lors de la dissolution du sel en produisant une détonation. Très-souvent, il y a dans le sel gemme des inclusions liquides, et, aussi bien dans celles qui sont visibles à l'œil nu, que dans celles qui

sont microscopiques, on voit bien que le rapport est inconstant entre l'inclusion et les libelles qu'elle contient. Il arrive communément que la forme de l'inclusion liquide soit correspondante à la forme des cristaux de sel gemme, c'est-à-dire cubique. Le liquide inclus est d'ordinaire une solution de chlorure de sodium ; souvent aussi c'est une solution d'hydrogène carboné.

Le sel gemme est indistinctement ou pas du tout stratifié. A Stassfurt, il est partagé en bancs réguliers par des couches parallèles minces d'anhydrite. Il forme des couches puissantes et des amas entre l'argile, le gypse, l'anhydrite, la marne et la dolomie. Le gisement de Stassfurt a plus de 330 mètres de puissance ; celui de Speremberg (près Berlin) a percé environ 300 mètres, celui de Wieliczka a, par place, plus de 1400 mètres de puissance. Les dépôts de sel gemme ne sont limités à aucune formation déterminée, mais ils se rencontrent dans toute la série des terrains comme on peut le voir dans le tableau suivant :

FORMATIONS.	LOCALITÉS.
Actuelles.	Sel des steppes des Kirghises, en Arabie; dans l'Amérique du Sud ; sel marin de la mer Morte ; du grand lac Salé (Utah).
Tertiaires.	Couches de Cardona, en Catalogne ; Wieliczka et Bochnia, en Pologne ; en Transylvanie ; Asie mineure ; Arménie ; de Rimini, en Italie ; en Louisiane.
Crétacées.	Sources salées de Westphalie (Unna); Algérie.
Jurassiques et du Purbeck.	Source de Rodenberg (Deister); Bex, dans le canton de Vaud.
Du Keuper.	Lorraine ; Hall, en Tyrol ; Hallein et Berchtesgaden (près Salzbourg).
Du Muschelkalk. . . .	Cours supérieur du Necker et du Kocher (Wurtemberg) ; Ernsthall et Statternheim (Thuringe).
Des grès bigarrés. . .	Hanovre ; Schöningen, près Brunswick ; Salzderhellen ; Angleterre.
Du dyas.	Gera, Arten (Thuringe); Stassfurth, Halle, Speremberg, Segeberg (Holstein); steppe des Kirghises, sur le fleuve Ilek.
Carbonifères.	New-River (Virginie septentrionale); dans les montagnes carbonifères anglaises de Durham ; Bristol, etc.
Dévoniennes.	
Siluriennes.	Virginie septentrionale ; Salina et Syracuse, dans l'état de New-York ; Saginaw, dans le Michigan.

3. **Gypse.** — Cette roche est formée de cristaux spathiques, fibreux ou écailleux, ou de structure granuleuse ou compacte. C'est un sulfate de chaux hydraté. Un caractère qui permet de le distinguer d'autres roches de même aspect, comme certains calcaires, est son peu de dureté et son insolubilité dans les acides. Sa couleur primitive est le blanc ; mais, par le mélange de bitume et d'argile, il passe au gris, et, sous l'influence de l'oxyde de fer, il devient jaune, rouge ou brun. Il y a en outre, à côté du type unicolore, des variétés marbrées, tachetées, rayées ou ondulées. D'après les différences de structure que cette roche peut présenter, on distingue :

Le *gypse spathique :* agrégat d'individus longs d'un pied (Marienhöhle, près Reinhardtsbrunn), et même d'individus longs d'une toise (district salin de Wieliczka).

Le *gypse fibreux :* agrégat de fibres à éclat soyeux, d'ordinaire perpendiculaires à la surface des plaques.

C'est dans ces deux dernières variétés que l'on trouve principalement le cristal de roche (Fahnern en Thuringe) et la *boracite* (Lünebourg) ; en outre l'aragonite, la célestine, le sulfure de fer et le soufre (Espagne et Sicile), comme parties constituantes accidentelles.

D'ordinaire le gypse n'est point stratifié ; il se présente, dans la règle, en dépôts lenticulaires ou en filons, tandis que les couches parallèles sont relativement rares (Osterode en Harz). L'argile, le sel gemme, l'anhydrite sont ses compagnons les plus fréquents. La lixiviation (le gypse est soluble dans 420 parties d'eau) détermine souvent la formation à son intérieur de cavités qui peuvent s'étendre dans l'espace de plusieurs lieues, et qui sont souvent alors le gisement de vertébrés diluviens (par ex. *ursus spelæus*). On rencontre principalement le gypse dans le dyas, le trias et le tertiaire. Ainsi, le bord sud du Harz, de Sangerhausen à Osterode, est entouré par un rempart élevé formé par le gypse du dyas sur une longueur de six milles ; le gypse spathique de Reinhardtsbrunn, dont il a déjà été question, appartient également au dyas. Il y a de puissants dépôts de gypse triasique principalement en Thuringe, dans la région du Necker, à Lünebourg, etc.

4. **Anhydrite.** — Les éléments qui forment l'anhydrite varient pour la forme, depuis les grains grossiers jusqu'à l'agrégat compacte de cristaux ; c'est un sulfate de chaux. Sa plus grande dureté, qui est comme 3 à 3,5 pour 1,5 à 2, le distingue du gypse avec lequel on le rencontre, et comme il ne fait pas effervescence avec les acides, on ne peut le prendre pour un calcaire, bien que, quelquefois, il ait une grande ressemblance avec cette roche. Le blanc, le gris clair, le rouge clair, le bleu clair sont ses couleurs ordinaires. Il est rarement stratifié, et, quand il l'est, ses couches sont

peu nettes. On le rencontre isolé en couches parallèles minces entre d'autres roches, comme dans le sel gemme de Stassfurt.

Son gisement géologique est le même que celui du gypse. En se combinant avec l'eau, l'anhydrite passe facilement au gypse. Il résulte de ce que nous avons vu plus haut que le gypse, l'anhydrite et le sel gemme vont très-souvent ensemble. Quelques-uns des gisements les plus importants de l'anhydrite en Allemagne sont Osterode (Harz), Stassfurt près Magdebourg, Lünebourg, Sulz sur le Necker, Hall en Tyrol.

5. **Calcaire.** — Le calcaire est essentiellement un agrégat d'individus de calcaire spathique ; c'est un carbonate de chaux. Ses variétés font effervescence avec les acides. Très-souvent, une partie de la base calcaire est remplacée par la magnésie, l'oxyde de fer ou de manganèse, et très-souvent aussi la pureté de la roche est altérée par l'acide silicique, l'argile et les substances bitumineuses. La couleur du calcaire pur est le blanc, mais par suite des mélanges de matières, il peut être gris, jaunâtre ou brunâtre, ou strié, tacheté, marbré. D'après ses diverses variétés de structure on distingue :

a. Calcaire grenu, marbre : agrégat d'individus de spath calcaire, de dimensions variables, formés de lamelles parallèles distribuées dans tous les sens, et que l'on reconnaît aux diverses faces de clivage rhomboédriques. D'ordinaire le calcaire granuleux est blanc et transparent sur les bords ou gris clair, jaune clair ou rougeâtre clair, unicolore ou marbré. Sa richesse en minéraux accidentels est grande : parmi ceux-ci il y a le mica, la grammatite, le grenat, la spinelle, la serpentine, le corindon, le quarz, l'apatite, le spathfluor, la magnétite, la pyrite, le graphite. Le mica peut être en telle quantité que le calcaire prenne un aspect schisteux : c'est le *Kalkglimmerschiefer* (micaschistes calcaires).

La stratification est quelquefois très-nette chez les calcaires cristallins, mais souvent elle n'existe pas. La plupart de ses gisements appartiennent aux plus anciennes formations de la croûte terrestre, surtout au gneiss laurentien et aux couches cristallines, entre lesquelles il forme des couches régulières ou des filons, comme par exemple à Trondjen (Norvége), à Auerbach (Bergstrasse), Drossendorf (Moravie), Wunsiedel (Fichtelgebirge), Burkardswald (monts Métalliques), Hermsdorf (montagnes des Géants), dans les monts Alleghany, au Canada et sur le rivage sud du lac Supérieur. Les couches de marbre de Carrare et d'autres localités du sud de l'Europe sont beaucoup plus récentes.

Une variété de ce calcaire est le *calcaire à stalactites*, qui se présente surtout sous forme de stalactites dans les grottes des montagnes calcaires.

b. Calcaire compacte ou *ordinaire :* il possède une structure cristal-

line extrêmement fine que l'on ne peut souvent reconnaître qu'à l'aide du microscope.

Il est d'ordinaire unicolore, jaunâtre, brunâtre ou gris, rarement tacheté, très-communément riche en restes animaux et pauvre, au contraire, en minéraux accidentels. Parmi ces derniers, il faut citer la galène, la pyrite, la blende, dont les produits de réduction ont de l'importance. Le calcaire ordinaire se distingue du calcaire granuleux par sa stratification : il joue un rôle très-important comme membre de toutes les formations de montagnes stratifiées. Les calcaires compactes sont fréquemment altérés par des mélanges d'après lesquels on distingue :

α. *Calcaire argileux*, β *calcaire siliceux*, γ *calcaire dolomitique* et *calcaire bitumineux* (ou calcaire fétide, parce que, en le brisant, il s'en dégage une mauvaise odeur). On caractérise, en outre, le calcaire compacte d'après sa situation dans la série des terrains et l'on a le calcaire carbonifère, le calcaire du Zechstein, le calcaire jurassique; d'après son contenu en fossiles : calcaire à strigocéphales, calcaire à orthocères, à crinoïdes, corallin, nummulitique, et enfin, d'après leur point d'affleurement. Exemple : calcaire eifélien, calcaire d'Opotowitz, calcaire de Hallstadt, calcaire de Trente.

c. *Calcaire oolithique* : granulations rondes depuis la grosseur d'un grain de millet jusqu'à celle d'un pois formées de couches concentriques superposées ou, souvent aussi, assemblage de fibres disposées radialement, réunies par un ciment calcaire. Les oolithes enferment communément à leur intérieur un corps étranger, grain de sable ou fragment de coquille qui a été le point de départ du grain oolithique.

Quelquefois, la masse fondamentale calcaire prédomine aux dépens des oolithes, d'autres fois le contraire a lieu et les oolithes se touchent. Lorsque les concrétions sont formées d'aragonite (carbonate de chaux rhombique) et qu'elles atteignent la grosseur d'un pois, on appelle la roche *pisolithe* (comme par exemple celle de Carlsbad), et les oolithes, dont les granulations calcaires fibro-radiales sont reliées par une matière argilo-marneuse, prennent le nom de *Rogenstein* (Brunswick, Wolfenbuttel, Bernburg, Eisleben). L'oolithe ordinaire, à éléments de la grosseur d'un grain de millet, forme sur le côté ouest de la Forêt-Noire à Heldesheim et Hanovre de puissantes séries de couches.

d. *Calcaire poreux, tuf calcaire, travertin* : calcaire jaunâtre fin, compacte ou poreux, vésiculeux, spongieux. Il se montre dans la plupart des cas comme incrustation d'amas de tiges de plantes, de feuilles, de mousses et renferme de nombreux restes de coquilles bivalves de gastéropodes et autres animaux (par exemple, des os d'Elephas primigenius).

Comme principales localités, on peut citer Tivoli, Baden près Vienne, Weimar et Tonna en Thuringe.

e. Calcaire terreux, craie : calcaire d'un blanc de neige dans son état le plus pur, tendre et tachant ; gris, jaunâtre et plus dur lorsqu'il contient de l'argile ou de l'oxyde de fer. Ses plus petites particules pour la plupart ne sont pas formées par des individus cristallins, mais bien par des petits disques des sphérides de carbonate de chaux amorphe et des coquilles de foraminifères. Les premiers ont été reconnus pour des coccolithes, excrétion calcaire du sarcode du Bathybius, matière protoplasmique qui revêt le fond de la mer. Très-souvent, la craie contient comme matières accessoires, en outre des nombreux restes d'animaux et des silex, des grains verts de glauconie comme partie constituante accidentelle (craie glauconieuse). La craie, là où elle se montre, forme des rochers escarpés comme à Douvres et à Calais, à Rügen.

6. **Dolomie**. — Normalement, la dolomie est un carbonate de chaux et de magnésie dans lequel le carbonate de chaux est représenté par 54,35 parties et le carbonate de magnésie par 45,65 parties. Cette proportion cependant n'est pas constante, elle n'est pas même commune, et le plus souvent la dolomie est formée de carbonate de chaux et de magnésie en proportions non définies. A ces deux carbonates, s'en ajoute souvent un troisième, le carbonate de fer quoique en moindre quantité, et enfin on peut y trouver le bitume et l'acide silicique, d'où les noms de dolomie ferrugineuse, bitumineuse ou siliceuse qu'on lui donne alors. Certaines variétés de dolomie et de calcaire faciles à confondre se distinguent de la façon suivante : la dolomie est plus dure que le calcaire (en moyenne comme 4:3) ; son poids spécifique est plus élevé (:: 2,9 : 2,7). Les fragments de dolomie ne font que très-peu effervescence avec les acides froids, le calcaire a alors une vive effervescence ; le calcaire se dissout très-rapidement dans l'acide chlorhydrique, l'autre seulement lentement ; à l'aide du microscope on voit que le calcaire cristallin est formé de parties qui présentent des stries d'hémiédrie, tandis que les grains de dolomie en sont privés.

Certaines dolomies sont riches en parties constituantes accessoires, comme celle de Birmenthal (blende, pyrites ferrugineuse et arsenicale, trémolite), celle du Campolonga au sud du Saint Gothard (réalgar, tourmaline, corindon et trémolite).

La plupart des variétés de dolomie sont nettement cristallines et tantôt à grains grossiers, tantôt à grains très-fins. Dans les *poches dolomitiques*, les individus cristallins ne sont plus du tout reliés entre eux, mais la roche est pulvérulente. Enfin, certaines dolomies à grains fins, sont complétement perforées de cavités irrégulières, on les appelle *Rauchwacke ;* les

parois de ces cavités sont incrustées de petits cristaux de dolomie. Les localités typiques de la rauchwacke sont Altenstein et Hohlenstein en Thuringe. La tendance qu'a la dolomie à former des rochers escarpés et des grottes est remarquable : ainsi les masses de roches, simulant des ruines, du Jura franconien et des Alpes de Souabe, les masses de rochers en forme d'obélisques du Fassathal sont formées de dolomie. En somme, cette roche, accompagnée d'ordinaire d'argiles et de marnes, joue un rôle important dans la constitution du globe terrestre.

7. **Marne.** — Les marnes résultent du mélange intime de calcaire ou de dolomie avec l'argile auquel s'ajoutent encore de fines écailles de mica et de petits grains de quarz. La teneur en argile de la roche varie entre 20 et 60 pour 100; elle peut être terreuse ou schisteuse et plus ou moins bitumineuse. On a trouvé de très-grandes quantités de coccolithes microscopiques dans les marnes de beaucoup de formations. L'oxyde de fer colore les marnes en grisâtre, en jaunâtre ou en brun rouge; lorsqu'elles contiennent beaucoup de bitume, elles vont du gris au noir. Dans ce dernier cas, elles blanchissent au feu.

Sous l'influence de l'air, la marne se dispose en feuillets et se partage en petits cubes qui, peu à peu, se résolvent en poussière. Avec les calcaires et les grès, les marnes forment essentiellement les dépôts stratifiés.

On appelle *schistes cuivreux* (Kupferschiefer) certaines marnes déposées en strates minces, riches en débris de poissons et colorées en noir par suite de leur forte teneur en bitume. Elles contiennent dans leur masse des particules de cuivre excessivement fines. Il y a dans le pays de Mansfeld de grandes exploitations de ces schistes cuivreux.

Certaines marnes calcaires sont plus ou moins riches en grains verts de glauconie; on trouve surtout de ces marnes glauconieuses en Westphalie, en France et sur la côte atlantique du New-Jersey, où elles appartiennent à la formation crétacée.

Les *schistes inflammables* sont des schistes marneux de couleur brun noir ou noir de jais, qui sont tellement imprégnés de bitume, qu'ils brûlent avec flamme en dégageant beaucoup de fumée (Seefeld en Tyrol, Walgau en Bavière, Oschatz en Saxe, schistes huileux de Boll en Wurtemberg).

Nous ne ferons que citer à cause de leur peu d'importance :

La *phosphorite* ou *apatite*, qui se trouve depuis l'état fibreux jusqu'à l'état compacte, de couleur blanchâtre, grisâtre ou brun jaunâtre, qui remplit les fentes ou les cavités de calcaires plus anciens (en Nassau sur la Lahn et la Dill, à Amberg en Bavière), mais qui forme aussi des strates entre les schistes argileux comme en Estramadure;

Le *spath pesant*, agrégat compacte et de couleur gris sombre d'indivi-

dus de spath pesant, qui se rencontre, par exemple, entre les schistes argileux sur la Lenne (Westphalie), où il atteint jusqu'à 30 mètres de puissance.

8. **Le quarzite.** — Le quarzite est formé par du quarz depuis l'état granuleux jusque l'état compacte, blanc, gris ou rougeâtre lorsqu'il est coloré par l'oxyde de fer. D'après la structure du quarzite, on distingue les variétés suivantes : le *quarzite grenu*, fort souvent ressemblant au grès, le *quarzite compacte* à grains extrêmement fins, le *quarzite schisteux* dont la structure est due en partie à des lamelles de mica disposées en strates. Le quarzite est assez riche en minéraux accidentels ; les principaux sont le mica, le grenat, la tourmaline, la pistazite, la pyrite, le magnétite et l'or (le dernier, par exemple, dans les États atlantiques de la partie sud de l'Amérique du Nord). Les quarzites sont d'ordinaire très-nettement stratifiés et forment des dépôts plus ou moins puissants entre les schistes micacés, chloriteux et argileux.

9. **Le grès quarzeux cristallin.** — Il est formé de grains de quarz cristallins et quelquefois de cristaux de quarz complétement développés, reliés par un ciment silicique d'ordinaire extrêmement peu abondant. Ici se rangent les grès infratriasiques des Vosges, en outre beaucoup de roches siliceuses de formation ligniteuse et houillère (Millstone Grit d'Angleterre et de l'Amérique du Nord).

10. **Schistes siliceux** (Lydite). — Les phthanites ou schistes siliceux sont une roche quarzeuse, compacte, très-dure, infusible, imprégnée d'argile, de carbone et d'oxyde de fer ressemblant au silex corné, à fragments en éclats et de couleur sombre. Ils sont déposés en strates minces, d'ordinaire ayant un pouce d'épaisseur, nettement séparés les uns des autres, et présentent un fendillement par suite duquel la roche est partagée en fragments polyédriques. Ils sont traversés de nombreuses veines de quarz blanc. La variété très-compacte, tout à fait noire, à cassure conchoïdale est appelée *Lydite* ou pierre de touche. Ils forment de puissantes séries de couches dans le Oberharz entre Clausthal, Lerbach et Lautenthal, dans le Fichtelgebirge près de Hof, en Bohême, dans le pays de Beraun, en Saxe, entre Freiberg et Nossen.

11. **Silex** (flint). — C'est une roche siliceuse de couleur grise ou noire à cassure nettement conchoïdale. Les éclats de silex ont les bords tranchants, translucides. Le silex est formé par un mélange intime d'acide silicique amorphe et cristallin, structure qui peut être reconnue à la lumière polarisée, mais que l'on peut voir aussi en chauffant la roche dans une lessive de soude. La couleur noire du silex est due en grande partie au carbone provenant de restes organiques ; elle disparaît dans ce cas par l'ignition.

Le silex forme, principalement dans la craie blanche, des fragments disposés en séries, à la manière de strates, les uns sur les autres (Douvres, Aix-la-Chapelle, Rügen, Wollin). En outre, on le voit, sous forme de galets libres, partout dans les sables diluviens de la plaine du nord de l'Allemagne; mais il vient des couches de craie en partie détruites sur la Baltique.

Dans la famille des roches siliceuses se rangent encore les roches suivantes, qui ont une répartition peu considérable et auxquelles s'attache pour cette raison une moindre importance.

Le *silex corné*, roche quarzeuse d'aspect compacte, mais qui apparaît complétement cristalline sous le microscope, dure, de couleur sombre, brun rougeâtre ou gris de fumée à fragments en éclats; en masses d'ordinaire irrégulièrement disposées formant des séries de couches d'extension moindre ou moins puissantes.

Le *jaspe*, sorte de silex corné, présentant des bandes alternativement rouges, jaunes, brunes et vertes; sa plus grande puissance est sur le lac Supérieur, dans l'Amérique du Nord.

Le *quarz d'eau douce*, à masse fondamentale finement granuleuse, d'ordinaire poreux, celluleux; par les gastéropodes terrestres et d'eau douce et par les plantes qu'il contient, il marque qu'il est un dépôt de sources. Il se présente en masses de forme irrégulière au sein de sables, d'argiles et de calcaire d'âge plus récent (meulières des environs de Paris).

Le *quarz concrétionné* (Kieselsinter) et le *tuf siliceux*, tantôt terreux, poreux, spongieux, et quelquefois compacte, qui possède quelquefois une ressemblance extérieure frappante avec un tuf calcaire, et d'autres fois se montre sous forme de stalactites, ou comme dépôt de sources chaudes (geysers).

Le *Tripoli* (Polirschiefer), masse siliceuse terreuse, extrêmement douce au toucher, tachante, en strates minces, feuilletés, de couleur jaunâtre formée de carapaces siliceuses de diatomées microscopiques (Bilin en Bohême).

Ce que l'on a appelé *farine fossile* est un amas de silice en poussière, blanche, légère où prédominent les carapaces de diatomées (sous-sol de Berlin, beaucoup d'endroits du Luneberger-Haide, à Franzensbad, en Bohême).

12. **L'amphibolite.** — C'est un agrégat d'individus de hornblende noirs ou verts, grenus, étoilés ou fibreux. Souvent il s'ajoute à l'agrégat de hornblende du quarz, du mica et de l'oligoclase comme parties constituantes, tandis que, comme minéraux accidentels, on trouve la pyrite, le grenat et la pistazite. L'*amphibolite grenue* n'est pas aussi commune que

sa variété schisteuse. Cette dernière est nettement stratifiée entre les gneiss azoïques et les micaschistes de Scandinavie, du Böhmerwald, des Sudètes, de Transylvanie et de nombreuses autres localités.

Une variété particulière des schistes amphiboliques sont les *schistes actinolithiques*, agrégat de schistes épais dont la couleur va du vert d'herbe à la couleur du poireau. On la connaît dans les Alpes de Savoie, à Klausen en Tyrol, dans le comté de Zipser en Hongrie, en Écosse, aux Massachussets.

13. **Schistes chloriteux.** C'est un agrégat de couleur vert de poireau, doux au toucher, formé d'écailles de chlorite mêlées d'ordinaire d'un peu de quarz, souvent aussi de feldspath. Les schistes chloriteux sont riches en parties constituantes accidentelles, parmi lesquelles on doit citer : la magnétite en beaux cristaux octaédriques (Zillerthal, région du fer sur le lac Supérieur), le spath talqueux en rhomboèdres (Saint-Gothard, Zillerthal), le grenat en rhombododécaèdres (Greiner), la tournaline (Alpes de Habach, Oural), l'or (États atlantiques du sud de l'Amérique du Nord).

Les schistes chloriteux sont, dans la plupart des cas, disposés en couches horizontales, en alternance avec les gneiss, les micaschistes, les talcschistes et les schistes argileux (comme au mont Rosa, au Gross-glockner, dans les montagnes de Silésie et de Moravie, à Katharinenburg, Oural, système des monts Alleghany).

14. **Talcschistes.** — Les talcschistes sont formés par un agrégat d'écailles de talc qui leur donne un toucher doux et gras; ils passent du blanc au verdâtre. Comme partie constituante de second ordre et manquant souvent complétement, il faut citer les grains de quarz, de feldspath et comme minéraux accidentels, surtout la magnétite, la pyrite, le grenat, la magnésite, le staurotide (ex. : vallée du Ziller), en outre l'or (États atlantiques du sud de l'Amérique du Nord.)

Les talcschistes sont nettement stratifiés ; ils sont surtout accompagnés par les schistes chloriteux et les micaschistes, comme à Hof dans le Fichtelgebirge, Altvater en Silésie, au mont Blanc, au mont Rosa, dans l'Oural, etc.

Une variété faisant le passage entre les schistes chloriteux et les talschistes est :

Le *topfstein* (pierre ollaire) ; c'est un mélange confus, comme feutré, d'écailles de chlorite et de talc avec prédominance tantôt de l'un, tantôt de l'autre de ces minéraux. Cette roche, gris-verdâtre, est très-douce au toucher, se laisse entamer facilement par le couteau et résiste au feu le plus violent. La pierre ollaire se trouve avec les schistes talqueux et chloriteux, par exemple à Chiavenna dans les Alpes, Trondhjem en Norvége, Boston (Massachussetts).

15. **La Serpentine.** — La serpentine est une roche compacte ou finement granuleuse tendre, à éclat gras dans les cassures fraîches, de couleur vert sombre, rarement brune, souvent marquée de taches confuses, de flammes ou veinée. Elle est formée exclusivement du minéral serpentine, mais elle enferme cependant de nombreux minéraux accidentels, principalement le pyrope (Waldheim, dans les montagnes de granulite de Saxe et Zöblitz), le fer chromé (Steyermark, Maryland), la magnétite (Zillerthal), la pyrite arsenicale (Reichenstein en Silésie), la chrysotite, en forme de fibres perpendiculaires à éclat soyeux, qui traversent la serpentine (Reichenstein, Waldheim).

La serpentine est une roche d'ordinaire peu abondante ; elle se montre cependant en séries de couches régulières, minces, unies, ou en bancs puissants (Waldheim); elle est rarement schisteuse (Hoboken, New-York). Elle a deux sortes de gisements : on connaît, d'un côté, des couches de serpentine entre les talcschistes, micaschistes, schistes chloriteux ou gneiss (Oural, Alleghany, Greiner en Tyrol), et, d'un autre côté, des filons et des amas qui traversent les roches voisines (Predazzo en Tyrol, Balloch en Écosse).

16. **Fer spathique.** — Le fer spathique, de couleur gris-jaunâtre passant au brun-jaunâtre, est un agrégat grossier ou finement grenu d'individus rhomboédriques de sidérose ; il est formé principalement de carbonate de fer avec une quantité plus ou moins grande de carbonates de manganèse, de magnésie et de chaux. A l'état frais, la surface de clivage des individus minéraux a des reflets irisés ou nacrés qui disparaissent sous l'influence atmosphérique. La roche, en partant de la surface, se change par degrés en limonite. Comme parties constituantes accessoires, on rencontre dans cette roche la pyrite de fer, la pyrite de cuivre et le fer oligiste.

Le fer spathique forme des amas à extension souvent considérable entre les roches stratifiées, mais on le trouve aussi en filons. Comme gisements les plus importants du fer spathique, l'on doit citer l'Erzberg près Eisenerz (au duché de Steiermark) élevé de 850 mètres au-dessus de la vallée, le Stahlberg (Müsen en Westphalie), le Stahlberg (Schmalkalden en Thuringe).

17. **Sphérosidérite** ou *fer argileux*. — La sphérosidérite est formée par du fer spathique variant de la texture finement grenue à la texture compacte, mêlée d'une quantité d'argile plus ou moins grande. Elle est avec la sidérose dans le même rapport que la marne au calcaire. Sa couleur est le gris, le jaunâtre ou le brunâtre.

Ce minerai de fer se rencontre en couches continues, ou en lentilles isolées ou en rognons, entre les schistes argileux du terrain houiller et de

la formation des lignites. Il fournit une matière très-estimée pour l'extraction du fer. (Région houillère de Saarbrück, Zwickau, le pays de Galles, la Transylvanie ; formation ligniteuse du versant nord du Siebengebirge, etc.)

Fer carbonaté ou *blackband*. C'est un mélange intime de sphérosidérite avec 12-35 pour 100 de charbon ; sa couleur est le noir ; il se présente en strates, surtout dans les régions houillères d'Écosse et de Westphalie.

18. **Limonite.** — La limonite est un minerai de fer fibreux, finement granuleux, terreux ou compacte, de couleur jaune d'ocre ou brun noir donnant des raies brun-jaunâtre. C'est essentiellement un oxyde de fer hydraté, mais il contient d'ordinaire un peu d'oxyde de manganèse et d'acide silicique, et il est souvent mélangé d'argile.

La limonite se présente, dans la plupart des cas, avec la sidérose, la sphérosidérite et la pyrite ou dans les mêmes circonstances ; on doit la considérer comme un produit de leur transformation. (Iberg, Elbingerode et Rübeland dans le Harz, Siegen dans le pays rhénan, etc.)

Limonite des marais. Variété de limonite solide ou spongieuse due au mélange du sable, d'acides silicique et phosphorique, de substances organiques en combinaison chimique, et d'autres matières. Elle se trouve dans les bas fonds, sous les marécages, les fondrières, les prairies, en dépôts étendus mais peu puissants.

Limonite pisiforme. Variété de limonite formée par de gros oolithes, depuis la dimension du pois jusqu'à celle d'une noix ; les oolithes sont formés de couches concentriques de limonite siliceuse ou argileuse reliées par de l'argile ferrugineuse ou du sable quarzeux. Elle remplit les cavités et les fentes de terrains récents (tertiaire) ou plus anciens (jurassique) (Kandern en Brisgau, Frohnstetten en Wurtemberg, Egerkinden dans le canton de Soleure).

19. **Oligiste.** — L'oligiste est un minerai de fer fibreux, compacte ou terreux (ocreux) variant du rouge de sang au brun rouge ou au gris d'acier, donnant des raies rouge cerise. A l'état pur, c'est un oxyde de fer, mais, abstraction faite de traces d'oxyde de manganèse, il est souvent mêlé d'argile et d'acide silicique, et dans des rapports si variables qu'il existe une série ininterrompue de passages entre l'oligiste avec des traces seulement d'acide silicique et le quarzite ferrugineux ou le jaspe.

L'oligiste est quelquefois nettement stratifié. Son gisement le plus important se trouve parmi les talschistes et les schistes chloriteux, les quarzites et jaspes des formations azoïques. Comme tels, il faut citer celui de Rio Marino dans l'île d'Elbe, du Pilot-Knob au Missouri, mais surtout le minerai du sud du lac Supérieur qui a plusieurs centaines de pieds de puissance et une étendue de plus de dix milles allemands.

Une variété particulière de l'oligiste est le *fer oolithique* formé d'oolithes de la grosseur d'un grain de millet, de couleur rouge sombre ou brune, qui peuvent être mêlés avec des oolithes de schistes argileux, et qui sont unis par un ciment argileux, calcaire ou sableux, souvent très-peu abondant. Le fer oolithique se trouve en couches plus ou moins puissantes dans la série de schistes mésozoïques (Aalen en Wurtemberg, Helmstadt en Brunswick, Harzburg).

20. **Fer magnétique.** — Le fer magnétique est un agrégat grenu de magnétite qui est de couleur noire; il est fortement magnétique : d'après sa composition chimique c'est un oxyde ferroso-ferrique.

Rarement pur, le fer magnétique se montre accompagné de grenat, chlorite, quarz, épidote, pyrite de fer et pyrite de cuivre; il forme des couches et des amas entre les gneiss et les micaschistes azoïques. Aussi les régions où se rencontrent ces formations sont-elles aussi celles où se trouve le plus abondamment le fer magnétique. Il faut citer surtout parmi ces gisements Arendal, Dannemara et Lappmark (la Gellivara, 5300 milles de long, 2,600 milles de large et plus de 160 mètres de hauteur) en Scandinavie; et les gisements puissants et nombreux des monts Alleghany et du Canada.

21. **Tourbe.** — La tourbe est un tissu feutré, plus ou moins lâche ou compacte, de débris de plantes, dont la forme est d'autant moins altérée qu'elles ont moins souffert par la compression et la désorganisation.

La couleur de la tourbe est aussi en rapport avec ces circonstances : elle oscille entre le brun pâle et le noir de jais.

La tourbe forme des couches de puissance variable, souvent considérable; elle se forme partout où s'amassent, sur un sol recouvert d'eaux stagnantes, des plantes aquatiques ou de marais, aussi bien sur les hauts plateaux que dans les bas fonds.

22. **Lignite.** — Les lignites sont formées par une masse de charbon compacte, terreux, ligneux ou fibreux, contenant de 55 à 75 pour 100 de carbone et une quantité importante de bitume. Elles montrent souvent la structure végétale bien conservée et ont une cassure conchoïdale, terreuse ou ligneuse. Leur couleur varie du brun au noir de jais; elles brûlent facilement, avec flamme et fumée, en dégageant une odeur empyreumatique désagréable, et donnent un liquide brun sombre tenant de la soude en solution. On a établi plusieurs variétés de lignites caractérisées par la structure : jais, lignite ligneux, charbon de marais, charbon de terre, etc. Comme parties constituantes accessoires de certaines lignites, il faut mentionner la rétinite et le honigstein.

Les lignites forment ces couches continues dans ces formations tertiaires,

nommées, à cause de leur présence, lignites tertiaires. Certaines de ces formations atteignent plus de 20 mètres de puissance (Cologne, 25 à 30 mètres; Zittau, plus de 35 mètres).

23. **Houille.** — La houille est un charbon compacte, à cassure d'ordinaire conchoïdale, à éclat gras, de couleur noir de velours ou noir de jais, contenant de 75 à 90 pour 100 de carbone et moins de bitume que les lignites. Elle brûle avec une flamme claire et beaucoup de fumée, en dégageant une odeur bitumineuse aromatique. Quelques variétés s'amollissent par la chaleur et se liquéfient; d'autres se soudent seulement; d'autres encore s'émiettent par exposition à la chaleur et laissent un résidu terreux léger.

Dans la houille compacte il y a non-seulement de petits complexes de cellules de plantes, mais des troncs complets de conifères possédant la structure des Araucarias; les faisceaux vasculaires des troncs de fougères, les Sigillaria, les Calamites et les Lépidodendron y sont reconnaissables. On ne peut avoir de doutes sur son origine.

Au point de vue pétrographique, il faut distinguer les variétés suivantes: la *houille luisante*, à cassure conchoïdale; très-luisante, la *houille grossière*, à cassure inégale; la *houille schisteuse;* le *cannel-coal*, à cassure unie conchoïdale, à éclat cireux; la *houille fuligineuse;* la *houille fibreuse*.

Techniquement, on distingue les *houilles grasses*, plus pauvres en carbone, riches en bitume et les *houilles maigres*, plus riches en carbone et pauvres en bitume.

Comme parties constituantes accidentelles de la houille, il faut citer la pyrite, la galène et le calcaire spathique. De même que les lignites, la houille se montre sous forme de couches de plus de 100 milles carrés d'étendue (Amérique du Nord) et qui peuvent atteindre 15, 20 mètres et plus de puissance. Les houilles alternent avec les schistes argileux et les grès et, jointes à ceux-ci, elles forment le terrain carbonifère. Cependant la houille n'est pas limitée à ce complexe de couches, mais, au contraire, on en connaît des dépôts dans des formations plus récentes et dans d'autres plus anciennes (dévonien, wealdien).

24. **Anthracite.** — L'anthracite est une houille sèche d'un noir de velours ou gris de fer, d'éclat vitreux ou semi-métallique, contenant plus de 90 pour 100 de carbone. Il brûle au feu à l'aide d'un fort courant d'air, avec une flamme faible, ou sans flamme, sans odeur et sans fumée et sans se fondre. Il donne une raie noire et est le plus dur des charbons. Il passe cependant souvent à la houille en perdant de son contenu en carbone et en prenant du bitume.

L'anthracite se rencontre en couches indépendantes (exemple : Est de la

Pensylvanie), ou bien on le trouve associé avec la houille et les lignites dont il est provenu par une transformation locale. Enfin, il se présente en amas de dimensions restreintes, comme dans les schistes à graptolites de Grafschaft-Cork dans le sud de l'Écosse, et à Lischwitz près Géra en Voigtlande (Saxe).

Dans le tableau suivant, on a fait ressortir les principaux caractères distinctifs des diverses espèces de charbon.

ROCHES.	CONTENU EN CARBONE.	DURETÉ.	POIDS SPÉCIFIQUE.	RAIES.	PAR UNE SOLUTION CHAUDE DE SOUDE DEVIENNENT	COMBUSTIBILITÉ.	PHÉNOMÈNES PENDANT L'IGNITION.			
Lignite. . . .	55-75	»	0.5-1,5	Brun.	Brun foncé.	Facile.	Ne se fond pas.	Flamme fumeuse.	Très-fumeux	Odeur empyreumatique.
Houille. . . .	75-90	2	1,2-1,5	Brun-noir.	Pas d'action ou devient brun-jaunâtre clair	Quelquefois facile.	Quelquefois se fond, d'autres fois forme des gouttes qui perlent.	Flamme claire.	Très-fumeux	Odeur aromatique bitumineuse.
Anthracite. .	Plus de 90	2-2,5	1,4-1,7	Gris-noir.	Pas coloré.	Seulement avec un fort courant d'air.	Ne se fondant pas.	En partie faible, quelquefois aucune flamme.	Non fumeux	Sans odeur.

25. **Graphite.** — Le graphite forme une roche presque compacte, ou de texture écailleuse fine ou grossière, quelquefois terreuse, d'un gris de fer à éclat métallique. Il est doux au toucher, tendre et tachant. Normalement, la roche que forme le graphite devrait être du carbone pur, mais on ne la trouve jamais à cet état dans la nature : elle est toujours mêlée d'acide silicique, de calcaire, d'argile et d'oxyde de fer. D'ordinaire elle se présente sous forme de schistes qui parfois forment des couches très-régulières, d'autres fois des amas plus ou moins puissants, entre les gneiss et les schistes micacés. C'est ainsi qu'on la rencontre entre le gneiss et le calcaire cristallin, à Krumau en Bohême, entre les micaschistes et les gneiss dans les environs de Cassau, et en de nombreuses localités des régions gneissiques et riches en micaschistes de Scandinavie, d'Écosse, des États atlantiques de l'Amérique du Nord et du Canada.

26. **Huiles minérales.** — Ce sont des hydrocarbures liquides très-fluides ou denses, incolores, jaunâtres ou brunâtres, à odeur fortement aromatico-bitumineuse, qui proviennent de la décomposition de substances organiques. D'après leur coloration et leur degré de fluidité, on distingue : la *naphthe*, incolore, très-fluide ; le *pétrole*, jaune opalin et encore très-fluide ; le *goudron minéral*, brunâtre et visqueux.

Les huiles minérales se trouvent d'ordinaire imprégnant des roches poreuses, celluleuses ou terreuses (schistes bitumineux, schistes huileux, calcaires ou grès riches en bitume); elles sont plus rares en grands amas à l'intérieur de cavités souterraines. Ce dernier cas se présente sur une vaste échelle dans cette région de l'Amérique du Nord qu'on a appelée *pays du pétrole*, dans le district d'Enniskillen, dans le Canada-Ouest, dans le nord de la Pensylvanie (Oil Creek), près la frontière du Nord New-York, sur le Kanawha dans l'Ohio, sur le Boyd dans le Kentucky. Les plus nombreux gisements de pétrole en Europe appartiennent à une zone qui s'étend le long des Karpathes par la Galicie, la Bukowine, jusque dans la Moldavie. Le gisement le plus anciennement connu des huiles minérales, sont les sources de naphte de Baku sur la mer Caspienne.

27. **Asphalte.** — L'asphalte est une roche de couleur brun sombre ou noire, à éclat gras, d'aspect poisseux, composée de carbone, d'hydrogène et d'oxygène en proportions variables. L'asphalte est un produit d'oxydation du pétrole qui, par le contact de l'air, devient d'abord visqueux, puis solide. Il se trouve d'ordinaire imprégnant des roches poreuses ou celluleuses (Limmer près Hanovre, Lobsam en Alsace), et est rare à l'état indépendant. Dans ce dernier cas il forme des amas superficiels (exemple : île de la Trinité, mer Morte), ou bien il remplit des fentes (Bentheim en Hanovre, Albertgrube dans le Nouveau-Brunswick).

J'ajoute ici le *guano* en appendice, en égard à son origine organique. Il forme des amas terreux blanchâtres, jaunâtres, quelquefois d'un rouge sale, qui dégagent une odeur très-désagréable, forte, ammoniacale. Le guano est formé principalement de phosphates de chaux, d'ammoniaque, d'acide urique, d'acide oxalique, d'acide ulmique. Il est dû à l'accumulation en grande quantité des excréments d'oiseaux de mer et des restes pourris des corps de phoques, mouettes, etc. Les amas de guano les plus considérables se trouvent dans les îles qui longent la côte du Pérou et parmi lesquelles les îles Chincha sont les plus célèbres.



Deuxième classe. — **Roches composées**

a, se présentant en masses (type granite). *b*, stratifiées (type micaschiste).

Première division. — **Roches massives**

Ce sont presque toujours des roches éruptives, c'est-à-dire qui ont été lancées de l'intérieur de la terre à l'état fluide. Les parties constituantes les plus importantes de la plupart de ces roches appartiennent à la famille des feldspaths. Il est donc très-naturel de fonder la classification de ces roches sur la nature des feldspaths qui entrent dans leur composition. Les feldspaths sont monocliniques (orthoclase) ou tricliniques (plagioclase). L'oligoclase, le labrador et l'anorthite appartiennent à ces derniers ; l'orthoclase et la sanidine se rangent parmi les monocliniques. Les premiers se distinguent des seconds par leurs stries d'hémiédrie, qui, sous le microscope, à la lumière ordinaire, se montrent comme des lignes parallèles longitudinales, et, à la lumière polarisée, se laissent reconnaître aux raies bariolées qu'elles déterminent. La netteté et la constance de ce caractère en font un critérium sûr pour le groupement des roches. Les roches feldspathiques se divisent : 1° en *roches orthoclasiques*, et 2° *roches plagioclasiques ;* dans cette seconde division entrent les roches qui ont l'oligoclase, le labrador et l'anorthite comme feldspaths. Lorsqu'une distinction est possible entre ces trois éléments, on peut pousser la division en roches oligoclasiques, labradoriques et anorthitiques, mais, en beaucoup de cas et surtout lorsqu'il s'agit de certaines roches finement grenues ou aphanitiques (mélaphyre et basalte), cette nouvelle distinction est impossible, et il faut se contenter d'avoir fixé la nature plagioclasique du feldspath. Il peut se faire que, dans certaines roches, outre l'orthoclase, on rencontre aussi l'oligoclase ; mais il semble que jamais l'orthoclase ne se rencontre avec le labrador ou l'anorthite. Une troisième division de ces roches composées est formée de celles chez lesquelles le feldspath est remplacé, complétement ou en partie, par la *néphéline* ou la *leucite ;* tandis que, enfin, dans un quatrième groupe de roches sont placées celles qui ne contiennent ni un feldspath ni un de ses remplaçants.

D'autres points de départ pour la classification des roches qui nous occupent, sont : *a*. la présence ou l'absence du quarz ; *b*. l'apparition d'un troisième élément (comme la hornblende, l'augite, le mica, l'olivine) ; *c*. la variété de structure, qui permet de diviser les groupes en roches grenues, porphyriques ou vitreuses.

Le tableau suivant est fondé sur les caractères que nous venons d'indiquer.

TABLEAU DES ROCHES CONTENANT DU FELSPATH OU UN MINÉRAL ÉQUIVALENT.

	ORTHOCLASE PRÉDOMINANT		PLAGIOCLASE PRÉDOMINANT, ET EN OUTRE					NÉPHÉLINE.	LEUCITE.
	AVEC QUARZ.	SANS QUARZ.	HORNBLENDE.	AUGITE.	DIALLAGE OU HYPERSTHÈNE.	MICA.	OLIVINE (SERPENTINE).		
GRENU.	Granite.	Syénite.	Diorite, corsite.	Diabase. Dolérite plagioclasique.	Gabbro Hypersthénit.	Diorite micacée.	Forellenstein.	Néphélinite.	Leucitophyre.
GRENU PORPHYRIQUE. .	Granite porphyrique.	»	Diorite porphyrique.	»	»	»	»	»	»
PORPHYRIQUE.	Porphyre et trachyte quarzifères.	Orthophyre, trachyte, phonolithe.	Porphyrite, andésite amphibolique.	Porphyre labradorique, porphyre augitique, augite andésitique.	»	Porphyrite micacée.	»	»	»
PARAISSANT COMPACTE	Felsitfels, certains trachytes quarzifères.	»	Diorite aphanitique.	Diabase aphanitique. Mélaphyre. Basalte plagioclasique.	»	»	»	Basalte néphélinitique.	Basalte leucitique.
VITREUX.	Felsitpechstein.	Trachytpechstein, perlite, obsidienne, ponce.	»	Mélaphyrpechstein.	»	»	»	Tachylite.	

ROCHES FELDSPATHIQUES

1. — ROCHES ORTHOCLASIQUES QUARZIFÈRES

Mélanges essentiellement formés d'orthoclase (avec oligoclase), de quarz et de mica ; — *structure grenue :* granite ; *grenue et porphyrique combinées :* porphyre granitique ; *porphyrique*, porphyre quarzifère, trachyte quarzifère; *compacte :* felsitfels; *vitreuse :* pechstein.

28. **Granite.** — Le granite est un agrégat d'orthoclase (et d'oligoclase) et de quarz, dans lequel sont intercalées des lamelles de mica ; il peut être grossièrement ou finement grenu. La matière feldspathique, principalement l'*orthoclase*, prédomine dans la règle. Tantôt elle est en cristaux simples, tantôt en cristaux hémitropes à éclat nacré accentué sur les cassures fraîches, colorés d'ordinaire en blanc-rougeâtre, rouge-brique ou rouge-chair, plus rarement en verdâtre ou en vert. A côté de l'orthoclase, il y a très-ordinairement de l'oligoclase triclinique gris ou grisâtre, qui se fait reconnaître par son éclat gras et par les stries de sa face de clivage. Le feldspath du granite est pauvre en inclusions liquides. Le *quarz* se montre d'ordinaire en fragments irréguliers à éclat vitreux ou gras et de couleur gris pâle. Sa cassure conchoïdale et sa dureté le font facilement reconnaître du feldspath. D'après la façon dont il est inséré parmi les autres parties constituantes du granite, on est conduit à admettre qu'il a été le dernier à se solidifier. Il est très-riche en aiguilles microscopiques d'apatite et en inclusions liquides, tandis que les inclusions vitreuses (?) sont rares. Le mica à base de magnésie et surtout le mica à base de potasse forment de minces lamelles ou des tables à six côtés de couleur blanche, brune ou noire. Le mica peut être remplacé par des écailles de talc, de chlorite, de graphite et d'oligiste : c'est ce qui donne naissance à diverses variétés de granite.

Ce n'est pas seulement au point de vue macroscopique que le granite est une roche grenue; de très-fines lamelles placées sous le microscope, aux plus forts grossissements, n'ont laissé voir aucune substance amorphe ou microfelsitique.

Il résulte de nombreuses analyses que la composition typique du granite doit être représentée par : acide silicique, 72; argile, 16; oxyde ferroso-ferrique, 1,5; magnésie, 0,5 ; potasse, 6,5 ; soude, 2,5.

Le nombre des minéraux qui entrent dans le granite comme parties constituantes accidentelles, est considérable; les principaux sont : le grenat, la pinite, la pistazite, la tourmaline, le béryl, l'apatite, l'andalousite, le spath-fluor, la magnétite, l'étain oxydé, la pyrite.

La grosseur des grains du granite est extrêmement variable; elle va de la grosseur du poing ou même de la tête jusqu'à celle d'un grain de sénevé. Les variétés à grains de grosseur moyenne sont les plus communes. Dans la masse à grains de dimensions uniformes, on voit souvent des cristaux isolés de feldspath plus volumineux, et des mâcles qui suivent la loi de la mâcle de Carlsbad; le granite acquiert ainsi un facies porphyrique (Carlsbad, Wunsiedel dans la Fichtelgebirge, dans le Thüringerwald, dans les Pyrénées)..

Le granite est une roche qui paraît relativement rare en bancs horizontaux (comme dans la Lusace, Strehlen en Silésie, Zehren en Saxe). L'idée de non-stratification est tellement bien liée à la notion de granite, que nous le nommons *gneiss granitique*, lorsqu'il montre une structure parallèle et des indices de stratification.

Le granite se présente de deux manières complétement différentes, mais que, jusqu'ici, on n'a pas toujours distinguées. D'une part, il forme un membre important de la formation gneisso-laurentienne, dans laquelle, par un développement progressif, il arrive à acquérir la structure du gneiss et où il alterne avec des calcaires, des quarzites et autres roches stratifiées (Alpes centrales, Pyrénées, Scandinavie, Canada, États atlantiques). Mais bien différents de ces *granites sédimentaires* sont ceux qui ont été épanchés à l'état igné de l'intérieur de la terre et qui, durcis, *traversent* les autres roches (dykes, filons, culots), qui présentent, en un mot, tout ce qui caractérise les roches éruptives (Andreasberg, pays granulitique de Saxe et beaucoup d'autres points). Non-seulement le mode de gisement et de formation sont différents pour ces deux granites, mais leur âge géologique n'est pas le même. Tandis que les granites gneissiques appartiennent aux plus anciennes formations, les granites éruptifs sont d'âge plus récent : on les trouve dans le silurien, dans le dévonien et même dans des couches plus jeunes encore.

La forme des montagnes granitiques est d'ordinaire bombée; elles ressemblent à des segments de sphère (comme celle de Brocken). Leur surface est d'ordinaire parsemée de blocs de granite de dimensions colossales, dont on s'explique facilement l'origine, si l'on sait que l'altération du granit par les agents atmosphériques se fait suivant les fentes qui le traversent, et que les parties altérées se détachent en formant une sorte de gravier, les parties centrales restant alors sous forme de blocs arrondis.

Parmi les nombreuses variétés de granite dues à des modifications dans la composition et dans la structure, nous citerons :

a. La *granitite*, formée d'orthoclase rouge prédominant, de beaucoup d'oligoclase, de peu de quarz et de peu de mica noir-vert (sans mica

blanc). Brocken, monts des Géants; Brotterode et Ilmenau en Thuringe; Brixen, en Tyrol, Baveno.

b. Protogyne (granite des Alpes). Orthoclase brillant, oligoclase à reflets mats, quarz, mica vert sombre en lamelles à six côtés, et talc depuis la couleur vert clair jusqu'au vert émeraude, qui souvent imprègne l'oligoclase (Alpes de l'ouest).

c. Syénite, agrégat granitique d'orthoclase, oligoclase, quarz et un peu de mica, auquel s'ajoute la hornblende (partie centrale des Vosges, cercle de Pilsen en Bohême, Brixen en Tyrol, Reichenstein en Silésie). Cette roche, en partie porphyrique, traverse le lias dans l'île de Skye, en changeant le calcaire en marbre.

d. Pegmatite, agrégat à grains très-gros d'orthoclase, de quarz blanc et de grandes lamelles de mica d'un blanc d'argent. Il s'ajoute, d'ordinaire, des cristaux de tourmaline et quelquefois aussi, comme minéraux accidentels, le béryl, la topaze, le grenat, l'apatite, l'orthite, etc. (Penig en Saxe, Langenbielau en Silésie, Zwiesel en Bavière, Ruhla en Thuringe).

e. Pegmatite graphique (schriftgranit), agrégat de grands individus de feldspath, qui sont traversés de nombreux cristaux de quarz disposés parallèlement, de telle façon que ceux-ci soient brisés transversalement lorsque le feldspath se clive, formant ainsi des figures qui rappellent l'écriture hébraïque. En petite quantité à Bodenmais (Bavière), Ehrenberg (Ilmenau), monts des Géants.

29. **Porphyre granitique.** — Il est formé d'une masse fondamentale, qui, sous le microscope, se montre comme finement grenue, et qui enferme des ségrégations porphyriques de feldspath, de quarz et de mica. La masse fondamentale du granite porphyrique est un agrégat de feldspath, de quarz et de mica, et en outre d'hornblende et de chlorite. Cette dernière donne à la masse, qui serait sans cela grisâtre ou brune, une couleur verdâtre. Comme le microscope nous l'apprend, la chlorite est un produit de décomposition de l'hornblende dont elle entoure les cristaux. Dans cette roche, il y a de nombreux cristaux hémitropes d'oligoclase, grands souvent de plus d'un pouce, rouge brique ou rouge chair, très-brillants, des cristaux mats d'oligoclase, petits, rares, jaunâtres ou verdâtres, des grains de quarz gris de la grosseur d'un pois et des écailles de mica brun. Si, outre ces éléments, on voit nettement des cristaux de hornblende noirs, allongés (Liebestein en Thuringe), on donne à la roche le nom de *porphyre syénitique*. On trouve quelquefois le grenat comme minéral accidentel dans le porphyre granitique (Wurzen). Le quarz du granite porphyrique est riche en inclusions liquides et surtout en inclusions vitreuses; il est très-remarquable que, dans la masse fondamentale

de la roche, toute trace de matière vitreuse manque entièrement. Les orthoclases du granite porphyrique, comme le montre l'étude des lames minces, sont souvent encore à l'intérieur complétement clairs et transparents comme l'adulaire, et ne sont formés qu'au pourtour d'une écorce terne. Ils sont très-riches en inclusions vitreuses de forme rectangulaire, et on trouve assez souvent à leur intérieur de l'apatite microscopique. Le granite porphyrique est développé en Allemagne, surtout au cercle de Leipzig vers Brandis, Beucha et sur le bord du bassin, entre Wurzen et Trebsen, en outre à Altenberg et Graupen, dans les monts Métalliques.

30. **Felsitporphyre** (porphyre quarzifère). — Le felsitporphyre est formé d'une masse fondamentale felsitique d'apparence compacte, dans laquelle on trouve des cristaux de quarz et d'orthoclase, et aussi d'oligoclase, de sanidine ou de mica.

La masse fondamentale felsitique est tantôt compacte, très-dure, tantôt rude au toucher, de texture peu serrée ou même de consistance terreuse; elle est le plus souvent de couleur brun rougeâtre, passant au verdâtre, au jaunâtre, au gris. L'observation que l'on peut faire sur des lamelles minces montre, chez certains porphyres quarzifères, un mélange de parties microcristallines semblables au granite; chez d'autres, une substance incomplétement ou point du tout individualisée (microfelsitique); chez d'autres encore, cette matière fondamentale est en partie cristalline, en partie vitreuse amorphe ou microfelsitique, et, dans ce dernier cas, c'est tantôt un mode de structure, tantôt un autre qui peut prédominer. Dans les porphyres quarzifères chez lesquels la masse fondamentale est vitreuse, on peut observer des phénomènes caractérisés de microfluctuation. Comme modifications particulières dans le mode de développement de la masse fondamentale, il faut étudier sa structure globulaire, sphérolithique, stratifiée et géodique. Dans la structure *globulaire*, des sphérules de grosseur variant entre celle d'un grain de millet et celle d'un pois, formées de couches concentriques ou de fibres disposées en rayon, souvent creuses à l'intérieur, sont répandues dans la masse fondamentale compacte. Dans certaines variétés du porphyre quarzifère, les *porphyres globulaires*, les globules atteignent la grosseur du poing, ou même de la tête : elles sont formées de couches concentriques alternantes de jaspe et de calcédoine qui circonscrivent une cavité revêtue de cristaux de spath calcaire, de spath-fluor et de mica ferrugineux (Spiesberg, Schniekopf en Thuringe). Dans la structure *sphérolithique*, on voit, mais seulement par l'observation microscopique de lamelles fines à la lumière polarisée, des sphérules formées de la même substance felsitique que la masse fondamentale, mais présentant une structure radiale; ils peuvent même former

la masse fondamentale entière. La structure *stratifiée* de la masse fondamentale du porphyre quarzifère est due à ce que le quarz et le feldspath sont séparés l'un de l'autre, et forment des couches qui alternent (Augustusburg en Saxe, Tabarz en Thuringe, Weinheim dans l'Odenwald). Dans la structure *géodique*, la masse fondamentale de certains porphyres (*porphyres-meulières*) montre des cavités nombreuses, de forme irrégulière, souvent revêtues de cristaux de quarz, ce qui donne à la roche un aspect celluleux, corrodé (environs d'Inselberg en Thuringe, Zeigelhausen dans l'Odenwald). D'autres porphyres renferment de nombreux fragments angulaires de même nature ; on les nomme *porphyres bréchiformes*.

Dans cette masse fondamentale de felsitporphyre, l'orthoclase, l'oligoclase, le quarz et le mica sont ségrégés en cristaux. L'*orthoclase* est rougeâtre avec ses faces de clivage d'un brillant nacré. Dans les cristaux simples, la forme en colonnes prédomine, les cristaux tabulaires sont toujours en hémitropie. Lorsqu'on brise la roche, ils apparaissent en coupe transversale quadratique, rectangulaire ou hexagonale. L'*oligoclase*, qui se montre seulement en petits individus cristallins, se caractérise à l'état frais par les stries d'hémitropie que présente sa face de clivage, mais elle s'effleurit si facilement que ce caractère disparaît très-vite ; elle devient alors terne et plus tard moins dure ; même elle peut se kaoliniser lorsque l'orthoclase reste inaltérée. On connaît aussi la *sanidine* dans certains porphyres. Le *quarz* se montre en grains irréguliers de la grosseur d'un grain de millet à celle d'un pois ou bien en dihexaèdres bien développés (Auesberg près Stolberg). Sa couleur est le gris, sa cassure conchoïdale a un éclat gras ou vitreux. Il contient de nombreuses inclusions microscopiques liquides et vitreuses comme celles de la masse fondamentale, souvent toutes de forme dihexaédrique. Tandis que dans tous les felsitporphyres il existe des ségrégations de quarz et que la plupart contiennent des ségrégations de feldspath, le *mica* n'apparaît que dans des cas rares. Il forme alors des tables hexagonales de couleur noire ou brun tombac, rarement blanc d'argent ou jaune-laiton.

En outre de ces minéraux il y a, dans les porphyres quarzifères, de la magnétite, de la hornblende, de l'apatite, du diallage et de l'augite.

Comme moyenne typique de la composition chimique du felsitporphyre il faut prendre : acide silicique, 74 ; argile, 12-14 ; magnétite 2-3 ; chaux, 1,5 ; magnésie, 0,5 ; alcalis parmi lesquels la potasse prédomine, 7-9.

Si les felsitporphyres se montrent pauvres en minéraux accidentels, parmi lesquels nous citerons la pyrite, l'épidote, le grenat, le spath-fluor et la chlorite, ils se caractérisent par leur richesse en masses constituantes acces-

soires qui se montrent en nids, rognons et veines de calcaire spathique, quarz, calcédoine, agate, améthyste, spath-fluor, etc. En Thuringe, le manganèse, sous forme de gros nids, de veines ou remplissant des fentes, constitue des masses importantes au point de vue industriel à l'intérieur des felsitporphyres.

L'époque principale d'éruption pour les felsitporphyres a été le dyas et le commencement du trias, et leur principale extension est, en Allemagne, dans une zone à laquelle appartiennent la région de la Lenne et de Brilon en Wesphalie, du Thüringerwald, du bord sud du Harz, du cercle de Halle-Leipzig et nombre de localités de Silésie et des monts Métalliques. Sur la côte ouest de l'Écosse un felsitporphyre syénitique, par conséquent contenant de la hornblende, traverse des couches liasiques et repose sur elles.

31. **Felsitfels.** — C'est une roche dure, compacte, d'aspect homogène, formée essentiellement de feldspath et de quarz intimement mêlés et paraissant d'ordinaire sous le microscope microcristalline, plus rarement microfelsitique. Elle contient des microlithes, des parties de vrai verre, des inclusions vitreuses, présente des pores dus à la sortie de la vapeur et est identique avec la masse fondamentale du felsitporphyre que nous venons de décrire. Le felsitporphyre se tient aussi en étroits rapports avec le felsitfels parce que des parties considérables du premier passent au second dans les couches en contact, en acquérant plus de dureté (Vosges). Cette roche se présente cependant aussi en filons indépendants (Tharand).

32. **La Rétinite** (felsitpechstein). — C'est une roche semi-vitreuse, qui se brise facilement, translucide sur les bords, ayant l'aspect de la poix ; elle a un éclat gras et une cassure conchoïdale ou inégale ; elle atteint à peine la dureté de l'orthoclase. Ses couleurs prédominantes sont le vert-brunâtre, le brun-rouge et le noir, quelquefois avec des raies ou des nébulosités.

Le *pechstein* est un verre naturel, contenant de l'eau, que l'on doit considérer comme le résultat d'une modification dans la solidification de la masse porphyrique. Par l'observation microscopique, on voit que certains felsitpechsteins sont formés seulement en partie d'une substance amorphe réfractant simplement la lumière ; à côté de celle-là il y a une substance *felsitique*, par conséquent semi-cristalline, à double réfraction. Ces masses felsitiques forment, par exemple dans les pechsteins de Missen, des bandes, des veines, des zones concentriques ou des amas. Dans cette masse fondamentale en partie vitreuse, en partie felsitique, il y a des cristaux microscopiques de sanidine, de plagioclase, de quarz, et de mica noir, qui enferment des inclusions des deux matières fondamentales.

C'est seulement dans des cas isolés que l'on a observé de rares inclusions liquides à vésicules mobiles. Dans la plupart des pechsteins qui paraissent vitreux, il y a, outre des cristaux microscopiques de quarz et de feldspath, des produits innombrables de ségrégation sous forme de croix, d'étoiles et d'aiguilles (microlithes) ; en outre, des bélonites et des granules noirs semés serrés et intriqués, de manière que la masse fondamentale de ces pechsteins paraît dévitrifiée. La masse fondamentale incolore de certaines variétés de pechstein d'Arran est remplie, par places de formations augitiques microscopiques en éventail, qui rappellent la forme des fougères (fig. 20). La masse de la roche de pechstein prend rarement la structure sphérolithique ; elle contient alors des sphères felsitiques d'une ligne à un pied de diamètre, qui sont souvent serrées les unes contre les autres et représentent un degré moyen dans le développement de l'état cristallin déterminé par une rapide solidification de la roche. Si l'individualisation de parties constituantes isolées de pechstein est devenue possible en conséquence d'un refroidissement un peu plus lent, il apparaît une structure *porphyrique*. Les roches qui présentent ce dernier caractère (pechsteinporphyres) enferment dans leur masse fondamentale semi-vitreuse des cristaux et des grains d'orthoclase, de plagioclase, de quarz et aussi, mais rarement, du mica ou de l'hornblende (Meissen et dans le Vicentin. Le pechstein peut aussi enfermer des fragments *arrachés* aux *roches voisines* (fragments de gneiss et de micaschistes à Mohorn près Freiberg, fragments de grès dans l'île d'Arran). Les sphères du pechstein désigné comme sphérolithique de Spechtshausen près Tharand, ont été reconnues récemment pour des fragments de felsitporphyre revêtus d'une enveloppe noire formée par un magma felsitique de pechstein durci (E. Kalkowsky).



Fig. 20. — Formations d'augite dans le pechstein d'Arran.

En Allemagne, le pechstein est limité presque exclusivement au territoire porphyrique de Meissen. Il forme là des filons dans les vrais felsitporphyres, mais il s'est aussi épanché au-dessus d'eux. Il y a, en outre, des filons isolés de cette roche dans les districts entre Tharand et Freiberg, comme à Chemnitz, Lugau et Zwickau. Les amas et les filons de pechstein de l'île d'Arran sont célèbres.

33. **Trachyte quarzifère** (liparite, rhyolithe felsitique). — Les trachytes quarzifères typiques sont des roches porphyriques très-étroitement

liées aux porphyres quarzifères. Ils sont formés d'une masse fondamentale presque compacte dans laquelle se trouvent des cristaux de feldspath, de quarz, de mica et de hornblende.

La masse fondamentale est felsitique; elle contient, par conséquent, outre des silicates de potasse et d'alumine, de l'acide silicique libre; elle est tantôt quarzeuse, très-finement grenue ou visiblement compacte, tantôt argileuse ou contenant du hornstein, du pechstein coloré en blanchâtre, jaunâtre, vert clair ou rougeâtre pâle. Souvent, elle présente à son intérieur des cellules, des vésicules et des cavités irrégulières; elle est alors riche en nids, en géodes de hornstein, de jaspe, de quarz et d'améthyste. Les vésicules sont d'ordinaire arrondies, souvent toutes étirées parallèlement dans le sens de la longueur, mais quelquefois aussi de forme irrégulière et très-souvent incrustées d'une sorte de calcédoine.

Sous le microscope, la masse fondamentale compacte de certains trachytes quarzifères se résout en un agrégat cristallin formé par beaucoup de sanidine, un peu de plagioclase, un peu de hornblende et plus ou moins de substance vitreuse; la masse fondamentale de la plupart des trachytes, cependant, est microfelsitique, quelquefois avec des agrégations fibreuses ou sphérolithiques de particules, et un mélange plus ou moins important de vraie substance vitreuse.

Dans cette masse fondamentale, on trouve : le *quarz*, en grains ou en cristaux gris de fumée ou incolore, les cristaux sous forme de dihexaèdre et de prismes, à cassure conchoïdale, à éclat vitreux, contenant beaucoup d'inclusions vitreuses, mais pas d'inclusions liquides : souvent on ne peut le découvrir qu'à l'aide du microscope et certains trachytes *quarzifères* semblent manquer complétement de quarz; la *sanidine*, en cristaux crevassés, se présente souvent en individus petits, tabulaires, d'ordinaire en mâcles, qui suivent les lois de Carlsbad; l'*oligoclase*, en quantité fort inférieure à celle de la sanidine, reconnaissable quelquefois à ses stries d'hémitropie, mais le plus souvent à l'altération qu'elle a subie; le *mica noir* en petites lamelles; il se trouve surtout dans les trachytes quarzifères riches en sanidine et moins riches en quarz; la *hornblende* en colonnettes isolées, noires, — plus souvent encore des lamelles de *mica magnésien*.

Le trachyte quarzifère n'est pas toujours porphyrique, mais, en certains cas, il n'a plus que sa masse fondamentale et les ségrégations font défaut. La masse felsitique fondamentale enferme quelquefois, outre des ségrégations isolées de sanidine, de petits globules qui donnent à la roche la structure sphérolithique.

Le cas opposé peut aussi se présenter. La masse entière des éléments de la roche s'individualise aux dépens de la masse fondamentale, et prend ainsi l'aspect granitique (Nouvelle-Zélande).

Comme composition moyenne de trachyte quarzifère, on peut prendre : acide silicique, 75 à 77 ; argile, 12 à 12,5 ; oxyde de fer, 1,52 ; chaux, 1 à 1,5 ; magnésie, 0,3 à 0,5 ; soude et potasse, 7 à 9. Elle concorde avec celle du granite et du felsitporphyre d'une manière frappante ; le trachyte quarzifère est seulement un peu plus acide.

La grande ressemblance des roches orthoclasiques quarzifères plus anciennes et des roches de sanidine quarzifères plus jeunes ne se montre pas seulement par l'accord remarquable de leur composition chimique et de leurs composants minéraux : le mode de développement pétrographique est aussi complétement analogue. Au trachyte quarzifère cristallin correspond le granite ; au trachyte quarzifère porphyroïde, le felsitporphyre ; au trachyte quarzifère felsitique, le felsitfels ; et enfin au trachyte quarzifère sphérolithique, une certaine variété du felsitpechstein. En un mot, chaque aspect pétrographique d'une série de roches trouve dans l'autre série ses représentants.

Le trachyte quarzifère est une roche qui se présente en masse, mais qui cependant offre quelquefois une structure schisteuse, par suite de la disposition parallèle des minces lamelles de sanidine ou par une alternance dans la consistance et la couleur de la masse fondamentale, qui semblent rappeler les dépôts. Le premier cas s'observe principalement dans les trachytes quarzifères de Baulaberg en Irlande ; le dernier s'observe très-nettement dans les laves trachytiques quarzifères de Taupo-See, au nord de la Nouvelle-Zélande. La ségrégation de matières sous forme de colonnes est très-régulièrement développée dans beaucoup de trachytes quarzifères, comme au Hohenburg (Bonn), Baulaberg, Palmarola.

Les trachytes quarzifères ont une extension importante ; ils ne sont cependant pas connus comme laves de volcans actuels. En Europe, on les rencontre surtout en Hongrie, Transylvanie, les monts Euganéens et en Islande ; ils existent sur une plus petite échelle aux îles Lipari et Ponce, et on les rencontre, mais rares, dans le Siebengebirge (Rosenau et Hohenburg) et au mont Dore.

On désigne sous le nom de *domite* un certain trachyte quarzifère des monts volcaniques d'Auvergne (principalement du Puy-de-Dôme), qui offre une masse fondamentale blanc-grisâtre, rude, à grains extrêmement fins, avec peu de substance vitreuse intermédiaire, dans laquelle on trouve de petites lamelles d'oligoclase et de sanidine, ainsi que de mica brun et des écailles de tridymite incolores. On y rencontre, en outre, des colonnes isolées de hornblende. Ces minéraux sont des parties constituantes nettement individualisées de la matière finement grenue qui compose la masse fondamentale.

2. — ROCHES ORTHOCLASIQUES SANS QUARZ.

Ce sont essentiellement des mélanges d'orthoclase (conjointement avec l'oligoclase), de hornblende et quelquefois de mica. — *Grenues :* syénite ; *porphyriques :* orthophyre sans quarz, trachyte, phonolithe ; *vitreuses :* pechstein trachytique, perlite, obsidienne, ponce.

34. **Syénite.** — La syénite est un mélange cristallin grenu d'orthoclase et de hornblende, auquel s'ajoute fréquemment l'oligoclase et quelquefois le mica. L'*orthoclase* est l'élément prédominant ; il forme la masse grenue fondamentale dans laquelle sont distribués irrégulièrement les individus de hornblende ; il est de couleur rougeâtre ou blanchâtre. L'*oligoclase* ne s'y montre que secondaire et se caractérise par ses stries d'hémitropie. La *hornblende* est sous forme de cristaux courts, vert-sombre ou noirs. Le *mica* est toujours magnésien, de couleur sombre, vert-noirâtre. Quelquefois il remplace la hornblende complétement ou presque complétement. Les roches formées d'orthoclase et de mica, et dans lesquelles la hornblende a presque disparu, prennent le nom de *syénite micacée*.

Dans beaucoup de syénites, le microscope fait découvrir de l'apatite, et dans d'autres il fait voir le quarz, tandis qu'une substance fondamentale vitreuse manque complétement. La syénite, par conséquent, est complétement cristalline.

La composition chimique moyenne de la syénite est comme suit : acide silicique, 58,37 ; argile, 19,21 ; oxyde de fer, 18,27 ; calcaire, 5,16 ; magnésie, 2,91 ; potasse, 3,20 ; soude, 2,42, et une petite quantité d'eau.

Parmi les nombreux minéraux accessoires de la syénite, il faut citer l'épidote, l'orthite, la magnétite, la pyrite, mais surtout la titanite. Il faut considérer au même titre les grains de quarz qui ne sont pas étrangers à certaines syénites typiques. La magnétite ne se présente pas seulement dans la syénite par bandes, sous forme d'imprégnations finement granuleuses, mais encore en masses puissantes, étendues et irrégulières, ou en strates continus, réguliers (Kruxe près Suhl, dans le Thüringerwald, New-Jersey, New-York, Canada). En outre, certains minéraux prennent une part si constante comme minéraux accidentels, et sont en si nombreux individus dans la roche, aux dépens, quelquefois, de certaines parties constituantes essentielles, qu'on a fait les variétés suivantes de la syénite :

Foyaïte : mélange syénitique d'orthoclase et de hornblende auquel s'ajoute l'*élæolithe*, minéral à éclat très-gras (Foya en Portugal).

Miascite : mélange syénitique d'orthoclase et de hornblende, dans lequel la hornblende est remplacée en partie par du mica noir et auquel s'ajoutent l'élæolithe et la sodalithe (Ilmengebirge, près Miask).

Ditroïte : mélange de grains fins ou gros de sodalithe avec l'orthoclase, l'oligoclase, la cancrinite, l'élæolithe, conjointement avec la hornblende, le mica, la magnétite et la titanite disséminés (Ditro en Transylvanie).

Zyrconsyénite : agrégat d'orthoclase en gros grains, caractérisé par les reflets chatoyants ; peu de hornblende noire, cristaux nombreux de zircon et d'élæolithe, celle-ci remplie d'inclusions liquides. Le zirconsyénite est riche en minéraux accidentels (Laurvig en Norvége).

Monzonite : agrégat d'ordinaire grossier, de couleur blonde, formé par l'orthoclase, le plagioclase, la biotite avec prédominance, soit de l'hornblende (monzonite amphibolique), soit de l'augite (monzonite augitique). En filons au Monzoni.

La grosseur des éléments de la syénite oscille entre les gros grains et les grains moyens. Lorsque de plus gros cristaux de feldspath se montrent dans la masse syénitique, la roche revêt une structure porphyrique (Mehlis en Thüringerwald, Predazzo en Tyrol).

La syénite, comme le granite, est une roche qui se présente en masses et possède une vraie structure granitique, mais il n'est pas rare qu'elle offre des indices de stratification dues à la distribution parallèle d'individus tabulaires d'orthoclase, de cristaux de hornblende ou de lamelles de mica, mais surtout à l'alternance de zones plus riches en feldspath et en hornblende et à l'imprégnation en forme de bandes par des grains de magnétite. On appelle ces roches *syénites gneissiques* ou gneiss syénitiques. Les modes de gisement et l'âge de la syénite sont ceux du granite. On connaît la syénite comme membre important de la formation laurentienne, en alternance avec les gneiss micacés et amphiboliques, les lits réguliers de magnétite, les calcaires cristallins et les schistes amphiboliques. Dans ce gisement, la syénite tend à prendre la structure parallèle dont nous venons de parler (New-Jersey, Canada, Scandinavie, montagnes limitantes de la Bavière et Bohême, Écosse). D'un autre côté, la syénite peut traverser les roches voisines sous forme de filons ou d'amas, et elle a dans ces cas une origine éruptive (Monzoni en Tyrol, Antrim en Irlande, Christiania en Norvége).

55. **Orthophyre sans quarz.** — Tandis que le felsitporphyre représente les éléments du granite sous forme porphyrique, l'orthophyre sans quarz peut être envisagé comme l'état porphyrique des éléments de la syénite, manière de voir où conduit aussi la composition chimique. Il est formé d'une masse fondamentale de couleur brunâtre ou gris-sombre, feldspa-

thique, compacte ou terreuse qui ne *contient pas* d'acide silicique libre et qui enferme des cristaux d'orthoclase gras, nombreux, brillants, des individus d'oligoclase, petits, rares, d'aspect mat, des cristaux noirs de hornblende et des lamelles de mica magnésien, mais pas du tout, ou de rares grains microscopiques de quarz. Comme minéraux accidentels de cette roche, il y a le minerai magnétique, le grenat, l'oligiste, l'épidote, la titanite, le quarz.

L'orthophyre sans quarz non-seulement traverse en filons colossaux les roches voisines, mais, comme le felsitporphyre, il s'est épanché au-dessus d'elles en formant des sortes de strates. Ses principales éruptions ont eu lieu dans la seconde moitié des temps paléozoïques. En Allemagne, il se rencontre surtout dans les environs du Schneekopfe en Thuringe, au côté sud du Harz à Potschappel (Dresde) dans la région de Meissen.

Certains orthophyres quarzifères des environs de Predazzo dans le sud du Tyrol, contiennent la *Liébénérite*, élæolithe en décomposition. Dans cet orthophyre quarzifère et liébénérétique nous retrouvons donc les éléments de la foyaïte à l'état porphyrique.

Comme variété de l'orthophyre sans quarz riche en mica, il faut citer ici la *minette* qui, dans une masse fondamentale feldspathique, enferme beaucoup de lamelles de *mica :* elle se montre en filons dans le Valais, dans les Vosges, dans l'Odenwald.

36. **Trachyte.** — Le trachyte est une combinaison minérale analogue au porphyre sans quarz et à la syénite ; c'est une roche sans quarz, essentiellement formée de *sanidine*, à laquelle s'ajoutent un peu de *hornblende* et du *mica* et plus ou moins d'*oligoclase*. L'aspect est porphyrique.

La masse fondamentale, tantôt compacte, tantôt poreuse et alors rude, de couleur grise ou brunâtre, se partage sous le microscope en un agrégat de microlithes de feldspath (*sanidine* et *oligoclase*), d'aiguilles de *hornblende* et de particules de *magnétite* avec une substance intermédiaire rare, vitreuse ou microfelsitique. Elle contient des cristaux microscopiques de sanidine et d'oligoclase avec des lamelles de mica et des cristaux de hornblende. La *sanidine* forme des cristaux crevassés en partie tabulaires, en partie en colonnes. Ils sont presque toujours mâclés d'après les lois des cristaux de Carlsbad et atteignent, comme par exemple au Drachenfels, au Perlenhardt dans le Siebengebirge, de 0,05 à 0,10. Ils sont quelquefois brisés dans la roche. Ils étaient donc déjà formés lorsque la masse principale se trouvait encore à l'état plastique. Le fait que, en certaines localités les lames de sanidine montrent une disposition parfaitement parallèle, conduit à la même conclusion. Ils enferment dans leur masse de nombreuses inclusions vitreuses microscopiques, pores, microlithes de hornblende, grains de magnétite. Ces inclu-

sions étrangères se localisent souvent au milieu du cristal et forment là un noyau central, autour duquel se dispose une couche incolore de sanidine.

L'*oligoclase* forme d'ordinaire des cristaux plus petits que la sanidine, mais elle la surpasse quelquefois en quantité. Très-souvent, on peut reconnaître directement l'oligoclase à ses stries d'hémitropie, mais, quand ce caractère est effacé par suite du mauvais état des cristaux, la couleur, l'éclat, la dureté et surtout les raies bigarrées qu'elle présente à la lumière polarisée, servent à la caractériser. La facilité d'altération est aussi un caractère de l'oligoclase. L'oligoclase peut se rencontrer ségrégée porphyriquement, mais elle se voit beaucoup plus souvent comme partie constituante microscopique de la masse fondamentale, et celle-ci est parfois constituée exclusivement par de petits cristaux triclines d'oligoclase, tandis que les individus feldspathiques porphyriquement ségrégés sont de la sanidine. On voit dans la masse fondamentale de la plupart des trachytes, des aiguilles de *hornblende* noire, des écailles ou tables de *mica* brun ou noir et des aiguilles microscopiques d'apatite, d'ailleurs peu abondantes. Dans beaucoup de trachytes, la *tridymite* n'est pas seulement une formation de druses, elle fait aussi partie de la masse fondamentale.

La composition chimique moyenne de la roche qui nous occupe est : acide silicique, 62 à 64 ; argile, 16 à 19 ; oxyde de fer, 6 ; chaux, 1,80 à 2,50 ; magnésie, 0,80 ; potasse, 3,60 à 5,35 ; soude, 4,5 ; eau, 0,50 à 1, Le poids spécifique est de 2,6 à 2,7.

Comme minéraux accidentels, on connaît surtout la titanite, la sodalite, la magnétite et dans des cas rares le grenat et l'augite. Les trachytes se rencontrent dans le Siebengebirge (Drachenfels, Lohrberg, Kühlsbrunnen), dans le Westerwald (environs de Selters) ; dans le Rhöngebirge (Alsberg), à Naples (mont Olibano), en Transylvanie, etc. ; on les connaît à l'état de laves, par exemple à Ischia et dans les environs de l'étang de Laach. Dans ce dernier lieu, ils sont extrêmement riches en inclusions minérales comme par exemple : de haüyne, noséane, néphéline, leucite, olivine, titanite, zircon, corindon, saphir, spinelle, etc. La masse fondamentale, entre les cristaux, offre tous les passages depuis l'état complétement vitreux, jusqu'à celui où elle est presque entièrement dévitrifiée par des microlithes de sanidine, d'oligoclase, d'augite et peut-être aussi de hornblende.

37. **Phonolithe.** — La phonolithe est une roche compacte, de couleur verdâtre foncé à l'état frais, complétement privée de quarz présentant sur ses cassures en éclat, les faces de clivage de la sanidine. La roche a une grande tendance à se partager en couches minces et elle donne lorsqu'on la frappe un son clair. La masse fondamentale de la phonolithe est un

mélange très-intime d'un minéral insoluble dans l'acide chlorhydrique, la sanidine, et d'un autre minéral, attaquable par ce même acide, formé de néphéline en prédominance et d'une moindre quantité d'un minéral zéolithique provenant de la décomposition de la néphéline. Les rapports de mélange de ces parties constituantes est tellement indéterminé que la quantité des éléments de la roche solubles dans l'acide varie entre 15 et 55 pour 100. La microstructure de la masse fondamentale de la phonolithe est entièrement cristalline et les phénomènes de microfluctuation s'observent seulement dans les variétés pauvres en néphéline et riches en feldspath. Au sein de la masse fondamentale compacte sont de nombreux cristaux tabulaires de sanidine (avec inclusions microscopiques de néphéline, noséane, hornblende, magnétite et larmes de verre), des prismes hexagonaux de néphéline, des aiguilles noires de hornblende, des cristaux de noséane (ceux-ci montrent sous le microscope un noyau sombre et un bord mince et clair), des granulations de magnétite, auxquels s'ajoutent encore, comme minéraux accessoires, des lamelles de mica brun, des grains de magnétite, des cristaux jaunâtres de titanite et, en des cas rares, l'augite, l'haüyne et l'oligoclase. Les variétés de phonolithe, surtout celle à couleur claire, contiennent dans leurs fentes, cellules ou cavités irrégulières, divers minéraux zéolithiques ; exemple, chabasite, natrolithe, desmine, analcime, apophyllite, et, en outre, calcaire spathique et hyalithe.

On donne comme composition chimique moyenne de la phonolithe les chiffres suivants : acide silicique, 59,40 ; argile, 19,50 ; oxyde de fer, 3,50 ; oxyde de manganèse, 0,15 ; chaux, 2,25 ; magnésie, 0,70 ; potasse, 6 ; soude, 7 ; eau, 1,60. Son poids spécifique moyen s'élève à 2,5.

Au chalumeau, la phonolithe fond en un verre de couleur gris verdâtre. Sa teneur en eau est d'autant plus élevée que la quantité de zéolithes qu'elle contient est grande.

La phonolithe a grande tendance à se disposer en couches minces, à prendre la structure schisteuse, qui peut être déterminée par la disposition parallèle des cristaux de sanidine. Lorsqu'elle affecte cette disposition, on l'appelle *phonolithe proprement dite*. Les variétés porphyroïdes naissent des roches en masses, irrégulièrement fendillées lorsqu'apparaissent dans leur masse fondamentale de grands individus cristallins isolés. On appelle phonolithes trachytiques celles qui sont de couleur gris-clair, à masse fondamentale rude, un peu poreuse, mêlée de parties zéolithiques facilement reconnaissables, qui sont aussi ségrégées dans des nids ou des druses. Les phonolithes forment d'ordinaire des masses en dôme ou en cloche (volcans homogènes) ou des filons peu puissants. On les rencontre sous cet aspect en Europe, particulièrement dans le nord de

la Bohême, en Lusace, dans le Rhöngebirge, au lac de Constance, en Auvergne. Les principales éruptions de phonolithe appartiennent à la seconde moitié du tertiaire. D'après leurs caractères pétrographiques et leur composition chimique, on doit ranger parmi les phonolithes certaines laves de Monte-Nuovo et des Champs phlégréens.

La *phonolithe noséanique* s'unit étroitement à la phonolithe proprement dite. Elle contient dans une masse fondamentale de nature phonolithique, d'aspect compacte, de couleur sombre, blanchissant par l'altération, des cristaux de sanidine, de noséane et de leucite. La *noséane* est colorée en gris bleu, elle forme des cristaux de plusieurs millimètres, qui se reconnaissent facilement à leur contour dodécaédrique. La *leucite* se montre sous forme de granules sans nombre très-petits, transparents, d'un blanc de neige lorsqu'ils sont altérés. Le microscope y fait en outre reconnaître la néphéline, l'apatite, la tridymite, l'augite et la magnétite. Ces divers minéraux, joints à des cristaux microscopiques de sanidine et de leucite, forment la masse fondamentale de la roche. Le cône volcanique d'Olbrück, par exemple, est formé de phonolithe noséanique, le Burgberg (Rüden dans la région du Laach), le Hohentviel, dans l'Hegau. Ici se joignent les variétés de phonolithe de Bohême décrites par Boricky comme phonolithe noséano-néphélinique, phonolithe hauyno-néphélinique, phonolithe noséano-leucitique et phonolithe noséano-sanidinique.

Il faut aussi ajouter aux roches phonolithiques la roche d'Oberbergen (Kaiserstuhl), désignée d'ordinaire sous la fausse appellation de dolérite néphélinique. C'est un agrégat grenu-cristallin de néphéline, d'augite, de noséane, de sanidine, de plagioclase, de mélanite, d'apatite, de magnétite, qui enferme de petites parties de substance vitreuse.

38. **Pechstein trachytique.** — On ne peut distinguer cette roche de celle que nous avons décrite au n° 32 sous le nom de felsitpechstein, ni par son aspect extérieur, ni par sa composition chimique; aussi la description de celle-ci lui convient-elle en tous points. C'est seulement au microscope que ces roches peuvent se distinguer : le pechstein trachytique, en effet, est formé d'une innombrable quantité de bélonites, mais il n'enferme point de substance felsitique dans sa masse fondamentale vitreuse, et il n'offre point d'inclusions liquides, mais, au contraire, il présente de nombreux pores. Outre les bélonites, on trouve dans la masse vitreuse, qui est de couleur vert-clair : *visibles à l'œil nu :* feldspaths avec inclusions et veines vitreuses, provenant de la masse fondamentale; — *microscopiques :* feldspaths en quantité considérable, quarz (ces deux substances avec beaucoup d'inclusions vitreuses), grains de hornblende ou d'augite, de magnétite, pores sans nombre.

L'Islande, la Nouvelle-Zélande, les monts Euganéens, le plateau central

de la France, contiennent les principaux gisements du pechstein trachytique.

39. **Obsidienne.** — L'obsidienne est un verre volcanique, une modification vitreuse des laves trachytiques; elle prend naissance par le refroidissement rapide de la masse trachytique à l'état igné. Les obsidiennes forment une masse vitreuse très-brillante, à cassure nettement conchoïdale, dont les fragments sont fortement tranchants. Leur couleur, d'ordinaire, est le noir, le brun ou le verdâtre. On distingue les variétés suivantes :

L'*obsidienne vraie*, verre parfait, d'apparence homogène, mais rempli cependant de cristaux microscopiques et de microlithes, qui souvent sont disposés parallèlement et montrent des microfluctuations; pores innombrables.

L'*obsidienne porphyrique :* dans une masse vitreuse fondamentale sont ségrégés des cristaux ou des grains isolés de sanidine.

L'*obsidienne sphérolithique*. Dans une masse fondamentale vitreuse sont disposées des sphérules formées de fibres radiales; cette structure est déterminée surtout au moyen d'éléments microscopiques, et elle se reconnaît principalement à l'aide du polariscope : les agrégats fibreux des sphérolithes, en effet, polarisent la lumière, ce que ne fait pas le verre.

L'*obsidienne vésiculeuse ;* obsidienne avec des cavités vésiculeuses, en partie allongées et disposées parallèlement, qui en masses microscopiques remplit beaucoup d'autres obsidiennes d'aspect complétement homogène, et est souvent disposée en zones contournées, en ruban.

L'obsidienne, examinée au microscope, se montre encore comme un véritable verre, très-riche d'ordinaire en microlithes transparents ou noirs (bélonites et trichites), qui montrent quelquefois les fluctuations de structure les plus remarquables (fig. 13). Il y a souvent dans certaines obsidiennes des trichites noirs arqués, pliés en zig-zag et munis de granulations noires, solides, ou bien formant en s'assemblant un agrégat en forme de trame. On trouve en outre de nombreuses bélonites et des cristaux microscopiques incolores, déchiquetés, avec des grains de magnétite et des lamelles de mica ou d'oligiste. En général, les pores sont rares dans la masse de l'obsidienne; mais, là où ils apparaissent, ils sont en nombre énorme. D'ordinaire ils sont ronds, ovales ou tirés en pointe sur un côté. Dans une obsidienne d'Islande, il y a huit cent mille pores sur une surface d'un millimètre carré.

Les verres obsidiens de tous les membres de la famille des trachytes sont plus ou moins riches en acide silicique (oscillation entre 60 et 70 pour 100); le poids spécifique en conséquence se tient entre 2,5 et 2,3.

Les obsidiennes sont étroitement liées par des termes de passage avec les autres modifications vitreuses et scoriacées des trachytes : ainsi, par exemple, on peut voir les laves cristallines grenues passer au verre à leur surface, et l'obsidienne passer à la pierre ponce vers sa limite extérieure. Les obsidiennes sont surtout abondantes dans les régions volcaniques des îles Lipari, en Islande, dans le Transcaucase, à Ténériffe, à la Nouvelle-Zélande.

40. **Perlite.** — La perlite est une roche vitreuse ou émaillée, de couleur ordinairement gris-bleu, formée d'éléments à structu reconcentrique, variant pour la dimension entre la grosseur du grain de millet et celle du pois. Dans certaines variétés de perlite, apparaissent dans la masse fondamentale des sphérolithes, ségrégations de forme sphérique ou tuberculeuse, formées de fibres disposées radialement. La roche porte alors le nom de perlite *sphérolithique*. D'autres variétés renferment dans une pâte perlitique des cristaux de mica et de sanidine; on les désigne sous le nom de *perlite porphyrique*.

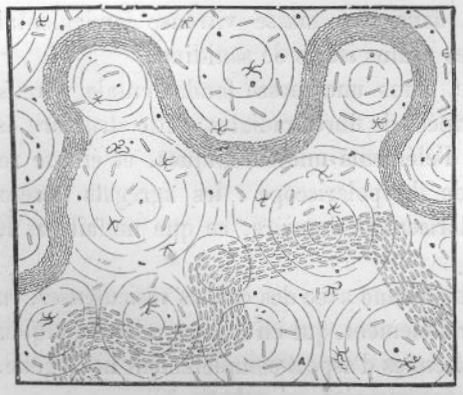


Fig. 21. — Microstructure de la perlite.

L'observation microscopique de la perlite (fig. 21) montre, sur la coupe des grains formés d'écailles concentriques, des fissures concentriques et des segments de cercle. Les écailles isolées sont d'ordinaire d'une seule couleur. Dans la perlite, comme dans l'obsidienne, il y a de petits cristaux microscopiques (feldspaths, mica magnésien, magnétite, oligiste), en outre des bélonites tantôt droites et simples, tantôt courbées, fourchues ou pliées en zigzag ; on y trouve aussi des trichites noirs. Quelquefois, on observe des traînées de ces cristaux microscopiques, qui peuvent être droites ou courbes, et traverser capricieusement plusieurs grains voisins de perlite, de sorte qu'il est visible que la ségrégation des microlithes et la formation des grains de perlite ont eu lieu indépendamment l'une de l'autre.

Le contenu en acide silicique de la perlite oscille entre 70,59 et 82,80; ces chiffres rendent vraisemblable que c'est seulement la substance trachytique quarzifère qui est employée au développement perlitique. La moyenne chimique typique de la composition de la perlite est la suivante : acide silicique, 73,53 ; argile, 13,33 ; oxyde de fer, 2,41 ; chaux, 1,70 ;

magnésie, 0,80; soude et potasse, 6,43; eau, 1,90. Poids spécifique, 2,36 à 2,4.

La perlite forme des courants et des filons à Chemnitz et Telkibanya, en Hongrie, dans les monts Euganéens, aux îles Ponce, au Mexique.

41. **Pierre ponce.** — La ponce est une roche spongieuse ou scoriacée, de couleur vert-jaunâtre-clair, modification bulleuse de l'obsidienne, déterminée par le passage rapide des gaz ou des vapeurs, dont la teneur en acide silicique varie entre 58 et 74 pour 100. La masse vitreuse propre de la ponce est remplie de pores ovales ou allongés en pointe sur un côté du long diamètre, et en outre de bélonites incolores. Sa présence est liée à celle des volcans; elle se trouve en partie sous forme de fragments éruptifs détachés, en partie en combinaison dans les courants d'obsidienne et de perlite.

3. ROCHES PLAGIOCLASIQUES AVEC HORNBLENDE

42. **Diorite.** — La diorite est un mélange grenu, cristallin, de plagioclase (oligoclase et labrador) et de hornblende, auquel s'ajoute quelquefois du quarz. Le *plagioclase* triclinique se caractérise par les stries d'hémitropie de ses faces de clivage; il est d'ordinaire blanc, jaunâtre ou verdâtre, brillant ou mat. Il contient beaucoup d'inclusions liquides; il est quelquefois si réduit, qu'il n'existe plus qu'à l'état de cristaux microscopiques au milieu de la hornblende de beaucoup prédominante. La *hornblende* est d'ordinaire vert-noirâtre, avec les faces de clivage d'un brillant vitreux. Elle se présente sous forme de grains ou de cristaux courts presque tabulaires, ou encore en aiguilles délicates. Elle prédomine dans la plupart des diorites, qui lui doivent leur couleur sombre. Elle est riche en inclusions microscopiques, en pores, en grains vitreux, en microlithes de feldspath et en magnétite. Le *quarz*, à l'état microscopique, ne se rencontre que dans peu de diorites; mais il est abondant, à cet état, dans certaines diorites appelées *diorites quarzifères*, en opposition avec les variétés sans quarz. Outre l'hornblende, certaines diorites contiennent des lamelles de *mica* noir ou brun, qui peut même la supplanter (*diorite micacée*). Des écailles de *chlorite* peuvent aussi apparaître en quantités considérables dans certaines diorites pauvres en hornblende, et leur prêter la couleur verte. Ces diorites chloritifères sont décolorées par l'acide chlorhydrique. L'*apatite* est aussi fréquente.

La microstructure de la diorite est cristalline; il est rare qu'elle contienne de la matière felsitique ou vitreuse.

La composition chimique moyenne de la diorite est exprimée par les

chiffres suivants : acide silicique, 51,00; argile, 18,50; oxyde de fer, 11,00; chaux, 7,50; magnésie, 6,00; potasse, 2,50; soude, 3,00; traces d'oxyde de magnésie et peu d'eau.

Les minéraux accidentels de la diorite les plus fréquents sont : le grenat, la pistazite, la pyrite et la magnétite. D'après les variations de structure que présente cette roche, on a distingué les variétés suivantes :

Diorite normale, nettement grenue, à grains fins ou grossiers.

Diorite aphanitique, à grains si extrêmement fins, que l'on ne peut plus distinguer les parties constituantes isolées.

Diorite porphyrique, à masse fondamentale très-finement grenue ou aphanitique, de couleur gris-verdâtre, avec ségrégation d'individus d'oligoclase de couleur claire et de cristaux vert-noirâtre de hornblende. La diorite porphyrique relie la diorite grenue aux porphyrites avec lesquels elle peut être classée à bon droit.

Diorite schisteuse, roche nettement dioritique ou aphanitique, avec une disposition parallèle de ses colonnes de hornblende et de quelque peu de lamelles de mica, qui déterminent une structure schisteuse incomplète.

Très-souvent on rencontre des passages entre ces variétés : par exemple, la diorite grenue peut prendre par degrés une structure schisteuse; la diorite nettement grenue peut devenir une aphanite manifestement compacte, et celle-ci, par la séparation de plus grands individus, devient une diorite porphyrique.

Les diorites traversent les roches voisines comme filons ou amas, ou bien ils se montrent en dépôts étendus entre les séries de couches d'autres roches. Dans les premiers cas, ils ont très-souvent dans leur zone moyenne une structure grossièrement grenue, et à leur surface ils sont aphanitiques ou schisteux. Les diorites se trouvent principalement dans les régions des granites, gneiss, schistes cristallins, et des formations paléozoïques les plus anciennes. En Allemagne, on les rencontre au Rosstrappe, au Rothenburg (Kyffhauser), dans le Thüringerwald, à Ruhla, Liebenstein, Brotterode, etc., dans les monts Métalliques (Freiberg), en Nassau (Wissenbach).

Comme variétés de la diorite on peut joindre ici :

L'*ophite*, mélange sans quarz de hornblende vert-sombre, de beaucoup prédominant, et d'un peu d'oligoclase avec de petites granulations d'épidote et des écailles d'oligiste (Pyrénées).

La *norite*, mélange de feldspath prédominant, avec un peu de hornblende, auquel s'ajoutent le quarz et le mica (Norvége). D'autres norites doivent être rapportées au gabbro.

La *tonalite*, mélange grenu d'individus d'un feldspath triclinique, de

couleur blanche, avec des grains ou des di-hexaèdres blanchâtres de quarz, des colonnes vert-noirâtre de hornblende et des tables hexagonales de mica magnésien. (Mont Adamello, dans les Alpes de l'est.)

La *kersantite* et le *kersanton*, agrégats compactes, grenus ou porphyriques d'oligoclase de teinte claire et de mica de couleur sombre. C'est tantôt l'un et tantôt l'autre qui prédomine; le quarz, l'apatite, la magnétite, le spath calcaire, l'augite ou des parties d'une substance chloritique de couleur vert-clair les accompagnent. (En filons en Bretagne, dans les Vosges, le Nassau, le Hundsrück.)

43. **Corsite et diorite orbiculaire.** — La corsite est une roche formée d'anorthite et de hornblende; c'est une diorite anorthique. Elle résulte d'un mélange granitoïde d'*anorthite* prédominant, de couleur grisâtre, altérable par les acides, de *hornblende* vert-noirâtre, et d'un peu de *quarz*. Ces minéraux se groupent çà et là en sphères de un à trois pouces de diamètre, formées de couches concentriques, dans lesquelles prédomine alternativement l'une ou l'autre de ces parties constituantes. On peut observer en même temps une disposition radiale des individus minéraux en aiguille, qui composent ces sphères. Cette variété de corsite est connue sous le nom de *diorite orbiculaire*, et elle est subordonnée à la masse principale granitoïde, à Sartène, en Corse.

44. **Porphyrite.** — La porphyrite est formée d'une masse fondamentale brune ou gris-sombre, d'apparence compacte avec des ségrégations de plagioclase clair, blanchâtre, rougeâtre ou verdâtre et de la hornblende sombre, ou au lieu de cette dernière, du mica; en certains cas, elle contient des granulations ou des veinules de quarz. La porphyrite est donc dioritique par ses éléments et porphyrique par sa structure, et elle est étroitement liée aux diorites porphyriques que nous avons décrites. La masse fondamentale de la porphyrite est quelquefois, quoique rarement, felsitique; c'est alors un magma intime de plagioclase et de quarz, qui correspond aux diorites quarzifères (Ilfeld, dans le Harz), ou bien, et le plus souvent, c'est un mélange extrêmement fin de plagioclase et de hornblende ou de mica, et elle correspond alors aux diorites sans quarz. Selon donc que les porphyrites contiennent de l'acide silicique libre, sous forme de ségrégations quarzeuses et comme partie constituante de la masse fondamentale, ou qu'elles n'en contiennent pas, on distingue les porphyrites quarzifères et sans quarz. En outre, d'après l'espèce de ségrégation porphyrique, on a la *porphyrite* oligoclasifère, qui ne contient presque que des cristaux d'oligoclase (Ilfeld, Hohenelbe en Bohême); la porphyrite *amphibolique*, formée d'oligoclase et de cristaux de hornblende (Postchappel, Reichenstein en Silésie, *porfido-rosso-antico* d'Égypte); et la porphyrite *micacée*, qui est due au mélange d'oligoclase et de mica

(Wilsdruff près Dresde, Trichischthal près Meissen, Trostburg en Tyrol). Dans les petites cavités de la porphyrite de la région de la Nahe, on trouve des lamelles de *tridymite*.

La porphyrite forme des filons, des amas et des couches dont la période d'éruption a été la seconde moitié de l'âge paléozoïque.

45. **Andésite amphibolique.** — Les andésites amphiboliques sont des roches formées de plagioclase et de hornblende auxquels peut s'ajouter le quarz comme troisième élément, — combinaison minérale analogue à celle des porphyrites et diorites. D'après la présence ou l'absence du quarz, on peut distinguer l'andésite amphibolique *quarzifère*, de l'andésite *sans quarz*.

La première espèce (*dacite*) est une roche noirâtre, vert-grisâtre, brune ou vert-foncé à structure compacte ou finement granuleuse, formée de plagioclase, de quarz et de hornblende, d'ordinaire aussi de mica, quelquefois de sanidine qui, cependant, est plutôt à chercher dans la masse fondamentale que sous forme de cristaux ségrégés. Les cristaux sont formés de hornblende, de plagioclase et de quarz; quelquefois, cependant, le quarz est invisible, mais alors l'élévation du chiffre d'acide silicique, qui dépasse celui de l'oligoclase, montre que l'acide silicique libre, ou le quarz, est bien présent. Comme composition chimique moyenne de la roche que nous étudions, nous avons : acide silicique, 66,10 ; argile, 14,80 ; oxyde de fer, 6,30 ; chaux, 5,30 ; magnésie, 2,40 ; potasse et soude, 4,30 ; eau, 0,50 ; le poids spécifique moyen est 2,60. On connaît cette roche en Transylvanie et en Hongrie (ce qui est appelé trachyte quarzifère andésitique ou dacite de Dölter), par exemple, à Nagyag; en outre, dans le Transcaucase, les monts Euganéens (trachyte oligoclasique, de Rath).

L'andésite sans quarz est une roche grise, noirâtre ou vert-sombre, d'aspect porphyrique. Sa masse fondamentale peut être finement granuleuse, nettement cristalline ou compacte, quelquefois presque vitreuse ; c'est un agrégat microscopique de microlithes feldspathiques et de petits grains de magnétite. Elle contient des cristaux d'oligoclase de forme tabulaire, d'ordinaire d'un blanc de neige ou blanc-verdâtre et des cristaux noirs de hornblende ; la sanidine est rare. Il s'ajoute à ces minéraux des grains de magnétite, des lamelles de mica magnésien, de l'apatite, de la tridymite et un peu d'augite et de titanite ; l'olivine et la haüyne y sont plus rares. La composition chimique moyenne de l'andésite sans quarz donne : acide silicique, 50,75 ; argile, 17,25 ; oxyde de fer, 7,57 ; chaux, 6,00 ; magnésie, 1,30 ; potasse, 3,10 ; soude, 4,00 ; eau, 1,00. Le poids spécifique est 2,7 ou 2,8. Comme type de l'andésite sans quarz, on peut citer la roche du Wolkenburg dans le Siebengebirge. On la

trouve, en outre, encore dans le Siebengebirge, à Bolvershahn, au Scheerkopfen, et plusieurs autres points. On la rencontre à Kehlberg, en Eifel, à Bannow en Moravie, en Hongrie et en Transylvanie.

4. — ROCHES PLAGIOCLASIQUES AUGITIQUES

46. **Diabase** (ancien grünstein). La diabase est une roche finement ou grossièrement grenue, dure, verte ou gris-verdâtre, formée par un mélange de plagioclase et d'augite auquel s'ajoutent la chlorite, la magnétite, le fer titané, l'apatite et quelquefois le quarz. Le *plagioclase* de la diabase peut être exclusivement de l'*oligoclase*. Dans les variétés grenues de cette roche il est visible à l'œil nu, mais dans les variétés compactes il n'est visible qu'à l'aide du microscope. Il forme des individus cristallins, clivables, présentant sur les cassures fraîches les stries caractéristiques dues à l'hémitropie. Certains cristaux de plagioclase sont caractérisés par une double mâcle et se pénètrent réciproquement sous un angle de 86°40. Lorsque commence l'altération, les stries d'hémitropie du feldspath se détruisent et il forme une masse blanchâtre qui, à la lumière polarisée, sous un fort grossissement, apparaît comme un agrégat formé de fibres courtes semblables aux cristallisations du givre. Si l'altération se continue, le fendillement du plagioclase augmente ; il suit d'ordinaire d'abord les stries pour se continuer ensuite latéralement en partant de ce point. L'oligoclase de la diabase est de couleur blanche, verdâtre ou grisâtre ; il forme la partie constituante prédominante de la roche. L'apatite, la magnétite, les pores, se trouvent comme inclusions microscopiques dans l'oligoclase.

L'*augite*, la seconde partie constituante du diabase, se présente en grains cristallins à contour irrégulier, plus rarement bien développés en colonne ; elle est de couleur noire, brunâtre ou verdâtre ; en lames minces, elle est brun-clair, rougeâtre ou jaunâtre. Elle est très-communément traversée de fentes irrégulièrement ramifiées et, presque sans exception, elle est plus ou moins fortement altérée. Les changements de ce minéral peuvent aller assez loin pour qu'il n'en reste plus que de petites portions inaltérées tandis que le reste s'est transformé en une substance verte écailleuse ou fibreuse, qui est un silicate de fer et de magnésie hydraté (*chlorite*). Comme il reste des doutes sur l'espèce minérale à laquelle il faut rapporter ce produit d'altération, on lui a donné le nom commode de *viridite* (Vogelsang).

Une partie constituante de la diabase très-abondante, quoique microscopique, est l'*apatite*. Elle traverse surtout le quarz en aiguilles cris-

tallines longues, hexagonales, incolores. Le *mica magnésien*, le *fer titané*, la *magnétite*, la *pyrite de fer*, l'*oligiste*, jouent un rôle secondaire dans la composition de la diabase, tandis que le *spath calcaire* existe assez abondamment dans la plupart des diabases comme produit d'altération.

Le *quarz* prend part à la composition de certaines diabases, et, quelquefois, en telle abondance, qu'il égale presque l'oligoclase pour le nombre des individus, ou même le dépasse (île d'Arran, Neustadt, près Stolpen, Relterhaus, près Ehrenbreitenstein), et devient ainsi une partie constituante essentielle. Il est riche en inclusions liquides et en apatites microscopiques. Il ne faut pas confondre avec ce quarz primitif, celui qui peut se former par l'altération d'une autre partie constituante de la diabase et qui, par conséquent, est secondaire. La part que prend le quarz à la composition de certaines diabases rend nécessaire la séparation de celles-ci d'avec les diabases proprement dites, sous le nom de *diabase quarzifère*.

La microstructure de toutes les roches appartenant à l'espèce qui nous occupe est *cristalline ;* une masse fondamentale vitreuse ou felsitique manque par conséquent. Dans certaines diabases, par suite de la disposition parallèle des microlithes de feldspath, on observe des microfluctuations très-nettes.

La moyenne typique de la composition chimique de la diabase normale donne : acide silicique, 47,56 ; argile, 16,34 ; magnétite, 12,54 ; chaux, 11,22 ; magnésie, 6,47 ; potasse, 0,91 ; soude, 3,10 ; eau, 1,80. Le poids spécifique est 2,9.

D'après la diversité de microstructure, on distingue les variétés suivantes de diabases :

Diabase grenue : mélange granitique d'individus nettement reconnaissables (Ilmenau en Thüringer-Wald, Clausthal dans le Harz, Dillenburg en Nassau).

Diabase aphanitique : le grain des parties constituantes est d'une extrême finesse, de sorte que la roche paraît compacte. Sa couleur verte est déterminée par le contenu élevé en chlorite ; elle est également fortement imprégnée de carbonates, et ces deux sortes de minéraux sont décomposés par l'acide chlorhydrique (Rübeland, Elbingerode dans le Harz, Lichtenberg dans le Fichtelgebirge).

Diabase schisteuse : aphanitique ou finement grenue avec un mélange de chlorite qui peut même prédominer ; elle présente une structure plus ou moins schisteuse dans le Voigtland, la haute Franconie, Küpferberg en Silésie.

Diabase porphyrique : finement grenue ou aphanitique, à masse fonda-

mentale gris-verdâtre, avec les cristaux plus ou moins volumineux des minéraux qui forment la diabase. Si, outre les augites, on trouve les cristaux de labrador en prédominance, on donne à la roche le nom de *porphyre labradorique* (porfide verde antico) ; si c'est l'inverse qui a lieu et si l'augite prédomine, c'est le *porphyre augitique*.

Variolite : dans une masse fondamentale homogène, riche en granulations microscopiques et intimement unies avec elle, on trouve des concrétions sphérolithiques de la grosseur d'un grain de millet à celle d'une noix, et plus ou moins rapprochées les unes des autres. Le microscope les montre formées d'une substance incolore ou terne remplie de granules, de piquants, de baguettes (Franconie supérieure, Voigtland, Nassau, Fichtelgebirge, Alpes-Maritimes).

Aphanite calcaire : masse de diabase aphanitique, chloritique, avec des sphérules rondes de spath calcaire qui, souvent, sont si serrées l'une contre l'autre, que le ciment diabasique disparaît. Cette roche prend quelquefois la structure stratifiée, et on la désigne alors par le nom de *schistes aphanitiques calcaires*.

Diabase amygdaloïde : masse fondamentale géodique qui renferme des vésicules remplies de géodes de spath calcaire (Nassau, pays de Hof).

Toutes ces variétés les mieux caractérisées sont étroitement reliées par des termes de passage. Les changements dans la grosseur des grains, la formation de ségrégations porphyriques ou de sécrétions amygdaloïdes, l'apparition de la structure schisteuse, changent complétement le caractère de la diabase sur de courts espaces (en Nassau). Les diabases se montrent rarement en filons ; elles sont presque toujours sous forme de couches entre les schistes argileux, les grauwackes, les calcaires et les schistes siliceux d'âge paléozoïque. Elles se sont étendues comme un manteau sur le fond des futures mers, et ont été recouvertes par des matériaux sédimentaires avec lesquels elles se sont alliées par la formation de tufs liés aux éruptions de diabase. En Allemagne, les diabases sont surtout développées dans la région de la Lahn, en Westphalie, dans le Harz, près Freiberg, en Voigtland et dans le Fichtelgebirge. Elles ont une grande extension dans le bassin silurien de Christiania et dans la région schisteuse huronienne de l'Amérique du Nord.

Gümbel distingue les diabases du Fichtelgebirge en :

1. *Proterobase* avec hornblende vert ou brun, augite brun-rougeâtre, deux espèces de plagioclase, chlorite, fer titané, le plus souvent aussi du mica magnésien.

2. *Leucophyre*, de couleur claire : plagioclase saussurite, augite vert-vitreux, chlorite et fer titané. Silurien supérieur.

3. *Diabase* avec augite brun-rougeâtre ou jaune vineux (traces de

hornblende rares), plagioclase, chlorite, fer magnétique et titané. Du silurien au dévonien.

4. *Lamprophyre* (diabase micacée) à augite brun-jaunâtre, un peu de hornblende verte, fibreuse, beaucoup de plagioclase, mica magnésien en quantité. Sous-carbonifère.

47. **Mélaphyre.** — On désigne sous ce nom des roches finement grenues ou compactes, parfois porphyriques, mais très-souvent amygdaloïdes, la plupart du temps dépourvues de quarz, qui sont composées de plagioclase et quelquefois aussi d'orthoclase, d'augite, d'olivine, de fer titané et magnétique et d'apatite. La masse du mélaphyre à l'état frais est compacte, dure; elle est noire, verdâtre, brunâtre, rougeâtre, ou noir-bleu; sa cassure est inégale, peu conchoïdale; sa dureté est celle du feldspath ou moindre; son poids spécifique est de 2, 69. Par l'altération elle prend une consistance terreuse, et sa surface d'abord verte, prend une couleur brune ocrée; elle exhale une odeur d'argile et fait effervescence avec les acides; elle contient par conséquent des carbonates par altération des silicates. L'analyse chimique moyenne des mélaphyres de Thuringe et de Silésie donne : acide silicique, 56,80 : argile, 17,81; oxyde de fer 6,60; chaux, 7,01; magnésie, 3,01; potasse, 2,12; soude, 2,59; eau, 1,92; acides carbonique, phosphorique et titanique, 1,00.

L'observation microscopique nous apprend que les parties constituantes du mélaphyre sont quelquefois cristallines, mais que, d'autres fois, elles forment une masse non individualisée qui s'intercale aux gros cristaux isolés. Cette masse intermédiaire est plus ou moins abondante dans les mélaphyres de diverses localités et elle est, ou de consistance vitreuse, formant un véritable verre, plus ou mois chargé de microlithes, ou bien elle est presque opaque, de nuance vert sale, et on ne peut facilement reconnaître sa structure qu'en peu de cas. Les microlithes, qui souvent sont très-rapprochés dans la masse fondamentale vitreuse, se présentent comme des granules noirs ou des aiguilles et trichites disposés en faisceau et irrégulièrement distribués. Dans beaucoup de mélaphyres la substance vitreuse propre manque complétement et elle est remplacée par une matière amorphe, d'ordinaire non pellucide, qu'on ne doit considérer que comme un produit de transformation de la substance vitreuse. La proportion de cette partie vitreuse avec les autres parties constituantes cristallisées est extrêmement variable. Quelquefois elle forme la masse prédominante de la roche, mais souvent elle est peu développée, et dans certains cas elle semble disparaître. Les microfluctuations de structure ne se montrent pas seulement dans la disposition des microlithes : les cristaux microscopiques de feldspath et d'augite ont pris aussi une même direction

et une même disposition. Dans la masse fondamentale dont nous venons de parler, apparaissent, sous le microscope, les stries du *plagioclase* et l'*orthoclase*, en cristaux soudés selon la loi des cristaux de Carlsbad (Mambach Kirn, Saint-Wendel), les grains noirs et opaques de la *magnétite*, l'*olivine*, qui est, après le feldspath et la magnétite, la partie constituante la plus importante du mélaphyre, l'*augite*, diminuant fortement en quantité, l'*apatite* en aiguilles hexagonales incolores. Outre ces cinq éléments essentiels, il y a du quarz en petites particules, riche en inclusions vitreuses, comme dans le mélaphyre de Bosenberg (Saint-Wendel). Comme minéraux accessoires, il faut mentionner la rubellane, la pyrite, l'oligiste, et surtout le cuivre natif et l'argent (lac Supérieur).

Une propriété très-caractéristique du mélaphyre est sa grande tendance à prendre la structure amygdaloïde. La masse fondamentale du *mélaphyre amygdaloïde* se trouve d'ordinaire dans un état d'altération plus ou moins marquée; sa couleur la plus habituelle est le noir-verdâtre, le noir-bleuâtre ou le brun-rougeâtre ; les amygdaloïdes qu'elle renferme sont plus ou moins nombreux. Ceux-ci sont pyriformes ou en amande, sphériques ou allongés, se ramifiant quelquefois (par exemple, au lac Supérieur, mont Maluti au sud de l'Afrique); ils oscillent comme dimensions entre la grosseur d'un grain de millet et celle de la tête. Les cavités qu'ils remplissent sont dues aux gaz et vapeurs qui se formaient au sein de la masse fluide, et les minéraux qui les forment proviennent d'infiltrations. Le premier revêtement de ces cavités est presque toujours formé de delessite, qui peut d'ailleurs former complétement la substance des petits amygdaloïdes; tandis que le remplissage est effectué dans les grands amygdaloïdes, par le calcaire, le manganèse, l'agate, le jaspe, la calcédoine, l'améthyste, le cristal de roche, ou l'or et l'argent natifs (lac Supérieur). L'amygdaloïde peut aussi garder à son intérieur des cavités que revêtent le spath calcaire, le quarz, la datolite, la prehnite et les cristaux d'épidote.

Les mélaphyres sont des roches massives, non stratifiées, mais il n'est pas rare de les voir former des couches par suite d'épanchements successifs de la masse éruptive, comme au Netzberg près Ilfeld, Tholei dans le Hundsrück, et surtout dans la région du cuivre au lac Supérieur (Amérique du Nord).

Les mélaphyres se présentent en filons et en masses, mais principalement en couches de dimensions souvent colossales, entre les strates de la formation carbonifère et surtout du dyas ; c'est à ces époques qu'ont eu lieu leurs éruptions. En Allemagne, les mélaphyres ont une grande extension en Silésie (Löwenberg et Landshut); en Thuringe (Ilmenau); dans la partie sud du Harz (Ilfeld); dans le bassin carbonifère de Zwickau (Planitz); dans

le sud du Tyrol. Beaucoup de roches considérées comme mélaphyres ont cependant besoin d'études chimiques et minéralogiques plus approfondies, pour que leur place soit fixée d'une manière définitive.

48. **Andésite augitique.** — C'est une combinaison d'augite et de plagioclase auxquels s'ajoute le quarz dans des cas rares, la plupart des andésites augitiques étant privées de quarz.

Ces roches sont formées par une masse fondamentale, nettement et finement cristalline, de couleur grisâtre ou rougeâtre, dont les éléments sont le plagioclase et la sanidine, l'augite et la hornblende, la magnétite et quelquefois, en outre, une substance dévitrifiée. Il y a dans cette masse fondamentale des cristaux ou des grains cristallins de plagioclase et d'augite, les premiers en feuillets minces lâchement rapprochés, les seconds en individus cristallins nettement caractérisés, brillants. Il y a de plus des cristaux de sanidine et de hornblende. La magnétite et le mica magnésien s'y rencontrent comme minéraux accidentels. La composition chimique moyenne de l'andésite augitique sans quarz peut se représenter par : acide silicique, 57,15 ; argile, 16,10 ; oxyde de fer, 13,00 ; chaux, 5,75 ; magnésie, 2,21 ; potasse, 1,81 ; soude, 3,88 ; le poids spécifique moyen est de 2,84. Les andésites augitiques ont donc une teneur en acide silicique un peu moindre, et un poids spécifique un peu plus élevé que l'andésite amphibolique. On les rencontre principalement parmi les roches éruptives des montagnes trachytiques transylvaniennes et hongroises, et parmi les laves du sud-ouest de l'Islande, du Chimborazo, de Ténériffe, Ischia, du nord de la Nouvelle-Zélande.

On considère comme andésites augitiques quarzifères certaines andésites des Andes, dont la teneur en acide silicique (en moyenne 65-66 pour 100) surpasse celle de l'oligoclase, ce que l'on attribue à la présence du quarz. On connaît des andésites augitiques d'Elbruz, dont la masse fondamentale, de couleur gris-noirâtre et de nature semi-vitreuse, contient, près de nombreux petits cristaux de plagioclase, des grains *de quarz* plus gros.

Pour ce qui concerne le mode de gisement des andésites amphiboliques et augitiques, il est utile de dire que, d'ordinaire, ces roches se présentent en masses isolées, coniques ou en dôme (volcans homogènes), qui sont souvent disposées en séries. Ces conditions de dépôt font supposer des éruptions en filons, qui en effet se rencontrent fréquemment. Les laves andésitiques se sont épanchées en courants et en nappes.

49. **Dolérite plagioclasique, anamésite** et **basalte plagioclasique.** — Un grand nombre de roches noires, d'apparence homogène, à base de labrador, comme on l'admettait, d'origine éruptive récente, ont été considérées comme *basaltes*. Il a cependant été démontré par les observations de Zirkel : 1° que le feldspath, quand il existe dans ces roches, pourrait

difficilement être du labrador, mais serait vraisemblablement un feldspath de soude et de chaux plus riche en acide silicique (par conséquent de l'oligoclase) ; 2° que de nombreux basaltes n'ont aucun feldspath, et que la leucite ou la néphéline leur en tient lieu ; 3° que les basaltes aphanitiques sont dus à une modification dans la solidification des dolérite, anamésite et leucitophyre, à grains grossiers ou finement grenus, envers lesquels ils sont dans les mêmes rapports que la diabase aphatinique avec la diabase, et que, par conséquent, ils sont aussi peu que celle-là des espèces indépendantes. — Comme cependant on ne peut contester à ces roches une identité presque complète pour l'aspect extérieur, une grande ressemblance dans leur constitution chimique, une étroite alliance pour le temps de leur éruption ; que d'ailleurs leurs caractères extérieurs permettent de les reconnaître immédiatement comme basaltes, et que c'est seulement l'observation microscopique qui permet de distinguer s'il s'agit d'un basalte plagioclasique, leucitique ou néphélinique, il y a lieu de conserver le *nom collectif de basalte*, pour ces roches aphanitiques.

La *dolérite plagioclasique* est un mélange en grains gros ou de moyenne taille de feldspath triclinique et d'augite, avec un peu d'apatite et de magnétite titanée, qu'accompagnent habituellement un peu de carbonate d'oxyde de fer et du carbonate de chaux. Le *plagioclase* surpasse d'ordinaire de beaucoup en quantité les autres parties constituantes ; il se montre en cristaux tabulaires blancs ou gris-pâle, brillants ; l'*augite* est en courtes colonnes noires ou vert sombre. La *magnétite* est d'ordinaire à l'état pulvérulent ; elle est plus rarement en cristaux octaédriques et en grains visibles. On peut conclure à la présence de carbonates intimement mélangés (produits par un commencement d'altération) par l'effervescence que fait la poudre de la roche lorsqu'on la traite par les acides.

L'observation microscopique de minces lamelles de dolérite a montré de l'augite, à couleur brun-clair, du feldspath tricline, reconnaissable à la lumière polarisée ; en outre, des grains d'olivine pâles, des grains de magnétite noirs, et enfin des aiguilles d'apatite, minces, hexagonales, incolores. Il ne se rencontre de substance intermédiaire amorphe qu'à l'état d'exception, et elle est alors très-peu abondante.

La dolérite plagioclasique prend quelquefois un *aspect porphyrique* par la présence de gros cristaux isolés d'augite ou de feldspath dans sa masse homogène ; elle peut devenir *amygdaloïde* lorsqu'elle admet des cavités vésiculaires avec zéolithes et carbonates. Les *laves* doléritiques font partie des matières rejetées par l'Etna, le Stromboli et autres volcans.

Composition chimique moyenne : acide silicique, 50,59 ; potasse, 14,10 ; oxyde de fer, 16,02 ; chaux, 9,20 ; magnésie, 5,09 ; potasse, 1,05 ; soude, 2,19 ; eau, 1,78 : poids spécifique, 2,75 à 2,96.

Les éruptions de dolérite plagioclasique ont commencé à la période tertiaire et durent encore maintenant; elles ont traversé en filons les roches voisines et se sont épanchées en nappes ou en courants, ou bien se sont élevées en masses au-dessus de leur orifice de sortie. Les gisements de dolérite les plus caractérisés sont ceux de Meissner en Hesse, du Lövenburg dans le Siebengebirge, de Brinkenkopfchen dans l'Eifel, d'Oberbrechen en Nassau. La dolérite est très-développée en Irlande, en Écosse et aux îles Féroë.

L'*anamésite* est un agrégat des éléments de la dolérite plagioclasique en structure si finement grenue que, si l'œil nu peut le reconnaître comme formé d'individus minéraux cristallins, il ne peut en distinguer les éléments constituants. La couleur de l'anamésite est le grisâtre ou le noirâtre. Ses parties constituantes sont celles de la dolérite comme nous venons de le dire, soit le plagioclase, l'augite, la magnétite, un peu d'apatite qu'accompagne plus ou moins souvent l'olivine. Entre les parties constituantes cristallines de l'anamésite on distingue au microscope une matière fondamentale amorphe et dans celle-ci des trichites sans nombre. Le poids spécifique de cette roche oscille entre 2,7 et 2,8; il est en général un peu moindre que celui du basalte plagioclasique. L'anamésite se rencontre principalement en Irlande, en Écosse et en Islande. En Allemagne, elle se trouve, par exemple, à Steinheim près Hanau et à Wilhelmshöhe près Cassel.

Le *basalte plagioclasique* est une roche d'aspect compacte, de couleur noire. Indépendamment des ségrégations porphyriques visibles à l'œil nu qu'elle contient, les forts grossissements la montrent au microscope comme formée de deux sortes d'éléments : d'une part d'individus minéraux microscopiques de plagioclase, d'augite et de magnétite pure ou titanée, en outre d'olivine et d'un peu de néphéline. D'un autre côté, une substance amorphe remplit l'espace entre les parties constituantes individualisées.

Cette matière vitreuse du basalte est le résidu du magma basaltique primitif resté à l'état amorphe, après que les parties constituantes que nous avons énumérées se sont séparées à l'état cristallin. Elle peut être tout à fait vitreuse, semi-vitreuse ou dévitrifiée (entglast). La masse intermédiaire *vitreuse* est complétement homogène, elle possède une couleur brun-jaunâtre et se comporte à la lumière polarisée comme une substance monoréfringente, dans l'état *semi-vitreux*, elle apparaît remplie de trichites noirs en forme de cheveux, d'aiguilles ou de granules noirs nettement délimités. Les trichites sont quelquefois droits, d'autres fois courbes ou contournés, quelquefois épaissis en massue et disposés en faisceaux, en réseaux ou ramifiés. A l'état *dévitrifié*, la masse intermé-

diaire est formée d'un agrégat microscopique de granules, aiguilles, capillicules ou petits cristaux disposés parallèlement les uns aux autres ou d'une manière confuse. La quantité de matière amorphe varie beaucoup dans sa proportion aux ségrégations cristallines. Quelquefois elle est tellement réduite que, sur des lamelles minces, le basalte semble un agrégat cristallin entre les éléments duquel persistent des traces de matière fondamentale. Elle peut être aussi la partie prédominante: les ségrégations cristallines sont alors incluses isolément dans la masse amorphe et peuvent montrer une structure fluidale en conséquence de laquelle les coupes en forme de gouttières des feldspaths, les cristaux allongés d'augite et les petits rectangles de néphéline courent parallèlement les uns aux autres et se disposent en courants qui serpentent entre les gros grains d'augite, d'olivine et de magnétite.

Les minéraux ségrégés dans le basalte feldspathique sont principalement des cristaux de *feldspath tricline* (vraisemblablement l'oligoclase) qui sont prédominants et paraissent bariolés à la lumière polarisée; l'*augite*, dont les plus gros cristaux sont le plus souvent rendus impurs par des inclusions vitreuses et des grains de magnétite; l'*olivine*, de couleur gris-verdâtre, tout à fait incolore en très-minces lames; la *magnétite* et le *fer titané*, en grains noirs; quelquefois aussi la *néphéline* en rectangles incolores, non striés, l'*apatite*, en longues aiguilles incolores, très-rarement la *leucite* et le mica, mais jamais l'haüyne ni la mélilithe.

Dans cette masse fondamentale basaltique qui paraît homogène, on voit parfois, disséminés porphyriquement, de plus gros grains ou cristaux de plagioclase, augite, olivine, magnétite. Parmi ceux-ci, l'olivine est le minéral accidentel le plus caractéristique, il forme des grains brillants, de couleur jaune-olive, ou des agrégats arrondis, grenus. Quelquefois l'olivine se trouve en quantité prédominante. La hornblende, quelquefois en cristaux gros comme le pouce, est commune comme minéral accessoire.

Des cavités vésiculeuses ne sont pas rares dans le basalte compacte; elles sont remplies ou revêtues par les carbonates et silicates des espèces minérales les plus variées (desmine, stilbite, natrolithe, analcime, chabasite, apophyllite, harmotome, calcaire spathique, aragonite), enfin par le quarz, la calcédoine, l'hyalithe.

Comme variétés de structure du basalte plagioclasique on distingue celles qui sont : compactes, porphyroïdes, à ségrégations d'augite, de plagioclase et de hornblende, en forme d'amande, avec aiguilles et nids formés par les minéraux que nous venons d'énumérer.

La composition chimique moyenne du basalte plagioclasique est la suivante : acide silicique, 43,00; argile, 14,00; oxydes de fer, 15,30;

chaux, 12,10; magnésie, 9,10; potasse, 1,30; soude, 3,87; eau, 1,30: le poids spécifique est de 2,9 à 3,1.

La plupart des basaltes plagioclasiques font effervescence sous l'influence des acides, ils contiennent donc des carbonates. A cet état ils représentent le premier stade de décomposition sous l'action atmosphérique. L'altération continuant, il se forme d'abord de la wacke basaltique par l'enlèvement d'une partie de la chaux, de la magnésie, des alcalis, des oxydes de fer et de l'acide silicique par l'eau chargée d'acide carbonique qui circule dans la roche. Le dernier degré de cette altération progressive, le résidu pour ainsi dire de ce lessivage, est l'*argile basaltique* ou *wackenthone* qui est essentiellement un silicate d'alumine hydraté. Ces wackes basaltiques paraissent compactes ou terreuses, leur couleur varie du gris-verdâtre au noir-brunâtre. Ils sont doux au toucher, tendres et donnent une odeur argileuse au souffle, ils enferment des lamelles de mica, de l'augite et des cristaux de hornblende avec des grains de magnétite et ils offrent des cavités remplies de zéolithes et de carbonates.

De nombreuses *laves basaltiques* sont en connexion étroite avec les basaltes plagioclasiques. Au point de vue pétrographique ils concordent quelquefois si parfaitement que les connexions avec un volcan stratifié peuvent seules décider s'il s'agit ou non d'une lave. Les laves basaltiques sont presque généralement spongieuses ou poreuses à la surface du courant, tandis que les parties intérieures sont compactes et dures.

Le mode de dépôt des basaltes plagioclasiques est le même que celui des roches éruptives récentes dont nous avons déjà parlé. Ils se présentent en masses (volcans homogènes), en filons, en courants, en nappes. Celles-ci se répètent quelquefois les unes au-dessus des autres et forment une sorte de système de couches. C'est surtout le cas en Islande et en Écosse. Dans un très-grand nombre de points le basalte se fait remarquer par une division régulière en colonnes ou en sphères.

Les éruptions des basaltes plagioclasiques ont eu lieu pour la plupart à l'époque tertiaire, mais elles durent encore de nos jours. Ce sont les roches basaltiques qui ont la plus grande extension. C'est à elles qu'appartiennent la plupart des épanchements du pays rhénan (ex. : Weilberg, Oelberg dans le Siebengebirge; Casseler-Ley, Unkel-Leiberg, Minderberg, Landskron, Nürburg dans l'Eifel), de Hesse (Stillberg, Bausberg dans l'Habichtswald); beaucoup de basaltes de Bohême (Leipa, Walsch) et enfin tous ceux d'Écosse et des Hébrides. Parmi les laves qui doivent se ranger ici, il faut citer celles de l'Etna et les laves basaltiques d'Auvergne.

5. — ROCHES PLAGIOCLASIQUES CONTENANT DU DIALLAGE OU DE L'HYPERSTHÈNE

50. **Gabbro**. — C'est un agrégat granitoïde de plagioclase labrador et de diallage ou de smaragdite. Le labrador peut être remplacé par la saussurite; il forme des individus plus ou moins gros, brillants, de couleur gris-blanchâtre ou bleu-violet; les acides chlorhydrique ou sulfurique concentrés l'attaquent et il est fusible au chalumeau. Il est souvent riche en inclusions liquides, mais en général il est rempli de trichites microscopiques noirs, de granules ponctiformes et de lamelles hexagonales qui déterminent sa couleur sombre. La *saussurite* est compacte, mate, blanche ou verdâtre ou blanc-bleuâtre, elle est formée de microlithes incolores ou vert de vessie et d'une masse fondamentale incolore et grenue; elle est liée au labrador par des passages. Le *diallage* est de couleur grise, olivâtre ou brunâtre; il se clive très-facilement dans la direction de l'orthopinakoïde; cette surface de clivage possède un éclat métallique et nacré. Ses individus atteignent souvent la dimension de plusieurs pouces; il n'est pas rare qu'ils soient entourés sur leurs bords d'une écorce de hornblende de couleur sombre, de manière que les axes principaux et les faces de clivages des deux minéraux soient parallèles. Cet enveloppement du diallage par la hornblende est surtout facilement observable sur des lames fines; il paraît dû à la transformation du premier en la seconde. Le microscope montre que le gabbro diallagique est complétement rempli de microlamelles de couleur brun-sombre ou noire disposées avec leurs larges faces parallèlement à l'ortho- et au klinopinakoïde. La *smaragdite* se montre en individus de couleur vert-gras à éclat nacré. Les gabbros contenant du diallage et ceux qui contiennent de la smaragdite ne s'éloignent pas seulement les uns des autres au point de vue pétrographique, ils sont aussi séparés dans l'espace; ainsi au mont Rosa on ne trouve presque que les premiers, dans la haute Italie les seconds existent presque exclusivement.

Une partie accessoire tout à fait caractérisée du gabbro est l'*olivine*. Elle forme des petits grains de couleur vert-sombre et dépasse même en quantité le diallage dans certains gabbros, mais elle n'apparaît nettement que dans les lames minces. Une particularité toute spéciale de l'olivine du gabbro, en opposition à celle de l'olivine du basalte, semble être son extraordinaire richesse en microlithes courbés en crochet et disposés en étoile. Les gabbros riches en olivine sont appelés *gabbros oliviniques* (Volpersdorf, Veltlin, îles écossaises de Mull et de Skye.

Les parties constituantes du gabbro sont soudées en un agrégat grenu, irrégulier. L'observation microscopique ne montre aucune trace de sub-

stance vitreuse amorphe entre les individus minéraux, la microstructure est au contraire granitique.

Nous donnerons comme exemple typique de la composition chimique normale du gabbro l'analyse d'une roche provenant de Radauthal dans le Harz : acide silicique, 53,65; argile, 20,77; oxyde de fer, 7,61; chaux, 9,16; magnésie, 1,57; potasse, 1,61; soude, 3,33; perte, 1,33.

Les minéraux accidentels remarquables sont, on outre de l'olivine : talc, mica, hornblende, grenat, serpentine, pyrite magnétique, pyrite sulfureuse, magnétite.

Le gabbro est le plus souvent une roche massive partagée en polyèdres, qui se rencontre en amas puissants entre les granites, les gneiss et les micaschistes, comme dans les grauwackes et les schistes argileux; dans la haute Italie, cependant, et dans l'île de Mull, entre les couches tertiaires. Très-souvent, il est accompagné par la serpentine, qui alors en est une transformation. Des gisements de gabbro bien connus sont ceux de Zobten, de Neurode et d'Ebersdor en Silésie de Radauthal dans le Harz, Dillenburg en Nassau, Rosswein et Penig en Saxe, Volpersdorf dans le comté de Glatz.

La *Palatinite* est une roche finement grenue ou compacte d'un brun-grisâtre ou noirâtre, d'aspect mélaphyrique, basaltique ou de pechstein. C'est un agrégat de plagioclase, de diallage, (? ou d'augite), de fer titané et magnétique, d'apatite, auquel s'ajoute une substance vitreuse parfois prédominante; ces individus minéraux peuvent descendre à une petitesse microscopique. S'il était démontré que la partie augitique de la palatinite est du diallage, cette roche représenterait un nouveau type de gabbro à substance fondamentale vitreuse. L'éruption de la palatinite appartient au dyas et son extension géographique est dans la région de la Sarre et de la Nahe. Là elle se montre moyennement ou finement granuleuse (Norheim), compacte comme du basalte (Steinbach), porphyrique et amygdaloïde (Oberstein).

51. **Hypersthénite.** — L'hypersthénite est un mélange finement ou grossièrement granuleux de labrador et d'hypersthène. Le labrador domine d'ordinaire et il est, dans la règle, gris-blanchâtre, quelquefois aussi verdâtre, jaunâtre ou bleuâtre. L'hypersthène est brun-noirâtre ou noir-verdâtre et possède la plupart du temps, sur ses faces principales de clivage, un éclat chatoyant et métallique couleur de cuivre. Cet éclat est déterminé par l'interposition d'un nombre énorme de lamelles transparentes, brunâtres, dirigées parallèlement entre elles et relativement à la surface de clivage. Quelquefois les individus d'hypersthène sont entourés de hornblende noirâtre ou soudés avec ce dernier minéral.

Composition chimique d'un hypersthène typique de Penig en Saxe : acide silicique, 49,90; argile, 16,08; oxyde de fer, 7,81; chaux, 14,48; magnésie, 10,08; potasse, 0,55; soude, 1,68; eau, 1,46.

Il faut citer comme minéraux accidentels : pyrite sulfureuse, magnétite, fer titané en nombreuses mouchetures, grenat, mica et apatite en cristaux isolés. L'hypersthénite est une roche granitoïde, massive, jamais stratifiée, qui s'est épanchée en filons ou amas, mais qui n'est connue qu'en peu de points. Son éruption appartient aux périodes paléontologiques les plus récentes. Ses gisements, peu connus, sont Igalliko en Groënland, Farsund en Norvége, île Saint-Paul, la côte du Labrador.

Le *gabbro-norite* qui se rattache à la roche gabbro-hypersthénique est un mélange de labrador prédominant, d'orthoclase riche en soude, de diallage, d'hypersthénite et, d'ordinaire, de quelque peu de quarz. On le rencontre à Hitteröe, une des îles norvégiennes.

52. **Schillerfels.** — C'est une roche primitivement formée d'anorthite et d'un minéral augitique, l'enstatite (protobastite) à laquelle s'ajoute, comme produit de transformation de ce dernier par l'hydratation, de la bastite (schillerspath), de la serpentine et du fer chromé ou magnétique. L'*anorthite* est grise, compacte, l'*enstatite* est transparente, de couleur brun-clair ou jaune-verdâtre avec un reflet nacré sur ses faces de clivage, tandis que le *schillerspath*, comme nous venons de le dire, est un produit de transformation de la protobastite, à l'éclat métallique accentué, vert, jaune ou brun avec des grains de serpentine. Les rapports de quantité entre ces parties constituantes sont très-variables, l'anorthite et la protobastite alternent et peuvent se remplacer complétement — par où la roche se rapproche des roches simples.

Composition chimique moyenne d'une roche protobastique de Radauberg (Harzbourg) : acide silicique, 49,23 ; argile, 25,15 ; oxyde de fer, 1,30 ; oxyde de chrome, 0,03 ; oxydule de fer, 3,29 ; oxydule de manganèse, 0,34 ; chaux, 12,57 ; manganèse, 8,92 ; potasse et soude, 0,99 ; eau, 0,64.

Localités : Radauberg à Harzburg, Schriesheim sur le Bergstrasse.

6. — ROCHES PLAGIOCLASIQUES CONTENANT DE L'OLIVINE (OU DE LA SERPENTINE)

53. **Forellenstein.** — C'est un agrégat de plagioclase (anorthite) et d'olivine transformée en serpentine. L'*anorthite* est de couleur blanc-grisâtre ; parfois elle a des parties cristallines, d'autres fois elle est compacte. La *serpentine* est finement grenue, très-sombre. Au microscope on peut reconnaître que ces grains, qui paraissent entièrement formés de serpentine, possèdent encore quelquefois un noyau d'olivine déjà traversé cependant par de petites aiguilles de serpentine. Dans le feldspath assez altéré on peut trouver des veines de serpentine.

Localités : Volpersdorf, Harzburg, Drammen.

7. — ROCHES NÉPHÉLINIQUES

54. **Dolérite néphélinique** et **basalte néphélinique**. — La dolérite néphélinique est un agrégat cristallin grenu de néphéline, d'augite et d'un peu de magnétite. La *néphéline* grise, grisâtre ou jaunâtre, est d'ordinaire en grains cristallins, quelquefois en colonnes nettement hexagonales ; elle est reconnaissable à sa cassure conchoïdale, son éclat gras ; l'acide chlorhydrique la décompose. L'*augite* est noire et communément en cristaux. La *magnétite* se montre sous forme de grains ou d'octaèdres qui peuvent être très-petits ou atteindre la grosseur d'un pois. La roche e quelquefois grossièrement, quelquefois finement grenue, et c'est tantôt la néphéline, tantôt l'augite qui sont prédominants. Comme minéraux accidentels on connaît l'olivine, la titanite, la noséane dans des cas rares, la sanidine, mais principalement l'apatite en colonnes minces et aiguilles blanches. La dolérite néphélinique typique est limitée en Allemagne à deux localités, le Katzenbuckel dans l'Odenwald et le mont Lobau dans la haute Lusace. Au Katzenbuckel on trouve le type granitique, aussi bien qu'une variété porphyrique. Dans ce dernier cas, la roche est très-finement grenue et montre à l'observation microscopique une structure microfluidale caractérisée. Elle contient des cristaux plus gros de néphéline et de noséane. La dolérite néphélinitique de Lobau est grenue, formée de néphéline et d'augite et contient, outre ces minéraux, des grains d'une substance amorphe gris-verdâtre qui montre la structure microfluidale lorsqu'on l'examine à l'aide de plus forts grossissemeuts. A côté de ces roches se place une espèce voisine mais qui contient, en plus que la néphéline et l'augite, du feldspath et de la sodalite (Meich en Hesse).

Le *basalte néphélinique* est une roche noire, compacte, qui ne se laisse distinguer en rien du basalte plagioclasique, par ses caractères extérieurs. Au microscope, cette masse d'apparence compacte se résout en un fin agrégat de néphéline, d'augite, d'olivine et de magnétite, près duquel peuvent se rencontrer un peu de plagioclase et de leucite, des lamelles de mica magnésien et des colonnettes d'apatite. La substance fondamentale vitreuse qui prend une part si essentielle à la composition du basalte plagioclasique joue un rôle très-inférieur dans le basalte néphélinique, sans cependant en être complétement bannie.

La composition chimique moyenne du basalte néphélinique est : acide silicique, 45,52 ; argile, 16,50 ; oxydes de fer, 11,20 ; chaux, 10,62 ; magnésie, 4,35 ; potasse, 1,95 ; soude, 5,40 ; eau, 2,68 : poids spécifique, 2,9 à 3,1.

Le basalte néphélinique devient porphyrique quand il apparaît dans sa masse compacte des cristaux plus gros et isolés de néphéline. Il existe aussi des variétés vésiculeuses et amygdaloïdes ainsi que des laves ; et ces dernières se rencontrent principalement dans la région de l'étang de Laach et en Eifel. Elles se caractérisent par leur richesse en mélilithe et par l'abondance de haüyne (courants de lave de Niedermendig, de Bellenberg ; Hochsimmer).

Les basaltes néphéliniques n'ont pas l'extension des basaltes plagioclasiques ; ils sont cependant plus fréquents que le basalte leucitique. Kohlbach (Bayreuth), Joachimsthal, Specht shausen, Scheibenberg, Landberg (monts Métalliques), Kosakow, Tichlowitz (Bohême), Kaltenordheim (Rhön), Sinsheim (Bade), Auerbach (Bergstrasse), etc.

Leur éruption date de l'époque tertiaire et post-tertiaire ; ils forment des courants, des filons et des amas isolés.

8. — ROCHES LEUCITIQUES

55. **Leucitophyre et basalte leucitique.** — Le leucitophyre ou porphyre leucitique est un agrégat cristallin-grenu de leucite, d'augite et de magnétite, auquel s'ajoutent de la néphéline, de l'olivine et du mica en moindre quantité. Ces minéraux forment une masse fondamentale d'apparence compacte, de couleur gris de cendre ou gris-rougeâtre, identique avec le basalte leucitique que nous allons décrire. Dans la masse fondamentale il y a des cristaux de leucite de couleur blanc-grisâtre, variant en grosseur entre les dimensions d'un pois et celle d'une noisette, des cristaux d'augite noirs ou d'un vert sombre et, distribués aussi çà et là, de petits cristaux de néphéline blancs et brillants. Les cristaux de leucite du leucitophyre enferment dans leur masse de petits grains scoriacés ou des petits cristaux en colonne d'augite comme à Cività sur le Tibre et à Rieden près Laach. Dans cette dernière localité la noséane se montre aussi comme partie constituante essentielle du leucitophyre. Elle se présente en grenatoèdres de 1-5 millim. gris-noirâtre, gris-clair par altération, ségrégés avec les cristaux d'augite et de leucite dans une masse fondamentale finement grenue. Le leucitophyre se trouve principalement aux volcans italiens récents ; il est surtout abondant dans les monts Albains et au Vésuve. On le trouve cependant en masses isolées dans le tuf et dans la région de l'étang de Laach. A propos de la présence dans les monts Métalliques d'un leucitophyre qui, évidemment, est en étroits rapports avec les basaltes leucitiques de cette région, il faut rapporter aux cristaux de leucite les pseudomorphoses de 2-8 cent. de dimension qui s'y trouvent ; leur localité est le Wiesinthal de Bohême.

Composition chimique moyenne du leucitophyre : acide silicique, 48,88; argile, 19,50; oxydes de fer, 9,24; chaux, 8,86; magnésie, 1,90; potasse, 6,52; soude, 4,36. Poids spécifique, 2,5 à 2,9.

Le *basalte leucitique* est une roche noire, d'apparence compacte, dont l'aspect extérieur n'est pas différent de celui des basaltes plagioclasique et néphélinique. Le microscope seul révèle des différences : il montre que le basalte leucitique est finement grenu et que la masse fondamentale amorphe, vitreuse, qui joue un rôle si important dans les basaltes plagioclasiques, est presque entièrement disparue. Le magma du basalte leucitique est donc arrivé au développement cristallin plus complétement que celui des basaltes feldspathiques, et cela aux dépens de la substance amorphe. Les parties microcristallines constituantes du basalte leucitique typique sont la leucite, l'augite, l'olivine et la magnétite, qu'accompagne toujours une quantité de néphéline proportionnelle et inverse de celle de la leucite. Les basaltes leucitiques sont d'ordinaire complétement privés de quarz; ils ont du mica en lamelles microscopiques, et çà et là de la mélilithe.

Au microscope, la leucite se caractérise par son contour octogonal et la monoréfringence de sa substance incolore, et en outre, par la propriété d'avoir de nombreuses inclusions d'aiguilles et granules étrangers (augite), de les serrer et de s'en faire un amas central ou de les grouper en zones dont la coupe serait également octogonale ou arrondie (voy. fig. 5 *c*; fig. 6, 7 et 8).

Pour ce qui concerne la structure et le mode de dépôt du basalte leucitique il faudrait redire ce qui a déjà été dit à ce sujet à propos des basaltes feldspathiques. Comme ceux-ci, les basaltes leucitiques acquièrent un aspect doléritique en se chargeant d'un grain grossier (Gross-Priesen près Aussig.) et en ségrégeant des grains cristallins plus gros. Lorsque la leucite perd sa finesse microscopique, et qu'elle apparaît en cristaux plus volumineux à l'intérieur de la masse fondamentale basaltique compacte, on a la leucitophyre.

La répartition du vrai basalte leucitique, en tant qu'on l'ait reconnu jusqu'ici, est très-restreint. On le connaît à Schackau (Rhön), à Stolpen, au Pöhlberg (monts Métalliques), à Tichlowitz, sur le versant nord du Milleschauer (Mittelgebirge); à Rothweil (Kaisersthuhl), au Stoppel (Thüringer-Wald). Aux basaltes leucitiques appartiennent aussi les laves basaltiques des monts Albains, des environs de l'étang de Laach et du pays volcanique voisin de l'Eifel. Les parties constituantes principales sont l'augite et la leucite; quelques-unes se distinguent par leur teneur plus grande en mélilithe, d'autres par un mélange de haüyne (*basalte haüynique*, *haüynophyre*). Le premier ne forme pas seulement une partie

constituante de la masse fondamentale, mais il est aussi cristallisé dans les pores et sur les parois des vésicules (Herchenberg, Hannebacher Ley à l'étang de Laach, Capo di Bove à Rome).

Les laves du Vésuve se rapprochent, il est vrai, des laves des basaltes leucitiques, mais elles s'en distinguent en ce que, à côté de la leucite, de l'augite, de l'olivine et du fer magnétique, viennent se joindre en cristaux microscopiques avec une quantité plus ou moins importante de substance vitreuse, la sanidine, le plagioclase et la néphéline. Dans les pores de la lave du Vésuve se trouvent, vraisemblablement formés par sublimation, des cristaux de hornblende, de mélanite et de sodalite. (Voy. les généralités sur ces laves, dans la *Géol. pétrog.*, § 5).

56. **Tachylite.** — La tachylite est une modification du basalte noir, vitreux, ressemblant à l'obsidienne qui se trouve principalement à la surface des filons des basaltes finement grenus d'Islande et d'Arran, comme croûte vitreuse, sur les parois internes de cavités vésiculaires et comme inclusions en nids dans le basalte (Vogelsgebirge, Dransfeld). Son contenu moyen en acide silicique est 53 ; sa teneur en eau, 1,60 pour 100. L'observation microscopique de la tachylite montre dans la masse fondamentale de couleur brun-sombre, vitreuse, des agglomérations extrêmement délicates de granules noirs, ronds, disposés en éventail, avec des microlithes augitiques de couleur verte en forme de fibres, et des grains isolés de magnétite, de néphéline et d'augite.

Voisins de la tachylite, il faut placer :

L'*hydrotachylite :* verre homogène de couleur vert sombre ou brunâtre, plus pauvre en acide silicique et plus riche en eau que la tachylite (H = 3,5 : 3,6). Rossberg (Darmstadt).

Le *basalte vitreux :* substance vitreuse prédominante dans laquelle se trouve de l'augite microscopique, mais point de feldspath et de l'olivine et hornblende microscopiques (monts de Bohême).

La *limburgite :* dans une masse fondamentale rouge-brun ressemblant au pechstein et qui, sous le microscope, se montre comme un verre avec de petits cristaux isolés d'augite, on trouve de l'augite noire porphyrique et des cristaux brillants d'olivine (hyalosidérite) (Limburg au Kaiserstuhl).

ROCHES COMPOSÉES, MASSIVES, SANS FELDSPATH

57. **Hyalomicte** (greisen). — C'est un agrégat grenu de quarz gris clair prédominant et de mica blanc, gris, jaunâtre ou verdâtre (d'ordinaire mica de lithium). C'est une modification du granite dans laquelle le feld-

spath est absent, et auquel il passe en certains points, lorsqu'il reçoit du feldspath. La plus importante de ses parties constituantes accessoires est le minerai d'étain, quelquefois disséminé en grains fins, d'autres fois, traversant la roche sous forme de filons ou de cordons (Zinnwald dans les monts Métalliques, Schlackenwald en Bohême, Cornwall, Banka). Le hyalomicte forme des amas dans le granite ; c'est une roche massive, sans trace de stratification, mais qui présente, par suite de fentes, une division irrégulièrement polyédrique.

Très-voisin du hyalomicte et, comme celui-ci, étroitement lié au granite par des formes de passage, il faut citer le *zwittergestein* (stockwerksporphyre), formé d'une masse fondamentale quarzeuse, ferrugineuse, finement grenue ou compacte, dans laquelle se montrent des écailles de chlorite et des grains de quarz isolés et qui est imprégnée de petits grains de minerai d'étain et de pyrite arsenicale (Altenberg dans les monts Métalliques).

58. **Tourmalinite** (schörlfels). C'est un agrégat de grains de quarz de couleur blanc-grisâtre et de grains noirs ou d'aiguilles de tourmaline, d'aspect compacte, grenu ou schisteux. Parmi les minéraux accidentels, il faut citer le minerai d'étain, la pyrite arsenicale, la topaze et le mica. La tourmalinite est étroitement reliée au granite par des variétés de cette dernière roche qui contiennent de la tourmaline, et par des tourmalinites qui contiennent de l'orthoclase ; elle forme d'ordinaire l'enveloppe la plus extérieure des granites tourmalinifères, mais elle peut aussi être indépendante et traverser d'autres roches en filons ou en masses (Cornouailles, Eibenstock dans les monts Métalliques).

59. **Eklogite** (omphacitfels). — L'éklogite est un agrégat grenu ou porphyrique d'*émeraude* verte ou d'*omphacite* verte et de *grenat* rouge, auxquels s'ajoutent, comme minéraux accidentels, la cyanite, le mica, l'olivine, le zircon, la magnétite, etc. Il forme des amas au sein des gneiss et micaschistes, et est très-souvent accompagné de serpentine (Silberbach et Münchberg dans le Fichtelgebirge, Waldheim et Greifendorf en Saxe).

60. **Grenatite.** — C'est un mélange cristallin grenu de *grenat*, d'ordinaire prédominant, de couleur brune ou jaunâtre, et de *hornblende*, de couleur sombre, auxquels s'ajoute souvent encore la magnétite. La grenatite ne se montre qu'en sous-ordre et en masses et filons irréguliers (Schwarzenberg, Berggieshübel, Ehrenfriedersdorf en Saxe, Joachimsthal).

A cause de leur rareté, nous ne ferons que mentionner :

La *Kinzigite :* agrégat cristallin de mica noir, de grenat et d'oligoclase (Schwarzwald, Odenwald).

La *cordiérite* (dichroïte) : agrégat de felspath, de *cordiérite* bleue, de grenat et d'un peu de mica, quelquefois riche en mica madré et alors appelé *gneiss cordiéritique*. La cordiérite, qui sous le microscope est remplie d'aiguilles incolores, est accompagnée de toute une série de produits de transformation (Kriebstein, Göhren, Mittweida dans les montagnes granulitiques de Saxe).

L'*olivinite* (dunite) : agrégat cristallin grenu de grains d'olivine, de couleur olive, avec des octaèdres de fer chromé (Nouvelle-Zélande).

La *lherzolithe* : agrégat grenu ou compacte d'olivine verte prédominante et d'enstatite brun-grisâtre, avec de la diopside vert-émeraude (Pyrénées, Nassau).

L'*eulysite* : agrégat d'olivine prédominante, d'augite verte et de grenat d'un brun-rouge (Tunaberg en Suède).

Deuxième division. — **Roches composées stratifiées**

61. **Gneiss.** — Le gneiss est un agrégat schisteux ou madré (flaserig) d'orthoclase (parfois d'oligoclase), de quarz et de mica. Ce sont les parties constituantes du granite, de sorte que ces deux roches se distinguent seulement par leur structure. On pourrait répéter sur ces parties constituantes du gneiss ce qui en a été dit sous le n° 28 à propos du granite. Le quarz du gneiss, observé au microscope, se montre riche en inclusions liquides.

La structure du gneiss normal est surtout madrée, mais il subit différentes modifications selon la quantité de mica qu'il contient. On distingue :

Le *gneiss ordinaire* : le mica s'y trouve en lamelles écailleuses, isolées, distribuées assez parallèlement entre des couches formées de quarz et de feldspath.

Le *gneiss madré* (flaserig) ou *rubané* : le mélange grenu de feldspath et de quarz forme en certains points des parties isolées, irrégulières, lenticulaires, où les lamelles de mica se disposent de manière que leur coupe transversale représente des lignes ondulées. Ces ondulations se touchent par places de manière que la face de clivage ne montre plus que les couches de mica.

Le *gneiss schisteux* : le mica se présente sous forme de lamelles minces, parallèles, unies entre elles, qui séparent les couches grenues formées d'un mélange de feldspath et de quarz.

Le *gneiss granitique* : la structure schisteuse ou madrée est indistincte. Une variété de gneiss (*lagengneiss*) est formée de couches alternativement riches et pauvres en mica.

La *cornubianite* : mélange compacte, grenu, des éléments de gneiss, dont

la structure parallèle n'est plus déterminée que par des alternances dans la grosseur et la couleur des grains qui le composent.

Le *gneiss bacillaire* (stangelgneiss) : les parties constituantes sont disposées en baguettes dans le plan de schistosité ; la roche semble étirée.

Le *gneiss porphyrique :* dans la roche schisteuse apparaissent de grands individus isolés d'orthoclase. Quelquefois ils prennent un contour lenticulaire, tandis que les lamelles de mica ondulent autour d'eux. Cette variété a reçu le nom de *gneiss oculaire.*

Le gneiss est très-riche en minéraux accessoires ; les principaux sont : graphite, grenat, tourmaline, épidote, zircon, hornblende, chlorite, apatite, mica ferrique, pyrite, magnétite. Ces deux dernières substances sont fréquentes comme imprégnations ; elles forment des sortes de bandes de minerai qui suivent certaines zones d'une série de couches de gneiss (Fallbander). Dans ces bandes, le minerai peut être en lentilles plates, en couches, en amas. Comme c'est le cas pour le granite, quelques-uns des minéraux que nous venons d'indiquer comme accessoires peuvent, par leur abondance, remplacer certaines parties constituantes essentielles du gneiss normal : c'est ce qui arrive surtout pour la hornblende, la cordiérite, la chlorite, le graphite et l'oligiste. On peut ainsi distinguer les variétés suivantes :

Gneiss micacé : formé de feldspath, de quarz et de mica ; il passe au granite en perdant sa structure schisteuse ; en acquérant du mica et en reprenant ainsi sa structure schisteuse, il passe au micaschiste.

Gneiss amphibolique (gneiss syénitique) : le mica est remplacé par la hornblende ; il peut passer d'un côté au granite syénitique, de l'autre aux schistes amphiboliques.

Gneiss cordiéritique : le mica (biotite) est remplacé en grande partie par la cordiéritite bleue ; il forme des amas, par ex. dans les formations granulitiques de Saxe.

Gneiss graphitique : le graphite remplace le mica en totalité ou en partie. Il se tient, avec le granite et les schistes graphitiques, dans les mêmes rapports que le gneiss normal et le granite avec les micaschistes.

Gneiss chloritique : la chlorite y remplace le mica.

Gneiss oligistique (eisenglimmergneiss) : l'oligiste remplace le mica.

Gneiss protogynique : modification du granite protogynique, qui contient des écailles de talc d'un vert clair à côté du mica vert sombre (Alpes).

En certains districts gneissiques, principalement aux monts Métalliques, on a distingué deux variétés principales dans le vrai gneiss à mica : le *gneiss gris* et le *gneiss rouge*, dont le premier contient 66 pour 100 d'acidesilicique, du feldspath blanc ou gris et une assez grande quantité d'un

mica gris, et dont le second contient 75 ou 76 pour 100 d'acide silicique, beaucoup de feldspath rouge et peu de mica blanc. Ces deux variétés sont étroitement liées par des termes de passage, de sorte qu'on peut seulement les considérer, comme les termes les plus basiques et les plus acides d'une grande série de variétés de gneiss, différant entre elles par leur teneur en acide silicique. La composition chimique moyenne des gneiss micacés est : acide silicique, 70 à 80 ; argile, 14,20 ; oxyde de fer, 6,10 ; chaux, 2,60 ; potasse, 3; soude, 2,10; eau, 1,20; leur poids spécifique est de 2,6 à 2,7.

Le gneiss est une roche stratifiée ; il alterne souvent, d'une manière régulière, avec les micaschistes, schistes amphiboliques, schistes chloriteux et graphitiques, avec le minerai de fer, les calcaires, la serpentine, les quarzites, le hallflinte et les roches granitiques. Ces couches, dans la plupart des cas, représentent les formations primitives de gneiss ou formations laurentiennes. C'est seulement par exception qu'apparaissent des dépôts gneissiques d'âge plus récent, qui recouvrent les complexes de couches fossilifères (dans les Alpes, en Écosse). Les plus grands territoires laurentiens se trouvent dans les monts Métalliques, en Bohême, Moravie, dans les Sudètes, dans les Alpes centrales, en Écosse, aux Hébrides, en Scandinavie, au Canada, dans les États atlantiques de l'Amérique du Nord, au Brésil.

62. **Granulite** et **trapp-granulite**. — C'est un mélange schisteux de feldspath et de quarz avec de petits grenats disséminés. Le feldspath (l'orthoclase, plus rarement le plagioclase) est la partie constituante fondamentale de la granulite, et il détermine, par sa couleur jaunâtre, rougeâtre pâle ou blanche, la couleur claire de cette roche. Le microscope fait voir que, avec des granules de quarz et de petits cristaux, il y a un agrégat cristallin finement grenu, formé de petites aiguilles verdâtres. Les grains de feldspath isolés montrent une disposition particulière en fibres, tandis que les grenats enferment souvent à leur intérieur de plus petits cristaux de grenat. Aux minéraux que nous venons de nommer s'ajoute le *zircon* en colonnes microscopiques d'un brun-jaunâtre, transparentes. Entre ces couches riches en feldspath, il y a du quarz en grains aplatis ou en lamelles minces (souvent aussi minces que du papier), disposé en couches parallèles, de sorte que la cassure transversale de la roche montre une structure nettement schisteuse. Les grenats, d'ordinaire, ont la grosseur d'un grain de millet et sont épars entre les deux autres parties constituantes de la granulite. Avec eux, il n'est pas rare de voir des cristaux bleus de cyanite. Très-souvent le mica vient s'ajouter à ces minéraux, et il donne à la roche une structure stratifiée par son arrangement en séries parallèles. Si les grenats diminuent, il se forme

un type de passage entre le gneiss et la granulite : c'est la *granulite gneissique*.

Comme composition chimique moyenne de la granulite, on donne : acide silicique, 74,50; argile, 10,70; oxyde de fer, 5,60; chaux, 2,20; potasse, 4; soude, 2,50; poids spécifique, 2,6.

En outre de sa schistosité caractérisée, la granulite montre une stratification très-régulière : elle alterne en certains points avec des bancs de serpentine (Waldheim, Budweiss); ailleurs elle forme des couches régulières dans le gneiss (Aschaffenbürg, Bodenbach dans les montagnes limitant la Bavière à l'est); elle appartient presque partout aux formations azoïques. En Saxe, elle forme sur la pointe nord-ouest des monts Métalliques une large ellipse longue de 6 milles et large de 2 milles $\frac{1}{2}$ (montagnes granulitiques de Saxe), en Bohême, à Budweiss et dans la vallée de l'Eger, à Aschaffenbürg sur le Mein, comme dans la Basse-Autriche; on la voit entre les gneiss et les granites.

En alternance répétée avec cette granulite de Saxe normale qui est de couleur claire, on trouve, principalement entre Penig et Rochsburg, comme dans la vallée du Zschopau, entre Mittweida et Waldheim, des plaques et des bancs nettement délimités, minces ou épais, de *trapp-granulite* à la couleur noir-vert. Les prismes sont presque toujours formés de quarz et d'orthoclase seulement; le microscope permet de reconnaître que dans certains trapp-granulites, les parties constituantes accessoires sont : quarz, feldspath plagioclasique, magnétite, un minéral vert micacé, plus ou moins riche en grenat. Les trapp-granulites montrent quelquefois un groupement intéressant de leurs éléments. Dans certaines couches minces, on voit chaque granule de grenat entouré d'une zone légère de quarz et de feldspath; dans d'autres, le mica et la magnétite sont disposés radialement autour du grenat.

L'analyse chimique moyenne du trapp-granulite est : acide silicique, 52,30; argile, 15,60; oxyde de fer, 14,96; chaux, 10,00; magnésie, 7,15; eau, 1,70.

Les trapp-granulites sont donc beaucoup plus basiques que les granulites ordinaires; ils contiennent, en place d'alcali, des quantités importantes de chaux et de magnésie et sont très-riches en magnétite. Les trapp-granulites d'autres points des montagnes granulitiques de Saxe (exemple : ceux de Chemnitz) sont formés d'un mélange très-fin, uniforme, de plagioclase, d'augite et de fer magnétique agrégés d'une manière caractéristique pour certains schistes cristallins. Au commencement de la décomposition, la structure schisteuse reste nette. Il est évident que sous ce nom de *trapp-granulite* on réunit des roches très-diverses qui se trouvent dans la vraie granulite.

63. **Halleflint.** — C'est une roche compacte, d'apparence homogène, sous le microscope finement cristalline et d'aspect felsitique, formée de grains microscopiques de quarz et de feldspath intimement soudés entre eux et quelquefois avec de fines écailles de mica et de chlorite. Elle est en couches alternantes grises, jaunâtres, brunâtres, verdâtres ou noires, ce qui la fait paraître rayée sur une coupe transversale. Elle se brise en éclats ou offre une cassure conchoïdale, brillante ou mate ; sa dureté est très-grande; au chalumeau elle est fusible en petits éclats. On doit considérer le halleflint comme un gneiss dont les parties constituantes sont d'une petitesse microscopique et intimement liées, de sorte que la roche a pris une structure aphanitique. Le halleflint alterne avec les gneiss laurentiens, par exemple en Scandinavie, et il offre des passages à ces roches.

64. **Porphyroïde** (flaserporphyre). — Les porphyroïdes sont formés d'une masse fondamentale finement grenue ou compacte, felsitique, qui acquiert un aspect schisteux ou madré en se chargeant de minces couches de lamelles de mica ou d'un minéral analogue, et dans laquelle se sont ségrégés des individus ou des grains cristallins de feldspath et de quarz. Les porphyroïdes se caractérisent donc, en général, par leur structure qui combine les dispositions schisteuse et porphyrique, mais cependant ils prennent en certains points l'aspect d'un porphyre quarzifère massif en perdant les micas qui déterminent la schistosité, ou bien ils acquièrent l'aspect des gneiss par l'accroissement en grosseur des grains qui les forment là, où les individus ségrégés en porphyre disparaissent (exemple : *gneiss séricitique*). Le *feldspath* est ou de l'orthoclase (porphyroïde orthoclasique du Harz et du Michigan) ou de l'albite (schistes séricitiques du Taunus et de l'Ardenne); il est de couleur blanche, jaune, rouge de nuances diverses, quelquefois aussi gris-bleu. Les individus ségrégés sont ou des prismes rectangulaires ou des cristaux tabulaires; les albites fraîches présentent d'ordinaire des stries nettes. Le *quarz* est communément gris de fumée ou bleu gris foncé; il a un éclat gras accentué, une cassure conchoïdale, et présente quelquefois la forme dihexaédrique. Le *mica* peut être de la paragonite (Michigan) ou bien de la séricite, minéral vert-jaunâtre, à éclat gras, contenant du talc (porphyroïde séricitique du Harz et du Taunus). Ce dernier cas est le plus ordinaire.

Les porphyroïdes sont principalement développés dans la chaîne du Taunus, dans la région de la Lenne en Westphalie, dans le Schwarzthal en Thüringerwald, dans la presqu'île du Michigan; ils forment un anneau d'importance secondaire dans la série des couches siluriennes, dévoniennes et huroniennes.

65. **Micaschistes.** — Les micaschistes sont un agrégat schisteux de mica et de quarz dont les proportions relatives oscillent entre les deux

extrêmes, certaines de ces roches étant presque uniquement formées de quarz, d'autres ne contenant guère que du mica. Le *mica* est d'ordinaire à base de potasse; il est de couleur claire; quelquefois c'est un mica magnésien de couleur sombre; le mica sodique est plus rare. Les écailles et lamelles de mica sont disposées parallèlement, et elles peuvent former des couches continues qui déterminent alors la structure schisteuse. Dans certaines variétés du micaschiste (Faltenglimmerschiefer) on peut observer assez souvent un plissement délicat, régulier, qui affecte les plans de stratification du mica. Le *quarz* est sous forme de petits grains, de lentilles plates et de minces couches parallèles entre le mica; de sorte qu'on ne le voit que sur une coupe transversale de la roche. Quelquefois, le quarz et le mica se sont séparés en couches distinctes et alternantes (micaschiste stratifié, Lagenglimmerschiefer). La couleur du micaschiste est déterminée par le mica : lorsque les espèces potassique et sodique sont prédominantes, il est gris-clair ou gris-jaunâtre; lorsque le mica magnésien est le plus abondant, la roche est brun-sombre ou noire. D'après la quantité de quarz qu'il contient, la teneur du micaschiste en acide silicique oscille entre 40 et 82 pour 100.

Les principaux minéraux accessoires du micaschiste sont : d'abord, le grenat rouge ou brun, le plus caractéristique de tous ses minéraux accessoires, et que l'on y rencontre presque toujours; la tourmaline, le feldspath, la hornblende, la staurotide, la cyanite, l'épidote, la chlorite, le talc, le graphite, la magnétite, la pyrite, l'or.

Le micaschiste change de nature lorsqu'une des parties constituantes accessoires que nous venons de nommer devient prédominante en chassant le mica. Ainsi, par l'augmentation de la chlorite, il devient le *schiste chloriteux*, par l'augmentation de la proportion du talc il donne le *talc-schiste;* la tourmaline donne la *tourmalinite;* l'abondance du feldspath forme le *gneiss;* celle de la hornblende, les *schistes amphiboliques;* celle du graphite, les *schistes graphitiques*, par où, en même temps, s'accuse un étroit rapport du micaschiste avec *certains* granites, granites syénitiques et graphitiques, qui démontre l'origine sédimentaire et non point éruptive de ces derniers.

Les espèces de micaschistes sont :

Les *schistes paragonitiques :* mica sodique; depuis la couleur verdâtre ou clair-jaunâtre jusqu'à la couleur presque blanche (Saint-Gothard, Michigan).

Les *schistes amphilogitiques*, micaschiste du Zillerthal, à écailles délicates, d'aspect gras, de couleur blanc-verdâtre; seulement 40 pour 100 d'acide silicique.

Les *micaschistes séricitiques :* couches parallèles et lentilles plates de

quarz compacte à aspect de hornstein, plus rarement cristallin, en alternance avec des lames (membranes) de séricite, vert-jaunâtre ou vert-sombre, ressemblant à du talc, dans lesquelles sont quelquefois englobées des lamelles de mica blanc et des écailles de chlorite ; coupe transversale rubanée (chaîne du Taunus, Obersteyer).

Les *micaschistes calcaires*. Des lamelles isolées, des couches ou des lentilles plates de chaux grenue, parfois dolomitique, sont traversées d'écailles, de lames, de couches, de madrures de mica qui déterminent une structure schisteuse à éléments épais ou minces (voy. aussi 5, *a*). Le mica peut, encore ici, être remplacé tout à fait ou partiellement, par la chaux, la chlorite, la séricite ou de minces lames brillantes de schistes argileux (talcschistes calcaires, schistes chloriteux calcaires, schistes séricitiques calcaires, schistes argilo-calcaires).

Les *schistes quarzeux*. On a déjà remarqué que le contenu en quarz du micaschiste peut augmenter tellement qu'il donne naissance à une roche principalement formée de cet élément, le schiste quarzeux, dans lequel les couches de quarz sont séparées par de minces couches de mica ; c'est alors le quarzite schisteux du n° 8.

Le micaschiste montre en outre de sa schistosité, une stratification très-accentuée due à des alternances de ses variétés entre elles aussi bien qu'avec les quarzites, les calcaires cristallins et les schistes graphitiques, amphiboliques, talqueux, chloriteux et argileux. Il forme l'élément principal des formations schisteuses sous-huroniennes (primitives ou cristallines), dans les Alpes de Salzbourg et de Carinthie, les monts Métalliques, des Sudètes, en Scandinavie, dans l'Amérique du Nord, au Brésil.

66. Micaschistes argileux, schistes argileux primitifs, phyllite. — Les micaschistes argileux forment une roche nettement caractérisée, d'ordinaire micro-cristalline, parfois aussi à structure finement grenue et de couleur le plus souvent gris-sombre, verdâtre ou noir-bleuâtre ; ses surfaces de clivage ont un éclat soyeux ou demi-métallique. Minéralogiquement, elle est formée de particules microscopiques de mica, de quarz, de chlorite et de feldspath. C'est par conséquent un micaschiste dont les éléments sont tombés à des dimensions extrêmement petites, aphanitiques pour ainsi dire, mais qui a conservé les passages les plus nets entre ces extrêmes. La phyllite de Recht, dans les Hautes Fanges, est formée de lamelles de mica microscopiques, disposées parallèlement, d'écailles d'oxyde de fer hexagonales, rouge de sang, de dodécaèdres extrêmement petits de grenat, de microlithes de forme prismatique, d'augite (vraisemblablement), de petites colonnes de tourmaline et de grains noirs de charbon. La tourmaline est aussi partie constituante dans les schistes taunusiens. La composition chimique de la phyllite présente les plus

grandes irrégularités ; sa teneur en acide silicique oscille entre 45 et 74 pour 100. Les micaschistes argileux sont nettement schisteux, clivables et très-souvent plissés parallèlement sur leurs faces de clivage. Ils sont riches en parties constituantes accidentelles qui se répètent d'une manière si constante qu'on a pu, d'après elles, établir des divisions bien déterminées :

Schistes chiastolithiques : schistes grisâtres ou noir-bleuâtre, compactes, dans lesquels se trouvent de nombreux cristaux de chiastolithe montrant sur leur coupe transversale la croix noire caractéristique (Bretagne, Pyrénées, Voigtland saxon).

Schistes staurolithiques : schistes argileux micacés, avec des cristaux de staurotide (Pyrénées, Tenessee).

Schistes ottrélitifères : schistes argileux de couleur grise, dans lesquels se trouvent des lamelles verdâtres d'ottrélite (Ardennes, Bavière, Massachussets).

Schistes tachetés, noueux, etc. Parmi les schistes argileux compactes, quelquefois micacés et à écailles fines, on en trouve de nature particulière pour la consistance, la couleur et la dureté, caractérisés par des amas de lamelles de mica et des concrétions d'oxyde de fer. Ils offrent des nœuds de la grosseur d'un grain de millet, des concrétions semblables à des grains de blé (fruchtsschiefer), des agrégats fasciculés (garbenschiefer) et des taches de nature indéterminée (fleckenschiefer). Ils se trouvent principalement au contact du granite et de la syénite, dans les Pyrénées et sur les versants nord-est et nord-ouest des monts Métalliques, mais aussi complétement indépendants de ces roches massives, en zones au milieu de phyllites normales, par exemple à Wechselburg, Rochlitz et Waldenburg, en Saxe.

Les micaschistes argileux forment les niveaux supérieurs des formations huroniennes, de concert avec les calcaires cristallins, diabases, quarzite etc. (versant nord des monts Métalliques, Bohême, Moravie, Alpes, Pyrénées, Scandinavie, États atlantiques de l'Amérique du Nord).

Nous joindrons ici en appendice :

Les *schistes séricitiques* (sericitphyllit) : variété compacte ou à grains extrêmement fins du micaschiste séricitique (64) dans laquelle le mica du micaschiste argileux est remplacé par la séricite ; il s'y joint du quarz, un minéral chloritique, des granules de magnétite et en certains cas aussi de l'albite. On distingue :

a) Les *schistes séricitiques verts* : d'un vert sombre, rarement taché, à éclat soyeux ou semi-métallique, très-souvent plissés, en plaques plutôt épaisses que minces, assez dures ; par l'altération ils deviennent d'abord tachés de jaune, puis entièrement brun-jaunâtre, avec des veines et frag-

ments de quarz. Ils se caractérisent par la présence de l'albite. Composition chimique : acide silicique, 60,224; acide titanique, 1,489; argile, 15,958; oxydes de fer, 6,052; magnésie, 2,670; chaux, 2,96; potasse, 2,585; soude, 6,708; eau et fluorure de silicium, 2,127; acide phosphorique, 0,039; oxyde de cuivre, 0,051. Poids spécifique, 2,788.

b) *Schistes séricitiques rouges* de couleur violette, rouge-brun ou rouge-cerise à éclat soyeux, au toucher gras. Ils sont étroitement liés aux précédents par des variétés tachées. Ils ne contiennent *point* d'albite. Composition chimique : acide silicique, 55,842; acide titanique, 0,510; argile, 15,621; oxydes de fer, 13,104; magnésie, 1,587; chaux, 0,498; potasse, 6,135; soude, 1,698; eau et fluorkiesel, 5,192. Poids spécifique, 2,882.

Les phyllites séricitiques sont répandues dans la chaîne du Taunus, dans le Harz dans les alpes de Salzburg, au Saint-Gothard. De nombreux schistes, qui jusqu'ici ont été considérés comme talqueux, se rangeront encore parmi les roches séricitiques.

67. **Itacolumite.** — L'itacolumite est un mélange schisteux de petits grains de quarz et d'écailles de mica, talc, chlorite et séricite. Ces derniers prennent une disposition parallèle entre les grains de quarz et déterminent ainsi une structure finement schisteuse. Mais dans quelques variétés ils se courbent autour des grains de quarz isolés et donnent à la roche une certaine flexibilité, lorsqu'elle n'est pas en lames d'épaisseur trop considérable (grès élastique). Cette particularité n'est pas commune à toutes les itacolumites : il en est qui, quoique schisteuses, ne sont pas susceptibles de se courber mais sont friables et cassantes: La couleur de l'itacolumite est surtout le jaune ou le rougeâtre clairs. Comme parties constituantes accessoires, il faut citer l'or (États atlantiques sud de l'Amérique du Nord, Brésil), le mica ferrugineux, martite (mêmes lieux), la lazulithe, le rutile (Géorgie). L'itacolumite, au Brésil, dans l'État de Géorgie et la Caroline du sud est la roche-mère du diamant. Dans ces pays elle appartient à la formation des schistes huroniens.

Troisième classe. — **Roches clastiques**

Les roches clastiques ou fragmentaires résultent du dépôt de débris ou parties de roches plus anciennes, détachées mécaniquement et altérées.

1. Famille. — **Amas non reliés par un ciment**

a. — Produits de l'action mécanique de l'eau.

68. *Sables, graviers, lavages, galets, blocs erratiques.* Le *sable* est formé de grains libres la plupart de quarz, mais aussi de feldspath, de hornblende, de spath calcaire et d'écailles de mica. Certains sables, *sables magnétiques*, sont formés en prédominance de petits grains de magnétite titanée mêlés de fragments de quarz, de mica, d'augite, d'olivine. A l'embouchure du Saint-Laurent et au nord de la Nouvelle-Zélande, il forme des dépôts puissants qui mériteraient d'être exploités. En beaucoup d'autres embouchures de fleuves et sur les côtes, il forme des dépôts limités. Quelquefois, les grains de sable sont un peu adhérents entre eux par suite du mélange d'argile ou de calcaire : ils atteignent la grosseur d'un pois et forment du gravier. Si les sables ou graviers contiennent des grains de métaux, de minerais ou de pierres précieuses, on les appelle des *lavages* (lavages de l'Oural, de Californie et des États atlantiques sud de l'Amérique du Nord, lavages platinifères de l'Oural, minerais de zinc des Cornouailles, lavages diamantifères du Brésil, du sud de l'Afrique, etc. On appelle graviers les amas de fragments rocheux arrondis ou anguleux depuis la grosseur du pois jusqu'à celle d'une noisette (graviers quarzeux, graviers granitiques).

Les *galets* sont des fragments arrondis, irrégulièrement entassés les uns sur les autres. Les *blocs erratiques* sont quelquefois peu arrondis; ils varient de grosseur depuis le volume de la tête jusqu'à celui d'une maison ; ils appartiennent aux roches les plus diverses, et ils ont été apportés aux points où ils gisent aujourd'hui par les glaciers et les montagnes de glace. Lorsque les grains de sable ou les galets sont soudés par un ciment, ils forment les grès et conglomérats. Les dépôts de sables, graviers et galets appartiennent surtout aux formations les plus récentes (tertiaire, diluvienne, alluvions).

b. Produits meubles des éruptions volcaniques.

69. **Cendres volcaniques, sables, lapillis, bombes, blocs, pierres ponces.** — Formés de très-petits cristaux et fragments de cristaux de feldspath, d'augite, de magnétite et de leucite, de flocons consistants ou lâches et de petits amas de microlithes, et enfin d'une quantité considérable de fragments vitreux. Sur les petits cristaux d'augite, en forme d'aiguilles allongées, s'attachent fréquemment des gouttes de verre poreux qui semblent avoir coulé sur elles lorsqu'elles étaient

à l'état igné (fig. 22). Les cendres pulvérulentes qui, à la fin de mars 1875, firent éruption en Islande, sont formées, d'après Gümbel et Zirkel, en grande partie, d'éclats de verre ressemblant à l'obsidienne, à bords coupants et extrêmement poreux. Gümbel explique ces dispositions en disant que la lave à l'état igné rencontrant l'air ou l'eau s'est rapidement solidifiée, mais que, entre la surface qui se solidifiait et la masse interne, il s'est produit une tension très-différente par suite de laquelle le choc des cristaux l'un contre l'autre les a réduits en poudre. D'autres cendres sont considérées, par certains géologues, comme produit d'une désagrégation mécanique de roches plus solides, compactes.

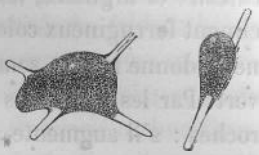


Fig. 22. — Grain pulvérulent formé d'aiguilles d'augite et d'une goutte vitreuse, poreuse.

Le *sable volcanique*, petits fragments de lave de la grosseur du pois à celle d'un grain de millet mêlés de cristaux d'augite, de leucite, de mica, de mélanite, d'olivine, etc. Ils se caractérisent par la prodigieuse quantité d'inclusions vitreuses, de microlithes et de pores qu'ils renferment. Les cendres et les sables se distinguent seulement par la dimension des parties qui les forment.

Lapilli : fragments scoriacés variant en dimensions depuis la grosseur d'une noisette jusqu'à celle d'une noix, de consistance poreuse ou vésiculeuse, de couleur brune ou noire.

Bombes volcaniques : masses de lave arrondies en massue ou ellipsoïdales, de la grosseur du poing à celle de la tête, lancées en l'air dans un état encore semi-fluide, et ayant pris leur forme par suite d'un mouvement rapide de rotation.

Blocs volcaniques : masses de lave ayant plusieurs pieds en diamètre, compactes à l'intérieur, de consistance scoriacée vésiculeuse à l'extérieur.

Sable pumicitique et *galets de pierre ponce :* amas de fragments de pierre ponce plus ou moins volumineux au voisinage des volcans. En Allemagne, ils s'étendent du cratère éteint de l'étang du Laach jusqu'auprès de Nassau et jusque Marbourg et Giessen.

2. Famille. — Grès, Conglomérats, Brèches

70. **Grès.** — Le grès est formé de grains de quarz reliés par un ciment minéral. La grosseur des grains de quarz varie beaucoup, et il en est qui atteignent les dimensions d'un petit pois ; lorsqu'ils dépassent ce volume ils donnent naissance à un conglomérat. D'après la grosseur des grains, on distingue des grès finiment et grossièrement grenus. Parfois les grains de

quarz ont la forme cristalline et ils forment alors le grès quarzeux cristallin (voy. le n° 9). Le ciment du grès est très-variable ; c'est lui qui détermine la couleur et la dureté de la roche ; quand il est magnésien, calcaire et argileux, les couleurs principales sont le gris et le blanc ; un ciment ferrugineux colore en jaune, en brun et en rouge, un ciment bitumineux donne le gris sombre ou le noir ; un ciment glauconieux rend le grès vert. Par les variations en quantité du ciment, le grès passe à d'autres roches : s'il augmente, il passe à l'argile, au calcaire, à la marne, s'il diminue, les grès deviennent du sable. Les minéraux accessoires, outre le mica et les grains de feldspath, sont surtout les minerais de plomb et de cuivre (Commern, Sangerhausen, Chessy). La plupart des grès sont très-nettement stratifiés ; très-souvent, ils sont traversés de fentes perpendiculaires (quadersandstein de la Suisse saxonne, d'Adersbach ; Teufelsmauer au bord du Harz). Les grès alternent avec les schistes argileux, les marnes, les calcaires, les couches de houille, etc. ; ils sont l'élément principal de beaucoup de formations.

D'après la nature du ciment, on distingue :

a. Grès argileux : odeur argileuse caractéristique après le souffle.

b. Grès marneux : avec un ciment argilo-calcaire abondant.

c. Grès calcaire : le ciment est du carbonate de chaux tantôt à l'état de chaux compacte, tantôt comme spath calcaire. Si, à côté du carbonate de chaux, il existe aussi du carbonate de magnésie, on a le *grès dolomitique*.

d. Le *grès siliceux* (glaswacke). Son ciment est très-solide et a l'aspect du silex corné ; les grains de quarz ont souvent la forme cristalline (voyez *g*). Il forme des bancs, ou est à l'état de blocs isolés dans les sables des lignites.

e. Grès ferrugineux. Le ciment est de l'oxyde de fer ou de l'hydrate d'oxyde de fer, en union étroite avec l'argile ou le calcaire, il colore le grès en jaune sombre, en rouge ou en brun.

f. Grès bitumineux. Le ciment est une argile ou du calcaire bitumineux, ou de l'asphalte.

Aux grains quarzeux, qui forment l'élément principal du grès, il n'est pas rare de voir s'ajouter des grains ou des lamelles d'autres substances minérales en quantité si considérable qu'ils peuvent donner naissance à des variétés caractéristiques.

g. Grès micacé (mico-psammite) : riche en mica et par conséquent un peu schisteux.

h. Grès vert (grès glauconifère). A côté des grains de quarz se trouvent des grains verts de glauconie qui, selon leur nombre, donnent à la roche une couleur verte plus ou moins intense. D'après les observations d'Eh-

renberg, ces grains de glauconie sont formés pour la plupart de la partie solide des foraminifères. Le ciment est calcaire, marneux ou argileux. Le plus grand développement du grès vert a eu lieu dans la formation crétacée.

i. Arkose (psammite feldspathique) : grès formé de feldspath, de quarz et de mica. Grains de quarz gris, d'orthoclase rougeâtre quelquefois kaolinisé et lamelles de mica reliées par un ciment argileux, kaolinique ou siliceux. L'arkose est un membre des formations carbonifères, du grès bigarré et tertiaire.

Enfin, on caractérise les divers grès d'après leur place dans la série des terrains (par exemple, le vieux grès rouge, le grès du culm, le grès du keuper, les grès liasiques, le grès néocomien, le grès des lignites, le grès des mollasses) ; d'après les pétrifications qu'ils présentent (par exemple, le grès à spirifer, à walchia, à fucoïdes, le grès nummulitique, le grès à cérithes); — d'après les localités où on les rencontre très-caractérisés (exemple : grès de Potsdam, grès des Vosges, grès de Deister, de Catskill, etc.

71. **Conglomérats.** — Les conglomérats sont formés de fragments arrondis de minéraux ou de roches réunis solidement par un ciment. La diversité des conglomérats est très-grande et porte :

1. Sur la *diversité pétrographique* des fragments reliés en conglomérat; d'où la distinction de conglomérats quarzeux, calcaire, granitique, gneissique, trachytique, basaltique, de grès vert. Un dernier conglomérat qualifié de polygène renferme des fragments des roches les plus variées.

2. D'après la *nature du ciment*, qui peut être calcaire, argileux, siliceux, sableux, ferrugineux ou qui peut être formé par un dépôt limoneux très-fin, provenant de la désagrégation d'autres roches.

3. D'après la *grosseur des galets* qui forment un conglomérat plus ou moins grossier.

4. D'après la *quantité* plus ou moins grande de *ciment* qui peut prédominer sur la masse des galets ou qui peut être presque nulle.

5. D'après le degré de *solidité* selon lequel les galets et le ciment sont réunis pour former une roche.

Parmi les innombrables modifications que présentent les conglomérats, nous citerons comme particulièrement importantes les variétés suivantes :

a. Le *conglomérat du Rothliegend*, en partie formé de blocs sphériques de la grosseur d'une noix à celle de la tête (quarz, hornstein, schistes siliceux) reliés par un ciment fortement ferrugineux, siliceux qui donne une couleur brun-rouge à la roche. Ce conglomérat forme en Allemagne la masse principale de la formation inférieure du dyas.

b. La *grauwacke*, formée de fragments roulés de quarz, de schistes argileux, de schistes siliceux, de grains de feldspath, quelquefois aussi de lamelles de mica, très-solidement unis par un ciment siliceux ou argilo-siliceux, souvent d'une couleur sombre due à l'anthracite. Les variétés riches en lamelles de mica disposées parallèlement, ont une structure schisteuse plus ou moins nette. La grauwacke, par la diminution de grosseur des grains qui la forment, devient une *grauwacke schisteuse*, dont les éléments peuvent être excessivement ténus. Si le ciment argileux vient à prédominer, l'on a la *grauwacke compacte*, variété d'apparence homogène, semblable à de l'argile durcie, d'ordinaire de couleur grise. Les grauwackes jouent un rôle important dans les formations siluriennes, dévoniennes et dans le culm (Bohême, Voigtland, Harz, Thuringe, Westphalie). Les géologues suédois appellent *sparagmite* les grauwackes schisteuses quelquefois rougeâtres de leur pays.

c. Nagelflue : conglomérat composé principalement de galets arrondis de roches calcaires et de grès le plus souvent jurassiques, au milieu de galets de grauwacke, de quarz, de granit, de gneiss, de serpentine, de gabbro, etc. Le ciment est un calcaire marneux blanchâtre, jaunâtre ou rougeâtre. En certains points, le nagelflue est un membre très-puissant des dépôts tertiaires qui forment le pied des Alpes au nord et au nord-ouest.

d. Poudingues : concrétions ou cailloux roulés, depuis la grosseur d'une noix jusqu'à celle de la tête, de silex noir-brun ou jaune, très-solidement reliés par une pâte siliceuse de couleur jaune ou grise (dans l'éocène d'Angleterre).

e. Conglomérat aurifère : conglomérat dur, lourd, fragile, de couleur gris-bleu, devenant brun sous les influences atmosphériques, formé de blocs erratiques et de blocs de quarz, calcaire, granite, grès vert, serpentine, micaschiste, schistes argileux, etc., reliés par un ciment siliceux très-dur imprégné de pyrite, de couleur gris-bleu. A côté des roches que nous venons d'énumérer, l'or se montre en quantités importantes; le ciment ne renferme pas seulement de petits grains, des feuillets et des plaques du précieux métal, mais il en contient des galets roulés nombreux, variant pour la grosseur entre celle d'un pois et celle d'une noix ou d'un œuf de pigeon et qui, par places, forment un véritable conglomérat aurifère. Ce conglomérat, puissant de 2 à 6 mètres, se trouve dans le lit d'un fleuve tertiaire au versant ouest de la Sierra Nevada, en Californie.

Les blocs erratiques de certains conglomérats, surtout ceux de calcaire, montrent quelquefois le remarquable phénomène d'une impression sur les côtés opposés. Ainsi, par exemple, presque tous les blocs erratiques

dans le nagelflue de Rapperswyll ont des impressions souvent tellement profondes sur les côtés opposés, qu'elles ne sont plus séparées que par une très-mince paroi.

72. **Brèches.** — Les brèches sont formées de fragments anguleux, à arêtes vives de minéraux ou de roches, reliés solidement entre eux par un ciment quelconque.

D'après leur mode de formation, on doit diviser les brèches en deux espèces : Les premières sont formées de fragments reliés en une nouvelle roche par un dépôt résultant d'une action chimique ou mécanique. Ces brèches sont dans les plus étroits rapports avec les conglomérats et elles se confondent avec eux, lorsque les angles et arêtes des fragments s'arrondissent. Les brèches et conglomérats offrent une extrême variété qui repose principalement sur la différence entre les caractères pétrographiques des fragments et sur la nature du ciment. On distingue donc les brèches quarzifères, calcaires, de grès verts, trachytiques, gneissiques, etc.; dont le ciment ferrugineux, argileux, siliceux ou calcaire, peut aussi être formé d'éléments de roches très-fins.

Comme variétés particulières il faut citer :

a. Le *quarzbrockenfels*, fragments de quarzite et de hornstein reliés solidement par du quarz ou du silicate de fer. Les fentes entre les fragments sont souvent incrustées de cristaux de quarz, d'améthyste et d'oligiste (Schwarzenberg dans les monts Métalliques).

b. Le *tapanhoancanga*, fragments de minerai d'aimant, d'oligiste, de limonite de la grosseur du pouce à celle du pied reliés par la limonite, l'oligiste rouge ou l'ocre. Comme minéraux accidentels, nous citerons l'or, la topaze, le diamant, le rutile. Cette roche forme dans la province de Minas Geraes au Brésil un manteau superficiel très-étendu.

c. Le *haselgebirge*, argile remplie de fragments de sel gemme et de fragments des roches voisines; elle accompagne le sel gemme dans les Alpes du nord.

d. Les *brèches osseuses*, fragments de calcaire avec débris de coquilles et surtout d'os et de dents de vertébrés reliés par un ciment ferrugineux, argilo-sableux ou sablo-calcaire plus ou moins résistant. On trouve de ces brèches d'ossements de rhinocéros, de chevaux, de cerfs, par exemple, dans les fentes des montagnes calcaires de la Méditerranée, ceux de l'Ursus spelæus, de l'Hyena spelæa, principalement dans les cavernes comme celle de Muggendorf, dans la grotte d'Adelsberg et beaucoup d'autres. Enfin les brèches avec ossements de reptiles et de poissons forment le *bonebed*, couche puissante de quelques centimètres seulement, à la limite entre le Keuper et le Lias.

La seconde espèce de brèche est formée de fragments à angles vifs, soudés par un élément éruptif cristallin. Ces fragments de roches peuvent avoir deux origines : ou bien, ils sont arrachés de la roche voisine par le passage de la masse éruptive, et forment, par conséquent, en son sein, des inclusions étrangères ; ou bien, ils sont détachés de la surface déjà solidifiée de la masse éruptive par la matière fluide qui coule ensuite. Dans ce dernier cas, les fragments et la substance qui les unit sont identiques ou diffèrent par la grosseur des grains qui les forment. On trouve souvent des brèches de la première espèce à la limite du granite (Reizenstein dans le Fichtelgebirge), du felsitporphyre (Wendisheim en Saxe), de la syénite (Marquette au lac Supérieur), du basalte (Salesl en Bohême). Les brèches dans lesquelles le ciment et les fragments ont la même composition sont principalement connues chez les felsitporphyres (Friedrichroda et Oberhof en Thuringer-Wald, Viedeck dans les Vosges) et les diabases (Voigtland, Thuringe, Harz).

Les brèches, à quelque catégorie qu'elles appartiennent, ne prennent qu'une part restreinte à la formation de la croûte solide de la terre.

3. Famille. — **Roches argileuses**

Les roches limoneuses et argileuses ont un aspect terreux, homogène, et sont formées de grains fins et de petites écailles produits de l'altération, principalement, de roches riches en feldspath.

73. **Kaolin.** — C'est une roche formée de particules très-fines semblables à de la poussière, mais très-souvent aussi de petits cristaux microscopiques hexagonaux à éclat nacré; elle est friable, tachante d'ordinaire; sa couleur prédominante est le blanc, mais elle peut être jaunâtre ou rougeâtre. A son état le plus pur, le kaolin est un silicate double d'alumine avec deux atomes d'eau. Il contient alors 47,05 d'acide silicique, 39,21 d'argile, 13,74 d'eau. Cette composition est sujette cependant à de grandes variations. D'ordinaire, le kaolin est mêlé de petites lamelles de mica et de grains de quarz.

Le kaolin résulte de l'altération de feldspaths : les granites, les gneiss et les porphyres ont fourni les éléments de cette roche, et les régions où on les trouve sont aussi celles où l'on rencontre le kaolin (Carlsbad en Bohême, Schnuberg en Saxe, environs de Halle et Altenburg).

74. **Argile, lehm, loëss.** — L'argile (*pelite*) est une roche terreuse, douce au toucher, friable, happant à la langue à l'état sec, plastique lorsqu'elle est humectée, de couleur blanche, jaunâtre, grisâtre, verdâtre, brune ou bleue. Les argiles sont des silicates d'alumine hydratés qui contiennent des traces de carbonates de chaux, de magnésie et de fer; elles

sont le produit d'altération de roches feldspathiques. Parmi leurs minéraux accidentels il faut citer les cristaux et groupements de cristaux de pyrite et de gypse; il n'est pas rare qu'elles enferment des concrétions de sphérosidérite, de mine de fer argileuse, de marne calcaire, et très-souvent elles contiennent des restes organiques bien conservés. Depuis l'époque où l'argile s'est déposée, elle s'est solidifiée et a pris une structure schisteuse par suite de la pression exercée par les roches sus-jacentes (argile schisteuse). Les principales variétés de l'argile sont :

a. *L'argile à potier :* la variété la plus pure, blanche, gris-bleu clair, très-plastique; la cuisson la colore en rouge.

b. *Argile ferrugineuse* et *micacée :* contenu en oxyde de fer important; jaune ou rouge-brun; elle peut contenir une grande quantité de mica.

c. *Argile bitumineuse :* gris sombre ou noire; se décolore en brûlant.

d. *Argile salifère :* bitumineuse, imprégnée de chlorure de sodium; accompagne le sel gemme.

e. *Argile alunifère :* bitumineuse, imprégnée de particules de pyrite.

f. *Argile à septaria :* riche en concrétions calcaires et marneuses.

g. *Argile basaltique* (Wackenthon, voy. p. 88) : le produit définitif de l'altération du basalte; elle est formée essentiellement de silicate d'alumine hydraté et doit être considérée comme le résidu du basalte auquel ont été enlevés, par l'action de l'eau chargée d'acide carbonique, la potasse, la soude, la chaux et une partie de l'oxyde de fer et de l'acide silicique.

h. *Terre à foulon* (fuller's earth, walkerde) : roche terreuse, d'aspect argileux, un peu grasse, non plastique, mais s'émiettant dans l'eau, de couleur vert jaunâtre ou olivâtre. C'est aussi un silicate d'alumine hydraté qui contient toujours un peu de magnésie et, presque constamment, un peu de chaux et d'oxyde de fer. Elle provient de l'altération de la diabase et du gabbro, et est surtout développée en Saxe (Rosswein), en Steyermark, en Angleterre (où elle forme un membre important de la formation jurassique).

Les argiles sont principalement développées dans les formations les plus récentes du jurassique. D'après leur disposition en systèmes de couches comme d'après leurs fossiles, on les a désignées par des noms particuliers (ex. argiles du Weald).

Lorsque l'argile est mêlée de sable quarzeux fin et de lamelles de mica ou d'un peu de fer, elle perd sa plasticité, devient rude, sèche au toucher et passe au *lehm*. Certaines pelites ne sont pas argileuses, mais elles sont formées de poudre de quarz extrêmement fine. On les a appelées *pelites quarzeuses* ou loëss sableux (Lössand). Elles ne sont pas plastiques, s'émiettent dans l'eau et tachent à la manière de la farine. Si elles contiennent de la chaux et offrent des concrétions calcaires (poupées,

têtes de chat), des gastéropodes terrestres et des restes de mammifères, on leur donne le nom de loëss. Le lehm, le loëss et la pelite forment de puissants dépôts superficiels sur les pentes des montagnes, sur les plateaux et dans les vallées; — le loëss se rencontre surtout dans les vallées du Rhin et du Danube.

En certains points, les argiles par suite de la carbonisation ou par l'action d'éruptions basaltiques sont cuites et effritées, métamorphosées en roches toutes particulières appelées *jaspe basaltique* et *jaspe porcelainé.* Elles sont assez dures, à cassure conchoïdale, à éclat gras peu marqué, de couleur grise ou rouge, quelquefois rayée ou panachée (Duttweiler près Sarrebrük, Siebengebirge, Zwickau, Tepliz, Bilin).

On peut joindre ici en appendice le *tschernose*. C'est une sorte de minerai de fer noir, fin, contenant 6 à 10 pour 100 de substance organique, qui a une extension considérable dans la Russie centrale et sud, en Sibérie, de même que dans les Prairies du sud de l'Amérique du Nord, ou, par places, il atteint à une puissance de 7 mètres.

75. **Argile schisteuse.** — L'argile schisteuse est une roche tendre, schisteuse formée d'argile durcie, de petites écailles de mica et du quarz pulvérisé. L'observation microscopique nous montre que, en outre des éléments finiment pulvérisés et arrondis, il y a des éléments cristallins, produits de ségrégation (microlithes de hornblende, écailles de mica potassique, fragments de quarz, lamelles de mica, auprès desquels une masse fondamentale joue un rôle important dans la composition de la roche). Les argiles schisteuses varient d'ordinaire pour la couleur du gris au noir; il n'est pas rare qu'elles soient riches en restes végétanx et animaux. La pyrite aussi n'est pas rare comme minéral accidentel. On appelle *schieferletten* celles qui sont rouges et brunes et *schistes bitumineux* celles qui sont imprégnées de bitume.

Les argiles schisteuses sont nettement stratifiées et alternent avec le calcaire, le grès, la marne, etc. Elles atteignent un développement important dans les formations calcaire, liasique, wealdienne et tertiaire, tandis que les schieferletten se rencontrent principalement dans le Rothliegend et le grès bigarré.

76. **Schistes argileux.** — C'est une roche argileuse dure, nettement schisteuse, de couleur d'ordinaire grise ou noire due à une petite quantité de charbon, quelquefois colorée en jaune, en vert, en rouge par l'oxyde de fer, à cassure matte, homogène, d'apparence non cristalline. Elle contient très-fréquemment, avec des cristaux de pyrite et des concrétions, des nids de quarz, des noyaux calcaires, et enfin des restes organiques. L'observation microscopique de schistes argileux siluriens et dévoniens a montré qu'ils ne se composaient pas, comme on l'avait cru jusqu'alors, uni-

quement d'éléments fragmentaires et pélitiques, et qu'ils n'étaient pas simplement une poussière fine durcie, mais qu'ils contenaient encore des parties *cristallines* et *cristallisées*, lesquelles souvent même jouaient le rôle le plus important. Ces parties constituantes microcristallines sont : de petites aiguilles brun jaunâtre, apparemment de hornblende, toutes disposées parallèlement au plan de stratification ; — des lamelles de mica verdâtres ou jaunâtres ; — des écailles de calcaire lamellaire ; — des grains de quarz ovales ou ronds avec de nombreuses inclusions liquides. Le bord des ségrégations de quarz se fond dans la masse environnante ; autour d'elles il y a quelquefois, disposées radialement, des lamelles délicates de mica.

La composition chimique des schistes argileux est variable ; la moyenne d'un grand nombre d'analyses donne les chiffres suivants : acide silicique, 59,00 ; argile, 20,00 ; oxyde de fer, 7,40 ; magnésie, 2,80 ; chaux, 1,60 ; potasse, 3,50 ; soude, 1,10 ; perte (bitume et eau), 4,00.

A côté des schistes argileux ordinaires, riches en minéraux accessoires, moins régulièrement schisteux, on distingue les variétés suivantes :

a. Les *schistes ardoisiers* et *ardoises en tables* (Dach et Tafelschiefer), la plus pure variété des schistes argileux, la plus régulièrement schisteuse, qui se laisse aisément diviser en fines lames, les premières de couleur grise, les autres noires (Saint-Goar sur le Rhin, Lehesten dans le Thuringerwald, Goslar dans le Harz).

b. Les *ardoises à écrire* (griffelschiefer) : pures, solides, qui par suite de l'apparition d'une fausse schistosité se laissent partager en baguettes en forme de crayon (Sonneberg en Thuringe).

c. La *coticule* (wetzschiefer) : gris jaunâtre ou verdâtre, homogène, pénétrée d'acide silicique (Ardennes).

d. Les *schistes graphiques* (zeichnenschiefer), finement terreux, tendres, doux au toucher, noirs, très-riches en carbone (Haselbach dans le Thuringerwald).

e. *Schistes alunifères*. Schistes imprégnés de substances carbonées et de pyrite, noirs ; le carbone se montre quelquefois sous la forme d'anthracite revêtant les fentes et cavités de la roche. De l'altération de la pyrite se forment le vitriol de fer et l'alun (Reichenbach en Voigtland).

f. *Schistes grauwacke* et *grauwacke compacte* (voy. p. 110) : variété de grauwacke extrêmement fine ou compacte, schisteuse, quelquefois riche en mica, quelquefois complétement semblable aux schistes argileux.

Les schistes argileux sont nettement stratifiés ; ils alternent avec les schistes siliceux, les calcaires, les grès, les grauwackes, et se rencontrent

principalement dans le silurien, le dévonien, quelquefois aussi dans le carbonifère, mais seulement par exception dans les formations plus jeunes. Son plan de schistosité ne correspond pas toujours à sa stratification, mais elle entrecoupe celle-ci d'une manière indépendante, phénomène qui a été considéré comme une schistosité fausse ou transversale.

L'argile, les schistes argileux, les ardoises argileuses et le micaschiste argileux passent l'un à l'autre et se laissent seulement caractériser dans leurs extrêmes. Le micaschiste argileux véritable (thonglimmerschiefer) est nettement cristallin; il enferme de nombreux minéraux accidentels, et appartient principalement aux formations schisteuses primitives du huronien. Les schistes argileux ont une cassure matte ; ils sont durs, nettement schisteux et, très-communément, ont une fausse schistosité; ils sont souvent riches en pétrifications, ne contiennent que peu de minéraux accessoires et appartiennent surtout aux formations anciennes; les argiles schisteuses, douces ou tendres, sont des formations moyennes ou récentes.

4. Famille. — **Tufs**

Les tufs sont quelquefois des amas de boue volcanique durcie, quelquefois des formations volcaniques sous-marines, des roches fragmentaires, composées de cendres, de sables et de lapilli, soudées entre elles, stratifiées et quelquefois fortement altérées par l'influence de l'eau.

77. **Tuf porphyrique.** — C'est une roche compacte, terreuse dans sa coupe, quelquefois cellulaire, très-variable dans sa couleur, provenant de porphyre ou de felsit boueux. Il n'est pas rare qu'elle renferme des grains cristallins de quarz, des cristaux de feldspath ou des lamelles de mica, quelquefois des fragments de porphyre (passant ainsi aux brèches), et enfin des fossiles végétaux, surtout de troncs d'arbres silicifiés. Sa composition chimique moyenne est très-semblable à celle du felsitporphyre : acide silicique, 77,00; argile, 12,60; oxyde de fer, 2,60; potasse, 4,500; soude, 1,00; chaux, magnésie et tracesd'eau. Les tufs porphyriques sont quelquefois très-nettement stratifiés; ils se montrent, par exemple, dans le bassin des monts Métalliques, au bord nord-ouest des montagnes granulitiques, comme membre du Rothliegend inférieur, en rapport avec les porphyres; de même près Rednitz en Bohême et près Dohlen, non loin de Dresde. Quelquefois, les tufs porphyriques forment des sortes de collines de 100 pieds et plus de puissance, comme le Zeisigwald près Chemnitz et la montagne de Rochlitz.

78. **Tuf diabasique** (grünsteintuff). Le tuf diabasique est un agrégat

compacte de débris de diabase fins, sableux ou pulvérulents, dont la couleur est d'ordinaire le vert sale, et qui est imprégné de carbonate de chaux. Les tufs diabasiques sont souvent schisteux, et il n'est pas rare qu'ils contiennent des débris organiques (comme ceux de Planschwitz en Saxe, qui appartiennent au dévonien). Très-souvent ils passent à la grauwacke schisteuse en se chargeant de matières argileuses sédimentaires, et ils forment dans le Voigtland saxon, dans la Franconie, dans le Devonshire, entre les roches siluriennes et dévoniennes, de puissants dépôts étroitement liés aux vraies diabases. Dans le Tyrol du sud, les débris de porphyre augitique en fines granulations, forment une suite régulière de minces couches de tuf qui ont l'aspect de grès noirs, tantôt compactes, tantôt spongieux et qui sont intercalés dans les couches du trias supérieur.

79. **Schalstein** (*Roche à texture écailleuse*). — C'est un tuf diabasique schisteux imprégné de carbonate de chaux et mélangé de boue calcaire et argileuse. Sa masse fondamentale est finement terreuse, schisteuse, verte, grise, jaunâtre ou rougeâtre, ou bigarrée, imprégnée entièrement de carbonate de chaux et quelquefois d'écailles de chlorite. Elle renferme des fragments de schistes argileux, de rares cristaux et grains de feldspath, et des grains, des nids, des fragments de spath calcaire. Quand ceux-ci se détruisent, il reste une roche spongieuse (Blattersteinschiefer). La composition chimique moyenne du schalstein est la suivante : acide silicique 34,10; argile 13,10; oxyde de fer 8,20; magnésie 1,60; potasse 2,40; soude 2,80; carbonate de chaux, magnésie, oxyde de manganèse 33 à 34,00; eau 3,10; traces d'acide phosphorique; poids spécifique 2,6 à 2,8. On peut distinguer les variétés suivantes :

a. *Schalstein normal.*

b. *Schalstein amygdaloïde*, avec beaucoup de grains, noyaux et lentilles de spath calcaire.

c. *Schalstein brèche* traversé de veines de calcaire spathique en réseau selon lesquelles la masse fondamentale se partage en fragments anguleux.

d. *Conglomérat de schalstein.*

e. *Schalstein porphyrique* avec des cristaux de labrador disséminés.

Les *schalsteins* sont dans les plus étroits rapports, d'un côté avec les diabases, d'un autre côté avec les roches dévoniennes vraiment sédimentaires et ils forment le passage entre ces deux sortes de roches. Certains *schalsteins* du Nassau fournissent des fossiles dévoniens. Les schalsteins sont intercalés principalement dans le dévonien du Nassau, du Harz et dans le silurien de Bohême.

80. **Tufs des roches trachytiques et basaltiques.** — a. *Tuf trachytique* tantôt spongieux, compacte et dur, formé de matière trachytique réduite

en petits fragments, quelquefois altérée, tantôt de consistance terreuse, tantôt grenu, gréseux ou semblable à une fine brèche, de couleur gris ou jaunâtre clair. Il n'est pas rare que la massse enferme des cristaux de sanidine, de hornblende et de magnétite ou des fragments de roches étrangères. Le tuf trachytique contient aussi quelquefois des restes végétaux et en outre des veines, des nids et des fragments d'opale (près Kaschau, en Hongrie). En se chargeant de galets trachytiques, il passe au conglomérat trachytique.

Les principales localités du tuf trachytique sont le Plateau central, le Siebengebirge, les monts Euganéens, les environs de Schemnitz, en Hongrie.

b. *Tuf phonolitique*, tuf de couleur blanche ou gris-brun formé de matière phonolitique réduite en petits fragments, qui possède une consistance terreuse, friable et enferme communément des fragments altérés de phonolithe ou des cristaux d'augite, de hornblende, de sanidine, de mica, et enfin des morceaux de roches étrangères. En se chargeant de débris arrondis de phonolithe, il devient un conglomérat trachytique. Dans le Hegau, près Teplitz.

c. *Tuf pumicitique* et *trass*. Agrégat de couleur blanche, jaune ou grise, terreux ou compacte, rude au toucher, formé de particules de pierre ponce pulvérisée, renfermant souvent des fragments de trachyte et de pierre ponce, des lamelles de mica, des cristaux de sanidine et de grenat et étroitement lié au conglomérat pumicitique [étang de Laach, Schemnitz en Hongrie, en Auvergne, environs de Naples (pouzzolane et tuf du Pausilippe), à Ténériffe (Tosca)]. Une variété locale du tuf pumicitique qui se trouve dans les vallées des environs de l'étang de Laach (Brohl et Nette), où elle forme des amas puissants, est le *trass* (duckstein). C'est une roche gris jaunâtre, terreuse, qui contient des fragments de pierre ponce, de grauwacke, de schistes argileux, de basalte, de lave, des cristaux de sanidine, d'augite, de hornblende, de mica, de haüyne, et aussi des troncs d'arbres carbonisés. Le trass est employé à la fabrication du mortier hydraulique.

d. *Alunite*. Tuf pumicitique ou trachytique de couleur blanche ou jaunâtre terreux, imprégné d'alunite en fins granules et en petits cristaux ou traversé par des filons ou des fragments du même minéral. Auvergne, Tokai en Hongrie, Tolfa en Italie.

e. *Tuf basaltique* compacte ou terreux, de couleur gris-brun sale, formé de matière basaltique assez altérée, finement pulvérisée. Il enferme des fragments de basalte, et, en outre, des cristaux d'olivine, d'augite, de hornblende, de mica et de magnétite avec des veines et des nids de calcaire spathique d'aragonite et de zéolithes. Il contient enfin

des restes organiques. Le tuf basaltique est lié au conglomérat basaltique qu'il accompagne ; il alterne avec des nappes de basalte, quelquefois comme membre de la formation carbonifère, il se rencontre au Vogelsgebirge, dans le nord de la Bohême, dans le Habichts-Wald, près Cassel.

f. *Peperino.* Tuf de couleur gris-brun, finement terreux, tendre, contenant de nombreux cristaux de mica, d'augite, de leucite, de magnétite et des fragments anguleux de calcaire blanc, grenu, de basalte et de leucitophyre. Le peperino forme un amas puissant, stratifié, dans les monts Albains et les environs.

g. *Tuf palagonitique.* Tuf basaltique brun, stratifié, qui enferme de nombreuses particules anguleuses et des fragments de palagonite de couleur brune ou jaune rappelant la colophane par leur aspect, qui prédominent quelquefois et peuvent même devenir l'unique partie constituante de la roche (Palagonitfels). Cette variété du tuf basaltique est vraisemblablement due à une transformation pendant une submersion prolongée. Le tuf palagonitique est extrêmement répandu en Islande, en Sicile, aux îles Canaries, aux Gallapagos. On le trouve aussi dans l'Eifel, dans le Habichtswald, en Nassau.

b. *Tuf leucitique* : gris jaunâtre sombre, masse fondamentale finiment grenue, qui renferme de la leucite d'un blanc de neige, des cristaux d'augite, de mica, de sanidine et des fragments de phonolithe noséanique et de schistes dévoniens. Environs de l'étang de Laach.

ESCOLA NACIONAL DE ENGENHARIA - BIBLIOTECA

TROISIÈME PARTIE

GÉOLOGIE DYNAMIQUE

La géologique dynamique est la science des forces par lesquelles les éléments des roches et la disposition de la surface de la terre ont acquis leur état actuel et se modifient encore aujourd'hui ; elle est l'étude des agents à l'aide desquels s'est accomplie l'évolution de la terre. Les principaux de ces agents sont les volcans, l'air atmosphérique, les eaux et les organismes vivants. La longue durée des périodes géologiques est toutefois le principal facteur de leur activité.

VULCANISME

Par vulcanisme, nous comprenons la somme de tous les phénomènes déterminés à la surface de la terre par la masse centrale en ignition, en d'autres termes, toutes les réactions de l'intérieur de notre planète sur son écorce et sa surface.

Le vulcanisme ne se manifeste pas seulement par des *éruptions de matières fondues*, de *masses rocheuses* projetées par des explosions ou par des courants de vapeur, de gaz et d'eau chaude ; par les *mofettes*, les *fumerolles*, les *solfatares* et les *geysers ;* mais aussi, et le plus souvent, par des *tremblements* de terre, par les *changements de niveau* qui affectent de *grandes régions* et *même des continents*, et enfin par les *soulèvements* plus ou moins lents de contrées isolées pour former les *montagnes*.

1. — VOLCANS ET LEUR ACTION

§ 1. **Définition d'un volcan.** — Un volcan est une montagne ou une colline à pentes douces ou escarpées, qui est ou a été en communication

par un canal avec l'intérieur de la terre, et sert ou a servi à l'issue de substances gazeuses ou solides, mais surtout de matières en ignition.

D'après leur structure et leur mode de formation, on distingue, deux sortes de volcans : ceux qui sont *homogènes* et ceux qui sont *stratifiés*. Si la matière en ignition s'échappe par des fentes de l'intérieur de la terre pour s'épancher à la surface, et vient ainsi en conflit avec les eaux enserrées dans ces fentes, il se forme un volcan stratifié par l'accumulation des cendres et lapilli qui proviennent des explosions. Si, au contraire, la masse fluide s'élève sans rencontrer de veines liquides importantes, elle s'amasse à la surface de la terre en volcans homogènes campaniformes, ou bien elle s'étale comme un manteau.

a. Volcans stratifiés

Les volcans stratifiés sont formés de couches plus ou moins régulières dues à des éruptions de matières solides ou au débordement de masses fluides, en pente du centre à la périphérie, et partant d'un axe que représente le canal en communication avec l'intérieur de la terre.

La forme de la plupart des volcans stratifiés est celle d'un cône plus ou moins fortement tronqué, creusé à son sommet. Par suite de son mode d'origine, la forme d'un volcan stratifié subit de continuelles modifications, et chaque éruption peut déterminer un changement complet de son contour. Les dimensions d'un volcan sont aussi peu constantes ; une activité continue, modérée, augmente en général la hauteur de la montagne par l'accumulation des produits volcaniques ; les éruptions violentes la détruisent le plus souvent en partie. Ainsi, dans ces dernières quarante années, le Vésuve s'est exhaussé d'environ 150 mètres, et l'Hécla, en 1845, a perdu environ 150 mètres de sa hauteur. En général, toutefois, la hauteur des divers volcans oscille dans les mêmes limites que celle des montagnes non volcaniques. Quelques volcans appartiennent aux plus hautes cimes du globe : le Cotopaxi atteint 17 650 pieds ; l'Etna, 10 200 ; le pic de Ténériffe 11 438, tandis que d'autres s'élèvent à peine à une hauteur de 50 mètres au-dessus du point où ils prennent naissance.

La partie d'un volcan la plus intéressante à considérer est le canal qui le met en communication avec l'intérieur de la terre et par lequel se font les éruptions. Ce canal n'est ouvert qu'à l'instant de l'activité volcanique ; dans les volcans éteints ou pendant les périodes de repos des volcans actifs, il est fermé par de la lave solidifiée. Son ouverture supérieure, élargie en forme d'entonnoir ou de cuve, s'appelle le *cratère*, on en distingue le bord, les parois et le fond. Beaucoup de volcans possèdent en outre un second cratère principal, d'ordinaire central, mais quelque-

fois aussi situé sur les pentes, ou bien de nombreux cratères accessoires disposés radialement avec des cônes propres parasites. Ainsi le pic de Ténériffe et le mont Loa ont deux cratères principaux, l'Etna possède 700 et le Vésuve 30 cratères plus petits. Quelques-uns des volcans stratifiés les plus élevés manquent de cratère propre; leurs éruptions ont lieu par des fentes qui se produisent sur les flancs du cône (Ararat, Antisana dans l'Amérique du Sud, etc.). Les dimensions des cratères sont extrêmement inégales; il en est qui sont simplement de faibles dépressions au sommet du volcan; d'autres forment des bassins de 3000, 5000 et 6000 mètres de diamètre, et, entre ces extrêmes, on peut observer tous les degrés. Le cratère du Stromboli mesure 670 mètres; celui du Vésuve, 620; celui de l'Etna, 700 environ; celui du Popocatepetl, 1700; celui de Kilauea (Hawaï), environ 5400 mètres de diamètre.

§ 2. **Matière formant les cônes volcaniques et division des volcans d'après les produits qu'ils rejettent.** — La matière qui forme les cônes volcaniques est celle qui est rejetée pendant l'éruption et qui forme les courants, les strates, ou qui s'amasse dans l'intérieur du cratère, et se déverse ensuite circulairement pour s'accumuler autour du volcan et former plus ou moins vite une montagne. Les volcans ont été classés selon que la lave, le tuf ou les débris et sables volcaniques ont pris part à leur formation isolément ou tous ensemble.

Les *cônes* formés de *lave* doivent leur origine à la masse rocheuse, fondue, peu épaisse, qui a coulé du cratère et qui s'est étendue tout autour en un plan peu incliné. Ce mode de formation détermine des cratères très-plats, à pentes inclinées d'ordinaire de 3 à 10 degrés seulement, formés de couches de lave en nombre correspondant à celui des éruptions, peu inclinées, presque horizontales. Les grands volcans des îles Sandwich, le mont Loa et le mont Kea, l'un et l'autre élevés de 4350 mètres, sont de semblables cônes de laves à pentes de 6 à 8 degrés; de sorte que le

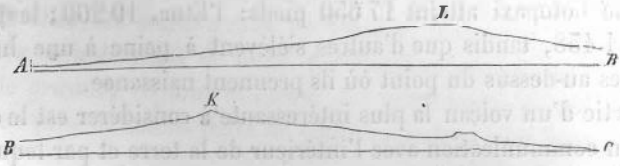


Fig. 23. — Coupe des monts Loa et Rea (Hawaï).

mont Loa, à 600 mètres au-dessous de son sommet, a un diamètre de 4 milles allemandes. Les parois de ces deux cratères, dont un latéral (le Kilauea), tient le second rang pour ses dimensions parmi les volcans de la terre, présentent deux terrasses perpendiculaires formées de bancs de lave

horizontaux. — Ces laves appartiennent aux roches trachytiques ou aux roches basaltiques.

Mais les cônes de laves formés par les débordements successifs du cratère ne sont pas toujours aussi réguliers, aussi unis. Certaines laves, au

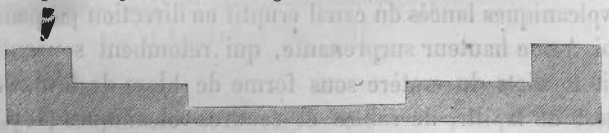


Fig. 24. — Coupe du Kilauea en 1840.
Le plus grand diamètre est de 5,400 mètres, la profondeur est de 200 à 300 mètres.

contraire, sont si visqueuses et se solidifient avec tant de rapidité, qu'elles forment des masses très-escarpées sur les pentes desquelles les courants se solidifient en route, en formant des strates dont l'inclinaison est de 20, 30 degrés et plus.

Les *cônes de tuf* sont formés de masses de tuf pétries comme du mortier, ou de lapilli, de sables et de cendres mêlés d'eau chaude, rejetés par le canal d'éruption. Ils s'amassent d'abord en formant une sorte de mur autour de lui, et plus tard ils s'échappent comme des courants au-dessus des bords du cratère ainsi formés. A cause de l'état sous lequel elles se présentent, ces sortes d'éjections volcaniques ont besoin d'une plus grande pente de la couche sous-jacente, dans leur mouvement de progression, que les cônes que nous venons d'étudier. Elles forment donc des couches inclinées de 15 à 30 degrés. L'intérieur du cratère, dans ces volcans, est formé de semblables couches de tuf inclinées vers le canal d'éruption. Des volcans semblables résultent principalement des éruptions latérales de grands volcans situés à proximité de la mer.

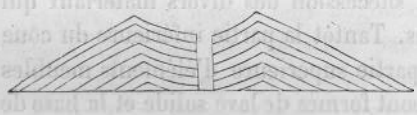


Fig. 25. — Coupe d'un cône de tuf.

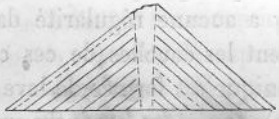


Fig. 26. — Coupe d'un cône de débris.
(Ile de l'Assomption.)

La structure des cônes de *cendres* est semblable. Chez ceux-ci, l'inclinaison vers le centre des couches internes est due à ce que, à la fin de l'éruption, les explosions qui amènent les cendres diminuent de puissance ; celles-ci retombent dans le cratère en roulant sur les pentes internes et peuvent le combler. Enfin, les cônes de sables et cendres volcaniques acquièrent la structure stratifiée lorsque leurs premiers produits tombent à quelque distance du canal d'éruption, en formant un banc circulaire sur lequel se déposent de nouveaux produits volcaniques en

manière de couches superposées, qui nécessairement ont deux pentes : l'une vers l'extérieur, l'autre vers l'intérieur. Le cap Misène, près de Naples, montre un bel exemple de ce mode de formation.

Les *cônes* formés de *débris* (Schuttkegel) sont dus à l'accumulation de produits volcaniques lancés du canal éruptif en direction perpendiculaire, quelquefois à une hauteur surprenante, qui retombent souvent dans les environs immédiats du cratère sous forme de blocs de lave, de bombes volcaniques, de lapilli, de sables et cendres volcaniques (voy. p. 116). Ces éléments forment des couches grossières ou fines, alternantes. Les fragments qui retombent s'amassent, avec le temps, pour former des cônes dont les couches ont une inclinaison de 35 à 45 degrés et dont les cratères sont étroits et escarpés (fig. 26). Les cônes de débris, dans les premiers temps de leur formation, sont noirs, mais ils prennent par degrés une coloration brun-rouge par suite de l'oxydation de l'oxydule de fer qu'ils contiennent.

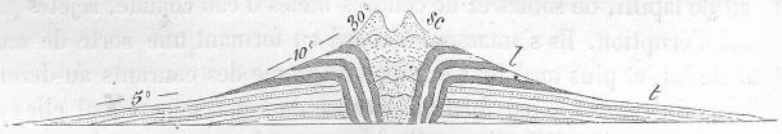


Fig. 27. — Cône formé des matières volcaniques mélangées.
t, cône de tuf; *l*, cône de lave; *sc*, cône de cendres et de scories.

Les *cônes* formés de matières volcaniques *mélangées* sont dus à des courants de lave et à des couches de déjections meubles plus ou moins puissants, stratifiés, qui peuvent être traversés de filons de lave. Ces filons de lave perpendiculaires remplissent en partie des fentes rayonnant du cratère qui, quelquefois, atteignent plusieurs centaines de mètres de long. Il n'y a aucune régularité dans la succession des divers matériaux qui forment les couches de ces cratères. Tantôt la partie inférieure du cône volcanique est formée de lave et sa partie supérieure d'éléments meubles (Etna); tantôt les bords du cratère sont formés de lave solide et la base de la montagne est composée d'éléments volcaniques meubles. C'est à cette classe qu'appartiennent la plupart des volcans, comme le Vésuve, l'Etna, les volcans de la région du Laach.

§ 3. **Cratères ouverts par des courants de lave; montagnes volcaniques formées de laves.** — La régularité des cratères et la forme normalement conique de ces volcans stratifiés subissent très-souvent une modification essentielle lorsque la lave arrivant dans le cratère et se cherchant une voie, arrache ou fond un de ses côtés et se précipite en un courant par la solution de continuité qu'elle a déterminée. C'est ainsi que se sont formés les cratères d'éruption ouverts d'un côté, figurant un fer à cheval, du

centre desquels partent des courants de lave souvent très-importants. L'île d'Ischia nous en présente un exemple : un courant de lave puissant, l'Arso, est sorti d'un cratère en fer à cheval, relativement petit et formé de déjections. C'est ce qui se répète dans la région du Laach, au Bausenberg, Hochsimmer, etc., dans de nombreux cratères parasites de l'Etna et dans beaucoup de volcans d'Auvergne (fig. 28).

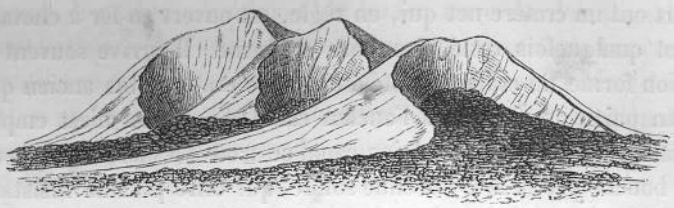


Fig. 28. — Les puys Noirs, Solas et de la Vache, en Auvergne, avec le cratère ouvert en fer à cheval par les courants de lave.

Beaucoup des volcans stratifiés décrits au paragraphe précédent, principalement ceux qui sont formés de cendres, de débris ou de divers matériaux mélangés, sont le produit d'une seule éruption, souvent de peu de jours de durée; ils n'en possèdent pas moins des dimensions assez importantes, comme par exemple le Monte Nuovo près Naples, haut de 428 pieds, formé en deux jours seulement. C'est par la répétition d'éruptions semblables que se sont formées progressivement des montagnes volcaniques aussi puissantes que l'Etna.

Les causes qui agissent dans la formation de ces montagnes volcaniques composées sont : 1° des éruptions répétées de masses considérables de fragments grossiers, sables, cendres, lapilli, qui déterminent non-seulement l'accroissement en hauteur du cône et l'élévation des bords du cratère, mais encore leur augmentation en solidité. Ces éruptions peuvent d'ailleurs être séparées par de longues périodes de repos; 2° des épanchements répétés de lave qui s'amasse aux points les plus bas des bords du cratère et forme des couches cohérentes et des courants qui se croisent ou se recouvrent en certains points, et qui peuvent ensuite être recouverts par des déjections meubles; 3° la formation de fentes radiales, dans lesquelles la lave est poussée du canal d'éruption, formant ainsi des sortes de filons qui donnent de la solidité au cône de cendres ou de fragments éruptifs; 4° l'éruption latérale de lave et la formation de cônes de fragments au pied ou sur les pentes du volcan plus ancien et plus élevé (cônes parasites), par suite du crevassement de ses parois. Dans les montagnes volcaniques élevées, la lave poussée dans le canal d'éruption n'atteint point le sommet du cratère; il semble plutôt que

la pression de la colonne de lave qui s'élève selon l'axe central du volcan est trop puissante pour que le cône volcanique formé de matières non cohérentes puisse la supporter. Il se produit alors dans la montagne des fentes qui rayonnent du centre et par où s'échappent les courants de vapeur, les cendres et les laves, qui forment bientôt des cônes parasites. Ils sont surtout réunis en grand nombre sur les pentes de l'Etna. Ils sont là disposés tantôt en groupes, tantôt en séries, ou disséminés sans ordre. La plupart ont un cratère net qui, en règle, est ouvert en fer à cheval, mais qui est quelquefois resté circulaire et fermé. Il arrive souvent qu'une éruption forme un cratère à côté d'un autre cratère plus ancien qu'il détruit en partie, mais jamais l'ancien canal d'éruption n'est employé de nouveau. Il semble que l'ancien canal se trouve à chaque fois complétement bouché par la lave devenue solide, qui offre plus de résistance que les autres points du cône. Le volcan tout entier se trouve ainsi traversé d'innombrables filons de lave semblables provenant de ses diverses éruptions et d'un nombre énorme de coulées que recouvrent des déjections plus récentes.

C'est par ces éruptions intermittentes répétées depuis des siècles que se sont élevés progressivement des volcans de plusieurs milliers de pieds de hauteur, avec des cônes accessoires qui se comptent par centaines.

§ 4. **Sous-sol des volcans.** — Les roches au travers desquelles se font jour les produits d'activité volcanique et sur lesquelles se forment les cônes éruptifs appartiennent aux espèces les plus diverses et sont des formations géologiques les plus différentes. Ce sont, en partie, des roches de nature éruptive et déjà rejetées du sein de la terre, en partie des roches d'origine sédimentaire et appartenant à la série des roches stratifiées. C'est sur les granites que s'élèvent les volcans de l'Auvergne et une partie du volcan de Quito; les volcans des îles Canaries reposent sur la diabase, la diorite et la porphyrite; ceux du Vivarais, du Velay, d'Elbruz, sur le gneiss, le micaschiste et le talcschiste; les volcans de l'Eifel et de l'étang de Laach sont sur les schistes paléozoïques et les grauwackes; l'Etna et les volcans de la Nouvelle-Zélande, sur les couches tertiaires.

Les rapports de position des roches stratifiées, là où elles sont traversées et recouvertes de masses volcaniques, donnent lieu à des considérations particulièrement importantes. On avait d'abord admis avec L. de Buch et A. de Humboldt que l'activité volcanique déterminait un soulèvement central des roches qui se trouvaient au voisinage du foyer de l'éruption, de manière que les couches de débris, de tufs, de cendres qui reposaient d'abord horizontalement sur les roches sédimentaires voisines, devaient leur disposition inclinée autour de la cheminée d'éruption à la force d'expansion des produits éruptifs, surtout des gaz. Mais, dans ce cas, les

roches sédimentaires formant le substratum des matières volcaniques auraient dû, nécessairement, prendre part au soulèvement, et c'est ce que l'observation n'a pas démontré. On a vu, au contraire, que la position des roches sur lesquelles reposent les cônes d'éruption n'était nullement influencée par les phénomènes volcaniques. Les quarzites et schistes de la région de Laach, comme les calcaires et schistes du mont Élie à Santorin (fig. 30), ont entièrement conservé leur situation primitive, malgré les nombreuses éruptions volcaniques qui les ont traversés. Par là seulement tomberait la théorie de l'origine par soulèvement de certains cratères et de la disposition en pentes rapides des couches volcaniques (cratères de soulèvement), si on laissait de côté l'observation du mode de formation de chacun des nouveaux cônes et le mode d'exhaussement de ceux qui existent déjà par l'amoncellement continu des déjections.

De tout ce qui vient d'être dit découlent deux résultats importants : 1° l'activité volcanique est indépendante de la constitution géognostique d'une région, sa cause en est donc indépendante aussi; 2° la disposition des couches sur lesquelles s'élèvent les volcans n'est pas altérée par les éruptions, et l'élévation centrale que forment les laves et les déjections détachées n'est pas en rapport avec la situation de ces couches.

§ 5. **Remparts circulaires, cratères ruinés.** — Les volcans prennent une apparence plus complexe quand leurs cônes d'éruption sont entourés à une distance plus ou moins grande d'un mur circulaire. Ce mur est formé de bancs de lave alternant avec des couches de tuf, de sable et de gravier et comme celles-ci inclinés vers l'extérieur, mais abrupts du côté intérieur, de sorte qu'il forme une large cuvette enfermant à son intérieur le cône d'éruption. La *Somma* est un semblable mur, conservé seulement en partie autour du cratère du Vésuve. Entre eux deux s'étend un espace uni qui est le fond de l'ancien cratère détruit, l'*Atrio del Cavallo*. C'est ainsi que le cône du pic de Ténériffe est entouré d'un plateau et celui-ci d'un cirque (paroi abrupte du volcan détruit). On ne doit considérer ces remparts volcaniques circulaires que comme des ruines d'un ancien cratère stratifié en partie détruit, au centre duquel les produits éruptifs se sont ouvert une nouvelle voie et ont construit un nouveau cône.

Que l'on se représente comme résultat d'une éruption un cône volcanique stratifié peu élevé, ayant à son sommet un cratère profond aux parois abruptes, du fond duquel s'élèvent pendant longtemps encore de la vapeur chaude et des gaz et surtout de l'ammoniaque, de l'acide sulfureux, de l'acide chlorhydrique, qui rongent, altèrent ses bords. Que l'on considère en même temps l'activité mécanique des eaux atmosphériques, qui ont une action destructive si intense sur les sommets volcaniques formés de graviers meubles et aussi sur les bords et parois du cratère déjà

dans un état d'altération avancée sous l'action des gaz. Cette double influence se fera sentir de suite sur les bords du cratère le plus immédiatement exposés, qui seront rompus et renversés; l'altération des parties supérieures des parois et de la nouvelle couronne du cratère suivra.

Ce travail de démolition sera aidé par les tremblements de terre, qui ne sont pas rares dans les environs des montagnes volcaniques. C'est ainsi que le fond d'un cratère s'exhausse par degrés pendant que ses bords

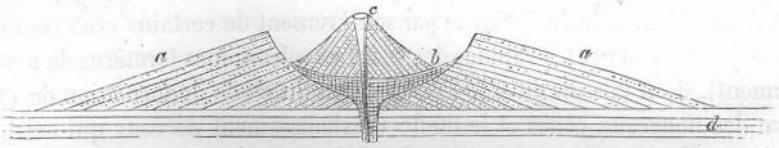


Fig. 29. — Coupe d'un ancien volcan stratifié (d'un mur circulaire) et d'un cône d'éruption plus récent dans le cratère détruit du premier.

a, ancien volcan détruit; *b*, remplissage et nivellement de son cratère par les débris des parois; *c*, nouveau cône d'éruption; *d*, couches sédimentaires sur lesquelles repose le volcan.

diminuent en hauteur et arrivent à former autour de lui une ceinture de ruines qui se détruisent de plus en plus. Finalement, le fond du cratère peut se couvrir de végétation et même de forêts, de manière que les traces du volcan disparaissent presque entièrement.

Si une nouvelle éruption a lieu par le canal d'éruption anciennement bouché d'un cratère ou dans son voisinage, ses produits s'amoncellent à l'entour, exactement de la même manière que si aucune éruption n'était encore venue bouleverser la contrée. Il se forme un cône de débris, d'où sortent des laves et des cendres : le nouveau cône volcanique s'accroît et peut quelquefois dépasser en hauteur la couronne de l'ancien cratère détruit. C'est évidemment là le cas du Vésuve. Si l'activité volcanique est suspendue pour un long temps, le deuxième cratère subit le sort du premier, qui s'est transformé en un mur circulaire autour de lui; ses bords et ses parois se détruisent et il se forme un second cratère ruiné à l'intérieur du premier. On voit deux murs circulaires en pente peu rapide vers l'extérieur, abrupts vers l'intérieur, en certains cas concentriques, dont l'un se trouve dans le large atrium de l'autre. Ce stade de la vie d'un volcan est représenté par le double anneau des monts Albains près Rome. Le même phénomène peut se répéter encore une fois, et on en connaît des exemples.

La démolition et le nivellement des cônes volcaniques sont favorisés en certains cas par l'action des eaux dirigée sur les pentes *extérieures*, qui produisent de profonds sillons rayonnant de tous côtés du sommet de certains volcans javanais, par exemple, qui courent tout le long des versants jusqu'au pied de la montagne en devenant de plus en plus larges et pro-

fonds. Comme les eaux de pluie qui tombent en averses, principalement sous les tropiques, creusent ces sillons de plus en plus, certains d'entre eux peuvent devenir des ravins si profonds, que le cratère central, primitivement fermé de toutes parts, devient largement ouvert. Le cratère et les ravins s'élargissant de plus en plus à mesure qu'ils se détruisent, il se forme comme produit définitif de ces érosions une vaste vallée encaissée, ouverte vers l'extérieur. L'île Palma, l'une des Canaries, présente cette disposition de la manière la plus frappante : la vallée d'érosion que nous venons de décrire y porte le nom de *caldera* et la fente profonde qui l'a ouverte celui de *barranco*. On a transporté ces deux noms aux phénomènes correspondants que présentent les autres volcans lorsque leur forme primitive est modifiée par l'érosion. Le mode de formation de la caldera de Palma, de l'atrium du Vésuve et du pic de Ténériffe est essentiellement le même.

§ 6. **Maare.** — Tandis que les vrais volcans stratifiés sont formés d'un cône de débris ou de lave au centre duquel est le cratère, on rencontre dans beaucoup de régions volcaniques des cratères en forme de cuves entourés d'un mur tout à fait bas de tuf et de bombes, ou même dépourvus de cette enceinte et bordés seulement d'une couronne de fragments appartenant aux roches voisines. Ces cratères n'ont jamais servi à l'éruption de laves. Ils ont d'ordinaire un contour ovale ou parfaitement circulaire et sont souvent, quoique pas toujours, remplis d'eau ; ils forment alors des lacs réguliers pourvus rarement d'écoulement ou d'affluent. On les qualifie du nom de *Maare*. On est partagé au sujet de leur mode de formation, mais on les considère le plus souvent comme dus à une explosion souterraine déterminée par l'accumulation de gaz et de vapeurs (cratères d'explosion). Ils paraissent représenter le premier stade de la formation des volcans stratifiés, car on connaît des passages entre les cônes volcaniques élevés et les cratères dépourvus d'enceinte. Les *maares* et les volcans stratifiés reliés par des intermédiaires appartiennent donc à une même série. Dans les *maares*, par suite de la formation d'une solution de continuité dans les roches du sol, il se fait des éruptions répétées de gaz et de laves : l'accumulation successive de ces produits volcaniques finit par édifier un volcan stratifié. L'Allemagne possède dans la région volcanique de l'Eifel et dans les environs de Laach un certain nombre de ces *maares*. Les plus connus sont le Pulvermaar près Gillenfeld, le Weinfelder et le Gemund près Daun, creusés dans les schistes argileux et grauwacke dévoniens. L'étang de Laach lui-même est un *maar* pour quelques-uns. Deux cratères remplis d'eau des monts Albains, le lac d'Albano et celui de Nemi, sont célèbres par leur beauté ; Java est extrêmement riche en formations analogues.

§ 7. **Volcans sous-marins et îles volcaniques.** — On peut s'attendre à rencontrer des éruptions volcaniques aussi bien au fond des mers que sur la partie exondée du globe. Ces éruptions forment naturellement des cônes, mais la plupart ne peuvent atteindre la surface de la mer, tandis que d'autres s'élèvent de beaucoup au-dessus (Vulcano, une des îles Lipari, 419 mètres, le Kosina entre Nipon et Jeso, 252 mètres), et que d'autres encore n'élèvent au-dessus du niveau de la mer que les bords de leur cratère. Dans ce dernier cas ils forment des îles volcaniques en anneaux fermés, d'ordinaire entamés en un point. Ces îles entourent un bassin circulaire ou elliptique dans le milieu duquel il n'est pas rare de voir de petites îles isolées qui représentent des cratères d'éruption plus récents. Cependant, pour la plupart, ces îles-cratères circulaires ne sont rien que les ruines d'îles volcaniques autrefois beaucoup plus élevées. On

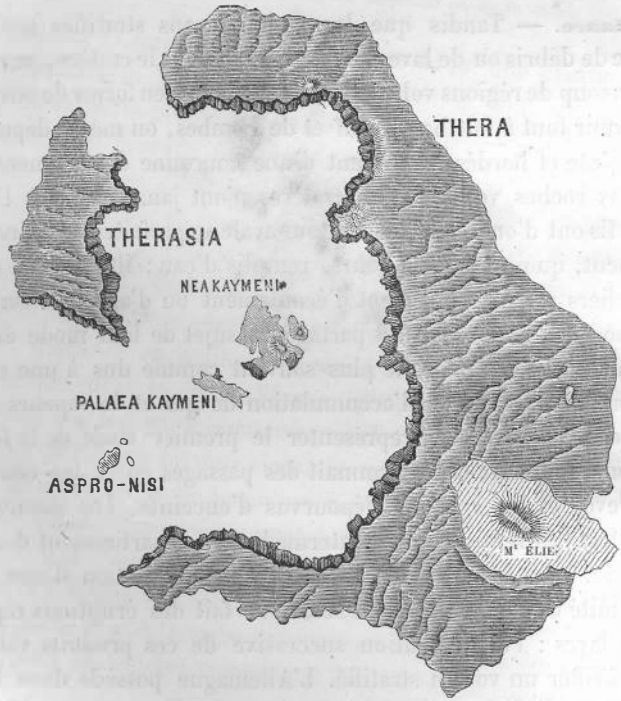


Fig. 50. — Ile volcanique de Santorin, dans l'archipel grec, en 1866.

Thera, Therasia, Aspro-nisi représentent le bord déchiré d'un cratère ruiné et sont formés, à l'exception du mont Élie, de tufs et de laves. Celui-ci est formé de schistes cristallins et de calcaires. Au centre de ce mur circulaire s'élèvent les îles Kaimeni, comme sommets de cônes éruptifs plus récents qui doivent leur origine à l'épanchement de laves très-visqueuses.

conçoit que si la démolition d'un cratère se fait, à l'intérieur d'une île volcanique, de la manière que nous avons décrite au § 5, la mer

en rompt le bord et forme une baie profonde, circulaire à l'intérieur de l'ancien cratère. Comme exemple d'île en anneau, il faut citer l'île Saint-Paul et l'île de Déception. Si maintenant l'activité volcanique se réveille dans le cratère submergé, elle détermine la formation de cônes dont les sommets correspondent aux petites îles volcaniques qui émergent au milieu de l'ancien cratère (fig. 29). C'est le cas de Santorin (fig. 30). De semblables îles-cratères sont assez fréquentes; cependant, par suite de la grande destructibilité de leurs éléments détachés, elles ne peuvent souvent résister à l'action destructive des vagues et disparaissent après une courte existence. Elles n'ont de durée que celle qu'elles reçoivent des masses solides de lave. Santorin, dans l'archipel grec, l'île de la Déception (Galles du Sud), l'île d'Amsterdam sont des exemples caractérisés de ces îles-cratères. En 1831, dans la Méditerranée, entre la Sicile et Pantellaria, on vit se former une île volcanique qui reçut le nom de Ferdinanda : par une éruption continue, elle s'éleva à une hauteur de 72 mètres, mais elle disparut au bout de six mois.

§ 8. **Liaison des volcans dans l'espace. Séries et groupes de volcans.** — Les volcans se montrent isolés ou réunis en grand nombre. Leur groupement semble montrer une certaine régularité; ils peuvent être disposés en *séries* ou rapprochés en *groupes*. On distingue donc d'après les rapports qu'ils ont entre eux dans l'espace les *volcans en séries* et les *volcans en groupes*.

Les *séries* comprennent un grand nombre de volcans disposés en ligne l'un après l'autre. Ces volcans s'élèvent comme des îles volcaniques au-dessus de la mer (Kouriles, Aléoutiennes, Antilles), ou bien on les rencontre sur le faîte de montagnes ou de plateaux dont ils forment les sommets (séries volcaniques de Quito, de Bolivie, du Mexique). Le nombre des volcans qui forment une série est très-variable : la série du Chili en compte 33; celle du Kamschatka 38; celle des Aléoutiennes 48. Il y a tout aussi peu de régularité dans l'étendue qui sépare les membres isolés d'une série. En certains cas les cônes sont si rapprochés qu'ils se touchent par leur base ; dans d'autres cas leur distance moyenne est de 6 milles (série du Chili); dans d'autres encore elle est de 12 milles (série du Mexique). La longueur des séries volcaniques oscille aussi dans de larges limites. La série du Chili s'étend sur 240 milles, celle du Pérou sur 105, celle des Aléoutiennes sur 170. Si l'on considère les volcans de la côte occidentale de l'Amérique centrale et de l'Amérique du Sud comme formant une seule série, son extension atteindrait 1000 milles. La ligne sur laquelle les volcans sont disposés est droite ou un peu courbée. La série volcanique du Chili, déjà plusieurs fois citée, est presque tout à fait droite malgré sa grande longueur; il en est de même de celle du

Mexique. Les Aléoutiennes, les Kouriles et les Petites-Antilles sont des exemples caractérisés de séries volcaniques courbes. Une particularité remarquable de ces cordons de volcans est qu'ils tournent toujours le côté convexe de l'arc qu'ils forment du côté de la mer, tandis que l'ouverture de l'arc est tournée vers la terre. Quelquefois deux de ces séries volcaniques courent parallèlement l'une à l'autre (Auvergne, terres élevées de Quito, parties occidentales de Java).

La loi de la disposition en séries des volcans n'existe pas seulement en grand, elle existe aussi en petit dans le groupement des volcans accessoires, parasites d'un cône volcanique principal, qui souvent aussi sont disposés en lignes droites. De même que ceux-ci doivent leur origine aux fentes qui sillonnent le volcan principal, ainsi la disposition régulière des volcans des grandes séries est déterminée par des fentes dans la croûte terrestre, dont les points ouverts formeront les canaux éruptifs propres du volcan. Nos vues sur la formation des continents concordent avec cette interprétation et avec la circonstance que les séries volcaniques, pour la plupart, courent parallèlement aux côtes et sont limitées au bord des continents. A la page 9 j'ai déjà dit que les deux grandes masses continentales qui comprennent la partie émergée de la terre sont partagées en une moitié nord et une moitié sud par des baies profondes et des détroits, presque à angle droit avec leur direction longitudinale. La richesse en volcans de ces districts montre qu'il ne s'agit pas là d'une séparation superficielle, mais qu'il existe des rapports entre ces baies et la formation de fentes dans la croûte terrestre : baie entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud, avec les Petites-Antilles, la série volcanique mexicaine courant est-ouest dans le prolongement de cette fente de réparation, — la Méditerranée avec les régions volcaniques des îles Lipari, de Sicile, de la péninsule italique, de l'archipel grec, de l'Asie Mineure. — la mer Rouge avec ses îles et côtes volcaniques, — la fente de séparation entre les continents australien et asiatique avec Java, les Célèbes, etc.

Les *groupes volcaniques* sont formés par la réunion de plusieurs volcans. Tantôt aucune règle appréciable ne préside au groupement, tantôt un certain nombre de volcans sont disposés radialement autour d'un *volcan central* plus important qui se distingue par sa hauteur et le nombre de ses éruptions. Ce dernier cas est assez rare : on l'observe principalement pour l'Etna et dans le groupe des îles Canaries. Dans ces dernières, le pic de Ténériffe joue le rôle de volcan principal. Les îles Galapagos, les îles Lipari fournissent des exemples de groupements irréguliers.

§ 9. **Situation des volcans stratifiés par rapport aux terres et aux mers.** — Les volcans stratifiés en activité sont à proximité des grandes

nappes d'eau : c'est là un phénomène important. Ne peut-on cependant concevoir la formation d'un volcan stratifié sans accès d'eau souterraine à la lave? La plupart des volcans stratifiés existants se trouvent dans des îles, les autres presque tous le long des côtes ; quelques-uns sont près des mers intérieures. Les volcans éteints situés à l'intérieur des continents forment une exception seulement apparente, car au temps de leur activité, la mer s'étendait jusqu'à leur voisinage ou bien ils étaient près des lacs, dont les limites ont été changées par les actions géologiques subséquentes. Ainsi les volcans de l'étang de Laach et de l'Eifel sont aujourd'hui à 33 milles des côtes de la mer ; à une période relativement peu ancienne, ils n'en étaient distants que d'un petit nombre de milles. Il en est de même des volcans éteints des Montagnes Rocheuses et des chaînes qui leur sont parallèles ; pendant les périodes tertiaire et diluvienne des baies et de larges nappes d'eau s'étendaient à leurs pieds. L'existence de plusieurs anciens lacs au voisinage des volcans du Plateau central est démontrée. Quelques vrais volcans méditerranéens se trouvent seulement à l'intérieur de l'Asie, dans la partie nord-ouest de la Mandchourie, et dans les montagnes de Thian-Schâng : ils sont aussi éloignés de la mer que possible. Ici encore on a des raisons pour admettre qu'il existait une mer intérieure asiatique post-tertiaire. A part quelques exceptions, la règle est que les volcans actifs sont toujours à proximité des grands amas d'eau. Des 139 volcans qui ont eu des éruptions depuis le milieu du siècle dernier, 98 appartiennent à des îles et 48 seulement aux continents ; de ceux-ci le plus grand nombre sont situés directement sur les côtes.

§ 10. **Répartition géographique des volcans stratifiés.**

I. — En *Europe*.

a. En *Allemagne* :

1. Régions volcaniques de l'Eifel et de l'étang de Laach ; cette dernière avec 40 cônes et des courants de lave assez importants. L'histoire ne dit rien de l'époque à laquelle ils étaient en activité.

2. Le Roderberg près Rolandseck sur le Rhin, avec un cratère peu profond de 800 mètres de circuit.

3. L'*Aspenkippel* près Giessen, cratère formé de cendres, de lapillis et de scories basaltiques (1300 mètres de circuit) avec un cône d'éruption central formé de tuf et de scories de basalte.

4. Le *Kammerbühl* près Eger, cône de scories et de débris haut de 25 mètres ; l'*Eisenbühl* près Boden, à 1 mille et demi de Eger.

5. Un petit volcan dans le sud-est de la Moravie, au Bistrizka.

6. Trois volcans sur les bords de la Silésie autrichienne.

7. Reste d'un volcan dans le Ries (Nordlingen), dans les Alpes de Souabe.

b. En *Transylvanie :*

Plusieurs cratères et cratères-lacs (maar) près *Wascharbey.*

c. En *France :*

1. La région volcanique de l'*Auvergne*, avec des volcans éteints élevés de 43 à 235 mètres.

2. La région volcanique du *Velay* et du *Vivarais ;* la première avec plus de 100 cratères, la seconde avec 6 cônes volcaniques ;

3. Les volcans avec courants de lave et formations étendues de tuf près Agrivalvos et Montpellier, le long de la côte sud.

d. En Espagne :

1. Région volcanique de la *Catalogne* avec 14 cônes nettement caractérisés qui présentent des courants de lave basaltique ;

2. Les îles *Columbretes* entre Valence et l'île Majorque.

e. En Italie :

1. Les monts *Euganéens*, petite série volcanique près Padoue ; pour la plupart cônes trachytiques et basaltiques homogènes ;

2. Les fumerolles de *Larderello*, *Lago*, *Sasso*, en Toscane (acide borique) ;

3. Les monts *Cimini*, près Viterbe, avec un cratère, couverts de lapilli ; au nord de ces monts le cratère-lac de *Bolsena ;*

4. Les monts *Albains* près Rome, deux cratères concentriques réunis : au bord du cratère intérieur appartient le mont *Cavo*, haut de 1000 mètres. En outre, les cratères-lacs de Nemi, Albano, Arricia ;

5. *Campagna*, avec quelques cratères et des courants de lave ; formations importantes de tuf ;

6. *Rocca Monfina* avec un grand cratère, dans lequel est un cône d'éruption homogène, le mont della Croce ;

7. Les *Champs phlégréens*, avec 27 cratères plus ou moins ruinés, la plupart peu nets ; les mieux conservés sont le Monte Nuovo, l'Astroni et la Solfatare ;

8. Le volcan *Vultur* (4070 pieds de haut) et le cratère *Lago di Ansanto ;*

9. Le *Vésuve* (3720 pieds de haut), conique, encore en activité, avec la Somma ;

10. L'île d'*Ischia*, avec le mont Epomeo (2368 pieds de haut), et encore 12 plus petits cônes volcaniques et cratères ; courants de lave très-importants ; sources sulfureuses chaudes et fumerolles ;

11. *Région volcanique sicilienne*, avec l'Etna (3304 mètres) ;

12. *Iles Lipari*, volcans principaux Stromboli, Vulcano et Lipari ;

13. *Pantellaria*, *Linosa* et *Lampedusa*, trois îles d'origine volcanique entre la Sicile et la côte d'Afrique ;

14. La région volcanique de *Sardaigne*, qui montre, outre des cônes en dômes, des nappes et des filons de trachyte, phonolithe et basalte, et un certain nombre de volcans stratifiés pourvus de véritables cratères.

f. Iles grecques.

Santorin, Milos, Kimolas, Polinos et Nisyros.

II. — *En Afrique.*

a. Sur le *continent :*

1. Au golfe de Guinée, le mont *Cameron ;*

2. A la côte occidentale, par 10° lat. sud, le volcan de *Zambi*, en activité ;

3. Sur la côte est, à quelques degrés sud de l'équateur, une région étendue présentant des volcans éteints, comme le Kilimandscharo, en outre le Doengo Mburo encore fumant.

b. Dans les *îles :*

1. *Madère*, avec un cratère principal, le Curral, fortement érodé ; nombreux volcans accessoires ;

2. Les îles *Canaries*, avec 7 îles volcaniques, parmi lesquelles Ténériffe, Palma et la grande Canarie. Ténériffe est un grand volcan isolé formé d'un cratère ruiné au fond duquel s'élève le pic proprement dit, haut de 11 433 pieds ; près de lui s'élèvent quelques cônes d'éruption plus petits. Palma et la grande Canarie aussi possèdent les caractères de volcans ruinés ;

3. Les *îles du Cap Vert*, 14 îles volcaniques ;

4. *Madagascar*, avec plusieurs volcans ;

5. Les îles *Bourbon* et *Maurice ;*

6. Les îles volcaniques de la mer *Rouge*, particulièrement Perim et Sebair.

III. — *En Asie.*

a. Sur le *continent :*

1. *Asie Mineure*, vaste région volcanique, avec environ 30 volcans éteints, commençant au golfe de Smyrne et traversant l'Asie Mineure en direction est-ouest ;

2. Le *Taurus* avec le Arghi-Dagh, haut de 12 195 pieds ; grands cratères principaux et nombreux cratères parasites et cônes ; courants de lave importants ;

3. Entre la mer *Noire* et la mer *Caspienne*, le Seiban-Dagh, le petit et le grand Ararat en Arménie. Ce dernier est haut de 15 465 pieds avec un énorme cratère en fer à cheval et de nombreux cratères secondaires, le plus souvent avec des courants de lave trachytique. Dans le Caucase, l'*Elbrus* atteint la hauteur de 17 400 pieds, également avec laves trachytiques ;

4. Au sud de la mer Caspienne, le *Demavend* (17 525 pieds) ;

5. La région volcanique de la côte orientale d'Arabie, les environs de Médine et le promontoire d'Aden, avec de nombreux cratères et cônes d'éruption ;

6. Les régions volcaniques de *Mandchourie* et de *Turans* dans l'Asie centrale.

b. Dans les *îles :*

1. *Barren-Island*, dans le golfe de Bengale, avec un volcan en activité ;

2. Les îles de *la Sonde ; Java*, la contrée volcanique la plus vaste de la terre, avec plus de 100 volcans en partie en activité. *Sumatra*, avec 19 volcans dont 7 actifs ; *Flores*, avec 5 volcans actifs ;

3. Les îles *Moluques*, les *Célèbes*, avec 11 volcans ; *Gilolo* et *Ternate*, avec des volcans en activité.

Aux Moluques se rattache la série d'îles volcaniques australiennes, parmi lesquelles nous citerons :

La *Nouvelle-Zélande :* les phénomènes volcaniques sont surtout marqués sur l'île septentrionale, riche en sources chaudes, fumerolles et sulfatares. Dans les environs d'Auckland il existe 61 volcans. En outre :

Les *Nouvelles-Hébrides*, *Santa-Cruz*, les *îles Salomon* et la *Nouvelle-Guinée*, avec de nombreux volcans éteints et quelques-uns en activité ;

L'*Australie* elle-même possède, principalement dans ses districts sud (Victoria), de très-nombreux cônes volcaniques qui ont laissé couler des laves basaltiques ;

4. Les îles *Philippines*. L'île principale, Luçon, a 5 volcans, et sa presqu'île, Camarines, a 10 volcans en partie encore actifs ;

5. L'île *Formose*, avec 4 volcans dont 3 eu activité ; près des côtes, quelques volcans sous-marins ;

6. Le *Japon ;* Nipon avec 6, Jeso avec 17 volcans, parmi lesquels le Fusiyama, haut de 14 356 pieds, dont les éruptions ne sont pas rares ;

7. Les îles *Kouriles*, série d'îles volcaniques qui, en outre de très-nombreux volcans éteints, en possèdent encore 10 actifs. Ils forment la continuation d'une série volcanique venant du

Kamschatka, pourvu sur sa côte ouest de 38 volcans ou plus, parmi lesquels 12 au moins sont actifs. A l'intérieur, il y a une seconde série volcanique encore peu connue. A cette péninsule appartient le volcan élevé de Kliutschewskische (14 790 pieds), le *Awatscha*, haut de 8560 pieds.

IV. — *En Amérique.*

1. Les *îles Aléoutiennes*, série d'îles pour la plupart complétement vol-

caniques, avec 48 volcans actifs dont le plus élevé, le Schischaldin (Unimak), atteint 8460 pieds;

2. La *presqu'île Aliaska*, avec 5 volcans (le Yljamna, haut de 11 320 pieds);

3. La région volcanique de la *côte pacifique de l'Amérique du Nord*, avec de vastes épanchements et coulées de laves et de nombreux volcans encore peu connus, qui, principalement au nord de la Californie, dans la Nevada et l'Arizona, jouent un rôle important, comme le mont Élie (14 044 pieds), le mont Fairweather (13 802 pieds), le mont Reignier (11 560 pieds), le pic Chasta (15 551 pieds), le pic de Lassens (9924 pieds);

4. La série volcanique du *Mexique*, étendue en direction est-ouest sur une longueur de 140 milles, avec 14 grands volcans : Pic de Orizaba (16 776 pieds); le Popocatepetl (16 686 pieds); le Nevado di Toluca (14 328 pieds); le Jorullo (4000 pieds); le Colima (environ 9000 pieds);

5. La série volcanique de l'*Amérique centrale*, longue de 190 milles, avec plus de 50 volcans, comme l'Irazu (10 506 pieds de hauteur) en Costa-Rica; le Coseguina (470 pieds) dans le Nicaragua; Nindiri el Viejo (5630 pieds); l'Isalco (1833 pieds) en Salvador; le volcan del Fuego (13 602 pieds) dans le Guatemala, le Soconusco (6032 pieds);

6. Les séries volcaniques de la *Nouvelle-Grenade* et de *Quito* avec l'Antisana (18 092 pieds); le Cotopaxi (17 650 pieds); le Sangay (16 080 pieds); le Pichincha (14 981 pieds); en tout 20 volcans la plupart actifs;

7. La série volcanique de *Bolivie* et du haut *Pérou* avec 15 volcans très-élevés : le Sahama atteint 21 358 pieds; le Guatatieri, 20 592 pieds de haut;

8. La série volcanique du *Chili*, sur une étendue de 200 milles, contient 33 grands volcans dont le plus élevé est le Aconcagua (21 024 pieds). Un prolongement de cette série volcanique s'étend jusqu'en *Patagonie*, en donnant 24 volcans qui, pour la plupart, ont été vus en activité (par exemple le Corcovado, 7047 pieds; l'Antuco, 8418 pieds). En général, il semble qu'il y ait des rapports entre les séries volcaniques de l'Amérique du Sud et celle de l'Amérique du Centre, de sorte qu'on pourrait les réunir en une seule série d'environ 1000 milles de longueur.

Sur la côte orientale du continent américain :

9. Les *Petites Antilles* qui forment une série d'îles disposées en arc avec de nombreux volcans, comme les îles entièrement volcaniques de la Martinique, de Saint-Vincent et de la Dominique.

V. — Sur les *îles océaniques*.

a. Dans l'*océan Atlantique* :

1. Les *Açores*, série double de 9 îles volcaniques;

2. L'*Islande* avec Java et la Nouvelle-Zélande, contrée la plus riche en phénomènes volcaniques. Formée presque entièrement de roches éruptives, avec 26 grands volcans qui de temps en temps ont de fortes éruptions, comme l'Hecla (4956 pieds); l'Orœfa (6000 pieds); le Kötlugja Jökull; sources chaudes comme les Geysers;

3. Les petites îles volcaniques comme *Fernando Po*, l'*Ascension*, *Sainte-Hélène*.

b. Dans l'*océan Indien :*

1. Les îles *Amsterdam* et *Saint-Paul*, îles-cratères de forme circulaire, dans la partie sud de l'océan Indien.

c. Dans le *grand Océan :*

1. Les îles *Sandwich*, principalement Hawaïi, avec le Lea, le Kea et le Kilauea, caractérisés par l'abondance et la violence de leurs éruptions ;

2. Les îles *Mariannes*, avec 9 volcans dont 3 actifs;

3. Les îles *des Amis*, quelques-unes de ces 200 îles possèdent des volcans;

4. Les îles de *la Société;* 11 îles, parmi lesquelles Tahiti avec un volcan élevé de plus de 3000 mètres;

5. Les îles *Galapagos*, groupe d'îles volcaniques avec plus de 2000 cratères.

d. Dans les *mers polaires du sud :*

1. Les *Nouvelles-Shetland* près du cercle polaire, dans le prolongement de la série volcanique du Chili. L'île de la Déception est un cratère-île d'une forme circulaire très-nette;

2. L'*Érèbe* et la *Terreur*, deux volcans élevés de plus de 3000 mètres sur le continent polaire; le premier est actif.

§ 11. **Volcans stratifiés éteints et actifs.** — Les matières gazeuses, les laves ou les fragments provenant de l'intérieur de la terre, ne sortent pas d'une manière continue du canal à l'issue duquel elles ont construit un cône stratifié : les phénomènes éruptifs, au contraire, sont coupés de pauses de longueur variable pendant lesquelles le canal du cratère reste complétement bouché. D'un autre côté, un très-grand nombre, voire même la plupart des volcans stratifiés, n'ont point été vus en éruption depuis les temps historiques. On donne à ces derniers le nom de volcans *éteints*, par opposition aux volcans *actifs*. Cette distinction n'est point sûre, en tant du moins que la période de temps sur laquelle l'histoire peut nous renseigner est très-variable selon les pays. Dans certains cas, elle peut ne compter que quelques dizaines d'années ou un petit nombre de siècles, et là même où nous avons des données pour un temps considérable, elles s'évanouissent lorsqu'on les compare aux périodes si anciennes qui virent les premiers volcans stratifiés. On a aussi considéré comme volcans éteints beaucoup de cônes volcaniques jusqu'à ce que des éruptions formi-

dables soient venues démentir leur nom. Ainsi, par exemple, l'éruption du Vésuve qui détruisit Pompéi et Herculanum eut lieu après un repos de beaucoup de siècles, et il s'est écoulé dix-sept siècles entre deux éruptions d'un volcan situé au pied du mont Epomeo, sur l'île d'Ischia.

Un volcan actif lui-même n'est pas nécessairement en état continuel d'agitation : les éruptions ont seulement lieu de temps en temps, après des périodes de repos plus ou moins longues, pour ainsi dire comme de violentes interruptions de l'activité normale du volcan qui est calme et continue. D'un autre côté, l'activité volcanique n'est pas complétement épuisée dans les régions où les volcans sont considérés comme éteints. Des sources d'eau chaude ou chargée d'acide carbonique, des courants de gaz, restent les témoins de l'état ancien des choses dans ces contrées. Ainsi, l'acide carbonique se montre dans la région du Laach à l'état libre ou en solution dans l'eau en d'innombrables points. C'est surtout dans la vallée encaissée de la Brohl que l'on peut observer de ces dégagements d'acide carbonique. Une seule source près Burgbrohl déverse chaque année dans l'atmosphère 120 000 mètres cubes d'acide carbonique. C'est aussi le cas des districts volcaniques de l'Eifel, du nord de la Bohême, de l'Auvergne, qui sont riches en ces exhalaisons d'acide carbonique, que l'on peut considérer comme le dernier acte de l'activité volcanique. Cette production d'acide carbonique liée aux phénomènes qui nous occupent, est due à ce que les carbonates de chaux, de magnésie, d'oxyde de fer, sous l'influence d'une haute température, sont décomposés par l'acide silicique. Quand, par conséquent, la vapeur d'eau ou l'eau bouillante agit sur le calcaire spathique, la sidérose, etc., au voisinage du quarz, il s'ensuit une décomposition : il se forme un silicate de chaux, de magnésie, d'oxyde de fer, et l'acide carbonique se dégage.

§ 12. **Activité normale des volcans stratifiés.** — Elle consiste dans les changements de niveau, dans le bouillonnement de la lave fondue à l'intérieur du cratère, dans son épanchement intermittent, quelquefois continu, dans l'émission de courants de gaz et de vapeurs par les fentes du volcan ou par le canal rempli de lave fondue, et dans ce dernier cas, par l'éjection de scories. Les caractères les plus ordinaires de l'activité continue d'un volcan sont les *exhalaisons* de produits gazeux parmi lesquelles la *vapeur d'eau* tient la prépondérance. Elle s'échappe souvent par toutes les fentes et crevasses du volcan, et forme ces colonnes de vapeur qui se voient de si loin et peuvent s'élever, comme au Vésuve en 1822, jusqu'à une hauteur de 3000 mètres et plus. L'hydrogène sulfuré, l'acide sulfureux, le soufre en vapeur, l'acide chlorhydrique, l'acide carbonique, le gaz hydrogène, l'acide borique, accompagnent habituellement la vapeur d'eau qu'ils peuvent même remplacer.

De la décomposition de l'hydrogène sulfuré et de la sublimation du soufre résultent les incrustations de soufre qui recouvrent les parois des cratères et tapissent les fentes de beaucoup de volcans stratifiés. C'est de la même manière que se forment les inscrustations de chlorures (chlorure de sodium, de chaux, de magnésie, de fer, d'ammoniaque, de cuivre, de plomb). C'est de là que proviennent encore, par l'action de l'acide sulfurique, un certain nombre d'autres sels qui recouvrent les parois des volcans en activité, parmi lesquels il faut citer les sulfates de soude, de magnésie, de chaux, de fer. Les vapeurs de chlorhydrate d'ammoniaque ne se rencontrent habituellement que là où la lave se répand sur des terrains couverts de végétaux. Ainsi, on les observe sur le courant de lave sorti du Vésuve en 1868, à chaque point où un tronc d'arbre a été recouvert et brûlé, mais jamais là où le nouveau courant de lave en recouvre un ancien. Le fer oligiste qui parsème de ses paillettes brillantes et de ses cristaux la lave des volcans éteints ou encore actifs, est le produit de décomposition du chlorure de fer par la vapeur d'eau qui donne aussi de l'acide chlorhydrique. Les volcans au repos et les fentes volcaniques dont les manifestations d'activité se bornent à l'émission d'acide sulfhydrique, de soufre sublimé et d'hydrogène sulfuré reçoivent le nom de *solfatares;* les cratères et crevasses qui produisent de l'acide carbonique s'appellent *mofettes;* les points par où s'échappent un mélange de vapeur d'eau, en prédominance, et de gaz sont les *fumerolles*.

Comme exemples de ces divers phénomènes d'exhalaison nous citerons : la *Solfatare* près Naples, ancien cratère qui émit ses dernières laves en 1198. Par des fentes et crevasses qui se trouvent à sa surface, il s'échappe de la vapeur chaude d'acide sulfhydrique, de l'acide sulfureux et de la vapeur d'eau. Elles ont décomposé en graviers les parois trachytiques du cratère, qui est complétement blanchi par places. En beaucoup de points, particulièrement autour de l'ouverture du principal canal d'émission, ils forment des incrustations dont la couleur oscille depuis le jaune jusqu'au rouge orangé. Le gypse et l'alun se montrent de la même manière. L'île *Volcano* est un autre exemple très-net d'une solfatare.

La *Grotte du Chien* dans les Champs Phlégréens, près Naples, est une cavité en forme de fente qui augmente lentement en profondeur, dans l'ancien cratère d'Agnano : une couche épaisse d'acide carbonique en recouvre le sol. Les guides ont coutume de prouver l'existence de ce gaz et son action sur les corps incandescents et la vie animale par des expériences sur des torches et des chiens. Au reste, comme nous l'avons déjà dit, les mofettes doivent être rangées parmi les phénomènes les plus fréquents que présentent les anciennes contrées volcaniques.

Nous ne pouvons citer ici, comme exemple de vraies *fumerolles* de va-

peur d'eau, que celles d'Ischia. De nombreux points de l'île, sur le mont Tabor, par exemple, sourdent des fentes du trachyte d'anciens courants de lave, de la vapeur d'eau qui est employée quelquefois comme remède. Il faut cependant classer ici ces nuages de vapeur d'eau qui s'élèvent des cratères de presque tous les volcans non encore complétement éteints, et ces échappées de vapeur qui sortent de nombreux cratères et parois de volcans. Les sources chaudes, abondantes dans tous les districts volcaniques, se tiennent naturellement en rapport étroit avec ces fumerolles.

Quand les gaz dont nous venons de parler et la vapeur s'élèvent au sein de la masse de lave fondue qui, dans quelques volcans, remplit le canal et une partie du cratère, apparaissent les phénomènes qui accompagnent l'ébullition de l'eau, à la surface de laquelle les vésicules de vapeur lancent des particules liquides. La force avec laquelle les vésicules de vapeur ou de gaz qui traversent la lave font explosion, est seulement beaucoup plus grande : par exemple, la lave peu dense qui forme quelquefois dans le cratère de Kilauea un lac de 4 milles anglais de carré, lance ces matières à 10 ou 12 mètres de haut. Les laves visqueuses s'opposent davantage à la sortie des vapeurs et gaz, qui sont obligés de s'amasser en bulles énormes pour vaincre leur résistance. La force des gaz qui viennent faire explosion à la surface est telle que les scories, dont la solidification n'est pas complète, sont lancées à des milliers de pieds de haut; dans leur trajet, ces matières, par suite de leur rotation rapide, prennent la forme sphérique et elles retombent autour du cratère comme *bombes* volcaniques.

Le soulèvement brusque et l'affaissement consécutif de la lave à l'intérieur du cratère de certains volcans, sont en connexion avec la formation de gaz et de vapeurs, qui se disposent en bulles de plus en plus fortes à mesure qu'elles se rapprochent de la surface. C'est un phénomène que l'on reproduit dans un tube à expérience contenant de l'eau en ébullition. Un autre résultat du soulèvement de la lave est son épanchement, qui a lieu par les points les plus bas du bord du cratère, et qui détermine la formation d'une sorte de système de couches.

§ 13. **Condition d'éruption d'un volcan stratifié.** — Si cette activité normale du volcan que nous venons de décrire atteint un degré qui dépasse l'ordinaire, si la formation de gaz et de vapeurs à l'intérieur du canal du cratère devient particulièrement énergique, le volcan passe à l'état d'*éruption*. Alors les cendres et poussières volcaniques sont lancées par les vapeurs à une grande hauteur, et peuvent, par leur nombre, obscurcir la clarté du jour; la lave qui coulait paisiblement par-dessus les bords du cratère se précipite en torrents dévastateurs.

Les phénomènes éruptifs sont particulièrement terribles lorsque le

canal du volcan est bouché par de la lave refroidie, à la suite d'un long repos (éruptions du Vésuve — 79 J. C. et en 1621). Alors la vapeur et les laves doivent se frayer un nouveau passage; dans leur trajet vers la surface, elles rencontrent des points occupés par les eaux qui y circulent dans des veines et des cavités nombreuses, remplissent tous les pores des roches, forment de grands amas dans des fentes ou dans des cavités souterraines et sont en communication avec les mers voisines. Par son contact avec la masse à l'état igné, l'eau se transforme brusquement en vapeur, détermine explosions sur explosions, réduit la lave en atomes, s'échappe en sifflant du cratère ou de fentes nouvellement ouvertes, et lance en l'air des nuages de cendres et de poussières volcaniques. Aux environs, la terre tremble et le bruit du tonnerre gronde dans les régions souterraines. Enfin, la résistance de l'eau est surmontée, elle s'échappe sous forme de vapeur, mettant à sec toute la contrée voisine; une fente s'ouvre sur le côté du volcan, la lave s'en échappe et se précipite sur les pentes de la montagne, ayant quelquefois la rapidité d'un ouragan.

On doit donc considérer la puissance de la vapeur d'eau comme déterminante dans ces manifestations de l'activité des volcans stratifiés, et la gravité des phénomènes éruptifs d'un volcan doit être attribuée à la quantité de vapeur d'eau mise en jeu.

Des tremblements de terre d'abord faibles, mais qui deviennent toujours violents; des roulements de tonnerre sourds, d'origine souterraine; le desséchement des sources et des puits voisins; la fonte des neiges qui recouvrent le sommet de certains volcans, sont les précurseurs d'une éruption. Les tremblements de terre deviennent des secousses puissantes, le roulement de tonnerre se change en mugissements formidables, le sol se crevasse, des fragments des parois du canal d'éruption et de la lave incandescente sont lancés aux alentours (boues, lapilli). Avec la rapidité de l'éclair, s'élève vers le ciel une colonne de fumée noire qui s'étale à la partie supérieure et qui, dans l'obscurité de la nuit, reflète l'incandescence de la lave de manière à offrir l'apparence d'une colonne de feu. Cette espèce de pignon qui termine la colonne de fumée est formé de gaz, de vapeur d'eau et de fines particules volcaniques. Vue à distance, elle semble composée d'innombrables nuages arrondis, très-blancs, qui s'élèvent du cratère, accompagnant ses explosions continues. Cette colonne blanche de vapeurs est accompagnée de cendres, de scories, de fragments de roches et de bombes dont on voit les plus volumineux et les plus lourds retomber sur les pentes du cône après avoir décrit une courbe parabolique. La hauteur à laquelle s'élèvent ces projections de matières solides atteint souvent plusieurs milliers de pieds; mais la colonne de vapeur s'élève encore plus haut, et il n'est pas rare de voir des

éclairs brillants s'échapper de cette masse de vapeurs et de cendres (fig. 31).

Dans ces explosions violentes de gaz et de vapeurs qui se succèdent avec une rapidité extrême, traversant la masse de laves en fusion, on voit celle-ci divisée et projetée en gouttelettes extraordinairement nombreuses, qui

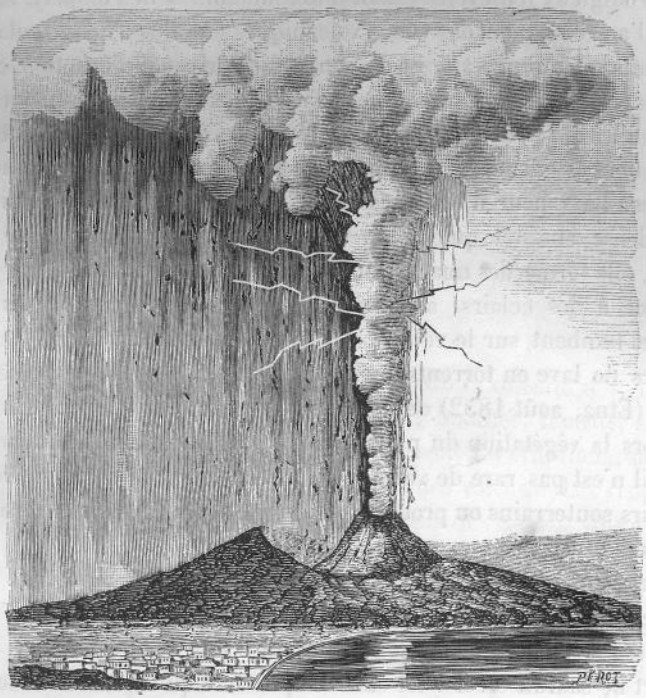


Fig. 31. — Éruption du Vésuve en 1822.

se solidifient et forment les cendres et les sables volcaniques. C'est ce qui détermine et la richesse de ces débris en substance vitreuse indépendante enfermée dans les cristaux ou les enveloppant, et le nombre infini des pores qui les traversent.

Mais ces phénomènes montrent en même temps que ces cristaux ont été rejetés du cratère tout à fait formés, de sorte que la masse lavique qui a subi la pulvérisation représente un magma au sein duquel la ségrégation des cristaux avait déjà commencé. Par une succession ininterrompue d'explosions, les cendres et les poussières s'élèvent en une colonne perpendiculaire de 2 à 3000 mètres de haut, étalée d'ordinaire au sommet en une couche de nuages étendue, que les vents peuvent chasser à une distance considérable et qui retombe au loin en pluie de cendres. En l'an 512, les cendres lancées du Vésuve allèrent jusqu'à Constantinople et Tripoli; les cendres de l'Etna sont souvent portées jusqu'en Afrique. Lors de

l'éruption du Votna Jökul, en Islande, à la fin de mars 1875, les cendres allèrent jusqu'à la côte de Norvége et même dans le voisinage de Stockholm. Les cendres et les graviers s'amoncèlent cependant, surtout dans les environs et sur les pentes du cratère qui les produit, et elles y forment des amas prodigieux (ensevelissement d'Herculanum et de Pompéi). La formation et l'accroissement des cônes volcaniques sont dus à l'accumulation des fragments volcaniques autour de l'ouverture du canal d'éruption. Si les lapilli, les cendres, les sables tombent dans la mer, ils se disposent en couches horizontales qui peuvent former des complexes étendus et puissants, et qui contiennent assez souvent les débris des animaux surpris par la chute de ces matières. La vapeur d'eau chassée des volcans en quantité aussi énorme se condense aussitôt qu'elle arrive dans les régions froides de l'atmosphère, elle forme des nuages souvent fortement électriques, qui donnent naissance à des éclairs, au tonnerre, se résolvent en averses torrentielles et tombent sur le volcan et ses pentes, entraînant les cendres et les blocs de lave en torrents de boue. L'eau de ces pluies contient quelquefois (Etna, août 1852) de l'acide sulfurique: elles noircissent et brûlent alors la végétation du pays sur lequel elles tombent. Aux eaux de ces pluies il n'est pas rare de voir s'ajouter des courants d'eau provenant de réservoirs souterrains ou produits par la fonte des neiges qui recouvraient le sommet du volcan.

Les éruptions volcaniques ne sont pas toujours accompagnées de phénomènes violents. « Ainsi l'Etna montre quelquefois à ceux qui l'habitent et à toute l'île sicilienne un feu d'artifice d'une beauté et d'une étendue que l'art ne saurait créer : tel était le spectacle qu'il présentait le soir du 8 décembre 1868. Par une atmosphère calme, il s'éleva au-dessus du cratère, couvert de neige, une énorme gerbe de pierres incandescentes et de scories, qui atteignit une hauteur de 1000 à 2000 mètres. Des traits de feu retombaient tantôt dans le grand cratère, tantôt décrivaient des arcs paraboliques avant de retomber sur le côté extérieur du cône. Ce spectacle dura pendant trois heures; on le vit très-nettement de la côte, à Palerme, à une distance de 21 milles allemands, et de Malte, à 28 milles. C'est seulement après minuit que la force éruptive du volcan diminua par degrés: les masses rejetées furent lancées moins haut, elles ne s'élevèrent plus au delà des bords du cratère, et ce beau spectacle était évanoui avant le lever du soleil. » (Von Rath.)

Une conséquence immédiate de l'activité d'un volcan est l'augmentation en volume de son cône d'éjection par suite de l'accumulation autour du cratère des matériaux rejetés, qui sont l'origine de la montagne volcanique et qui contribueront plus tard à l'accroissement de sa masse. C'est ainsi que le cône double de Montirossi, élevé de 800 pieds, parasite de

l'Etna, s'est formé, en 1669, par une éruption de scories continuée pendant trois mois. La quantité de cendres et de poussières rejetée pendant cette éruption a dû être énorme, si l'on considère qu'elles ont comblé toutes les inégalités de terrain dans un rayon de presque un demi-mille autour de Montirossi. Lors de l'éruption de l'Etna du 29 août 1874, il s'ouvrit sur son versant nord une fente d'environ 5 kilomètres de long et d'une largeur maximum de 50 à 60 mètres. Il s'y produisit, dans l'espace de quelques heures, en outre du cratère principal, 35 plus petits cônes, dont l'un atteignit 25 mètres de haut, et dont quelques-uns donnèrent issue à un courant de lave. On estime la quantité de matière volcanique rejetée pendant cette courte éruption à 1 351000 mètres cubes. En général, c'est un phénomène très-ordinaire pour beaucoup de régions volcaniques, comme par exemple la Campagne romaine et les Champs-Phlégréens, que la masse de cendres et sables rejetée prédomine de beaucoup celle des produits cohérents.

La grosseur et la consistance variables des produits volcaniques, la succession d'éléments tour à tour grossiers et fins, bombes, lapillis, sables, cendres, les pauses qui généralement entrecoupent les éruptions, sont les causes qui déterminent la structure stratifiée des volcans. Les éruptions sous-marines, qui produisent des amas locaux de débris volcaniques s'élevant peu à peu au-dessus du niveau de la mer, sont l'origine des îles volcaniques,

§ 14. **Courants de lave.** — Les bruits volcaniques, les tremblements de terre, les pluies de cendres et les éruptions de bombes atteignent leur paroxysme un peu avant l'instant où la lave s'élance soit du cratère lui-même, soit de fentes qui se sont produites sur ses flancs. Elle forme alors un courant qui se répand dans les environs, et recouvre souvent des espaces très-étendus. Il est fort rare que, dans les grands volcans, les éruptions de lave aient lieu par le cratère principal, elle s'échappe le plus souvent par des fentes latérales, bien que celui-ci ne reste pas inactif, mais vomisse des masses de gaz et de vapeurs avec des cendres, des sables et des bombes. Suivant les lois de la pesanteur, la lave descend les pentes de la montagne, s'étend en nappes sur les surfaces planes, comble les inégalités du terrain qu'elle rencontre dans sa course, surmonte les obstacles qui se trouvent sur son passage, pour retomber ensuite comme une cascade (murs de Catane en 1669) ou se partage en plusieurs bras qui contournent l'obstacle et peuvent même, quelquefois, se réunir encore. La rapidité avec laquelle se meut un pareil courant dépend du degré de fluidité de la lave, de la quantité de matière en mouvement, de la pente et de la nature du sol sur lequel elle coule. Certaines laves peu denses se précipitent sur des pentes liquides avec la rapidité du vent; d'autres

sont en un mouvement à peine appréciable et n'avancent que d'un petit nombre de pieds par heure.

La surface d'un courant de lave se refroidit assez rapidement et forme une enveloppe scoriacée si peu conductrice que l'on peut marcher dessus lors que sa masse interne, visible par les fentes, est encore à l'état igné. Quelquefois ces revêtements de lave consolidée se rompant, la matière liquide qu'ils contiennent s'en échappe et forme de petits courants latéraux ou des inégalités ondulées à la surface du courant lui-même. Les courants peuvent avoir les formes les plus variées ; la lave peut former des sortes de stalactites, se présenter sous forme de blocs détachés et disposés en amas, à l'état pulvérulent, etc. L'état pulvérulent de la lave des courants est dû alors à la décrépitation qui s'est faite pendant son refroidissement.

Le temps pendant lequel un courant de lave peut progresser est aussi très-variable : dans des cas particuliers, il a dépassé deux ans. Les courants de lave, vingt, trente et même quarante ans après leur éruption, sont très-souvent encore liquides ou au moins ont encore une chaleur très-importante, tandis que la surface a pris depuis très-longtemps la température de l'atmosphère et peut être couverte de lichens. Ces phénomènes sont dus, d'une part, à ce que la chaleur rayonnante est remplacée en partie par la chaleur qui devient libre lors de la cristallisation de la lave ; d'autre part, à l'extrême non-conductibilité de la lave solidifiée qui revêt d'une enveloppe la lave encore en mouvement, et qui se forme au fur et à mesure de sa progression. En suite de cette rapide solidification, on voit la partie antérieure d'un courant de lave se solidifier dès l'instant de son contact avec le sol, formant ainsi un chemin pour le reste du courant. C'est la raison pourquoi la coupe de tout courant de lave (fig. 32) montre une couche scoriacée supérieure et une autre inférieure entre lesquelles se trouve la lave cristalline solide.

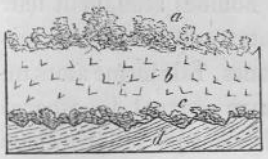


Fig. 32. — Coupe d'un courant de lave du Vésuve de 1872 entre Saint-Sébastien et Marsa di Somma.

a, couche scoriacée; *b*, lave basaltique avec beaucoup d'olivine; *c*, couche scoriacée fondamentale ; *d*, ancien tuf de la Somma.

Les phénomènes que détermine l'éruption de la lave au sein de la mer ne sont pas aussi formidables qu'ils devraient l'être, n'était cette enveloppe qui recouvre immédiatement tout courant de lave. C'est grâce à elle aussi que cette matière peut se répandre sur un champ de neige sans la fondre complétement.

Ces sortes de tubes en lave solidifiée, comme ceux que nous venons de décrire, sont quelquefois conservés longtemps après que la lave fluide a coulé plus loin, lorsque, par suite d'arrêt de l'éruption, la lave nou-

velle a cessé de les traverser (fig. 33). On voit très-communément se produire, sur les courants de lave en refroidissement, une cheminée haute de un ou plusieurs mètres (fumerolles), qui donne passage à des gaz et des vapeurs, mais surtout à de la vapeur d'eau. En général, les courants de lave dégagent des quantités puissantes de vapeur d'eau qui s'élève de toute leur surface et se réunit aux nuages amoncelés au-dessus du cratère. La quantité de masse rocheuse ajoutée par les courants de lave à la surface de la terre est quelquefois énorme. Sur le côté sud de l'Etna, il sortit en 1669 du Montirossi un énorme courant large de plus d'un demi-mille, qui ensevelit quatorze villes et villages et atteignit la mer à Catane, après un parcours d'un mille et demi, sous forme d'un mur de 12 mètres de haut et large de 5 à 600 mètres. Un courant de lave du Skaptar-Jökul, en Islande, anéantit, en 1783, vingt villages et 9000 habitants, toute peu peuplée que soit l'île. Il y a, en outre, en Islande, des courants de lave de 8 à 11 milles allemands de long sur 2 à 3 de largeur, et dont l'épaisseur est de 30, 40, en certains points même de 230 mètres, et on y connaît un champ de lave de 100 milles carrés ; à Havaï un certain courant de lave a 14 milles allemands de long.

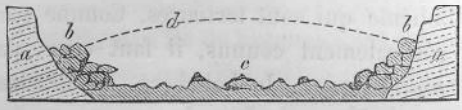


Fig. 33. — Coupe du courant de lave du Vésuve en 1872, dans la vallée d'érosion des pentes de la Somma, au delà de la Massa-Somma.

a, tuf de la Somma ; *b*, bord du canal formé par la lave s'élevant de 15' à 20 p. ; *c*, lave sous forme de blocs et de cendres ; *d*, hauteur primitive du courant de lave.

b. Volcans homogènes

§ 15. **Caractère des volcans homogènes.** — On donne ce nom à des cônes en forme de cloche, à des amas, à des dômes, à des nappes d'origine éruptive et dont les éléments ont les caractères des roches éruptives, mais qui manquent de cratère et dont le canal primitif d'éruption

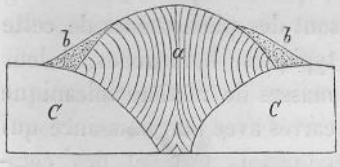


Fig. 34. — Coupe du Scheitberg (Remagen).

a, basalte devenu prismatique ; *b*, gravier basaltique ; *c*, schistes dévoniens.

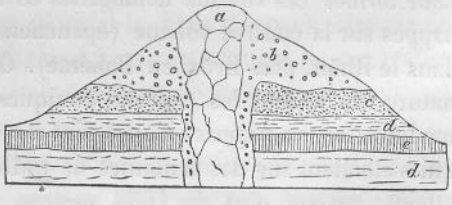


Fig. 35. — Coupe du Ziegenberg (Habichtswald).

a, basalte ; *b*, conglomérat basaltique ; *c*, sable meuble ; *d*, argile plastique ; *e*, lignites 4-5 m. de puissance.

est rempli et fermé. C'est dans cette catégorie que se rangent les dômes et cônes d'andésite, basalte, phonolithe, trachyte de toutes les régions volcaniques de la terre et, par conséquent, aussi celles d'Allemagne et de la Bohême qui sont tertiaires. Comme particulièrement caractéristiques et généralement connus, il faut citer, parmi les volcans *trachytiques* et *andésitiques*, le Lohrberg, le Drachenfels dans le Siebengebirge, le Puy de Dôme, le Puy de Sarcoui en Auvergne, le Kelemenhegy, qui s'élève isolé au-dessus d'une plaine, et les cônes de Déda, Nagy-Mihaly en Hongrie, de nombreux autres cônes ou collines des régions andésitiques et trachytiques de Hongrie, de Transylvanie, des monts Euganéens, du Westerwald, de l'Eifel, des Andes.

Parmi les volcans *phonolithiques*, le Milleschauer, campaniforme, le Kletschenberg en cône pointu, les roches déchiquetées de Borzen près Bili, Milseburg dans le Rhön, le cône de Hegau dans le duché de Bade, le sommet du Hartenfels dans l'Eifel, et de nombreux pics du Velay, comme le Gerbier des Joncs.

Parmi les volcans *basaltiques :* un grand nombre d'anciens volcans de l'Eifel, comme celui de Hohen-Acht, de Nürburg, de Hohen-Kelberg ; le beau cône de Karfenbüll, près Dettingen, dans les Alpes de Souabe ; le Stoffelskuppe, les cônes de Gebaberg et de Dolmar, près Meiningen ; de Gleichberg, près Römhild, etc. Dans certains volcans homogènes, la matière qui a rempli le canal primitif d'éruption est visible, comme au volcan basaltique de la *pierre des Druides*, non loin de Siegen, au mont sur lequel est construit le château de Stolpen, au volcan doléritique du Pflasterkaute, en Thuringerwald (ce dernier va se rétrécissant en entonnoir dans le bas); en outre, au volcan de Meissner, en Hesse, d'Annaberg dans la Haute-Silésie, de Weilberg dans le Siebengebirge, de Scheidskopf, près Remagen, de Perlenkopf sur l'étang de Laach.

Il n'est pas rare que la matière rocheuse éruptive qui s'est amassée pour former ces volcans homogènes se soit répandue en courants ou en nappes sur la contrée voisine (épanchements phonolitiques au Milseburg dans le Rhön, près Brüx en Bohême). Ce sont des phénomènes de cette nature qui relient les volcans coniques, typiques, homogènes, à leur modification *en nappes*, c'est-à-dire à ces masses de matière volcanique qui s'étendent sur des centaines de milles carrés avec une puissance qui atteint souvent plus de 1000 mètres, quelquefois formant des complexes puissants de couches superposées. Celles-ci sont dans les rapports génétiques les plus étroits avec de nombreux filons traversant le sous-sol qui ont rempli les canaux d'éruption ou les fentes par lesquels la matière volcanique s'est fait issue. Il est évident que selon le degré de fluidité du magma éruptif qui les formait, ces masses volca-

niques se sont élevées en cônes ou étalées sur les côtés. L'exemple le plus remarquable de nappes de nature volcanique que l'on puisse citer est celle du Dekhan, dans l'Inde, où un manteau de basalte recouvre un plateau élevé de 1000 à 1200 mètres au-dessus du niveau de la mer, et d'une surface d'environ 12 000 milles carrés. La côte de l'île de Kerguelen est formée de couches de basalte dont la puissance dépasse 350 mètres ; c'est aussi le cas des îles Feroë et de l'Islande. Le Vogelsgebirge qui recouvre une aire de 40 milles carrés, est le plus important de ces épanchements de lave en Allemagne, après lequel les revêtements basaltiques puissants de plus de 100 mètres de l'Habichtswald et du Meissner, sont particulièrement remarquables. Sur les lignites qui portent la montagne tertiaire du Meissner et que l'on voit affleurer sur les pentes autour de cette montagne, en superposition au trias, s'est étalée une puissante nappe de roches basaltiques qui en est séparée çà et là par une formation de tuf. Les roches basaltiques sont en partie du vrai basalte, en partie et principalement, de la dolérite plagioclasique qui a pénétré le basalte et qui est, par conséquent, d'âge plus récent. Les travaux d'exploitation ont montré que les canaux d'éruption remplis par le basalte et la dolérite sont reliés aux masses basaltiques et doléritiques qui forment le plateau. Le diamètre de l'un de ces canaux d'éruption situé au nord (fig. 36), est de 110 mètres,

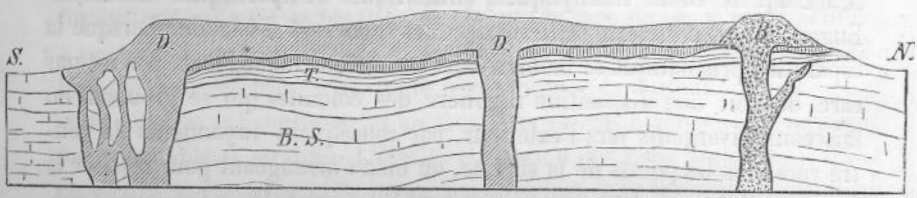


Fig. 36. — Coupe du Meissner.

BS, grès bigarré ; T, tertiaire avec un lit de lignite à la partie supérieure ; D, dolérite ; B, basalte.

un autre situé au sud atteint plus du double. Près d'eux on observe de nombreux petits filons et canaux secondaires. Au contact de ces roches volcaniques les lignites sont généralement transformés en anthracite, et autres variétés de charbon dur.

Lors de l'éruption d'un volcan homogène, la matière en ignition a dû être tassée dans les fentes anciennes ou de formation nouvelle. Remplies de cette façon, elles sont devenues des filons basaltiques, phonolithiques et trachytiques qui forment des *dykes* autour des cônes basaltiques, phonolitiques et trachytiques (par exemple dans les districts volcaniques du nord de la Bohême et du Siebengebirge).

§ 16. **Structure des volcans homogènes.** — La structure des volcans

homogènes, de forme conique, ou étendus en nappes, est très-caractéristique : elle résulte de la rétraction, par le refroidissement, du magma qui les a formés. La diminution du volume de magma éruptif solidifié, détermine principalement deux espèces de solutions de continuité, l'une en bancs, en plaques ou en couches, l'autre prismatique ou en colonnes. La disposition de ces couches et colonnes montre souvent encore un certain ordre, en ce que la situation des plaques et bancs correspond à la forme conique ou en cloche du volcan homogène; les colonnes, au contraire, sont d'ordinaire perpendiculaires à la surface de la masse éruptive. Dans le premier cas le cône présente l'aspect de cornets disposés les uns au-dessus des autres, à pente rapide de toutes parts, mais aplanis au sommet. Cette structure correspondant à la forme extérieure, se rencontre surtout dans les cônes de phonolithe, et est particulièrement caractérisée au château de Heldburg, sur le Hohentwiel et le Hohenkrähen, sur le Milleschauer, au château de Teplitz, et dans beaucoup d'autres volcans du nord de la Bohème et du Velay. On la voit aussi dans les cônes d'andésite, comme au puy de Sarcoui en Auvergne. D'autres volcans homogènes, à la vérité, sont partagés en plaques, bancs ou couches, sans que l'on voie aucune régularité dans la direction des fentes, qui même peuvent être horizontales, ondulées, ou sans ordre aucun, comme c'est le cas pour beaucoup de cônes trachytiques, andésitiques et liparitiques des monts Euganéens, du Plateau central, des îles Ponce et d'Islande. Lorsque la séparation prismatique se montre dans les volcans homogènes, il n'est pas rare de voir une disposition régulière des colonnes qui se groupent en faisceaux divergents vers l'extérieur, par conséquent rayonnants du centre vers tous les points de la surface, ou bien s'arrangeant pour réaliser la forme conique, et alors convergents vers le sommet. Dans les nappes volcaniques, on voit très-souvent à la fois les deux modes de séparation en plaques et en prismes : les plaques sont alors distribuées horizontalement, de manière que leur plan de division soit parallèle à la surface et elles sont nettement superposées, perpendiculaires au plan de séparation des colonnes. C'est ce qui a lieu dans presque toutes les nappes de basalte, mais on l'observe aussi dans celles d'andésite, de trachyte et de liparite. Ces conditions de structure démontrent que les volcans homogènes doivent leur origine à une seule éruption et à un seul acte de solidification.

§ 17. **Rapports des volcans homogènes et des volcans stratifiés.** — En opposition aux volcans stratifiés, formés de couches dues aux produits les plus divers, on a désigné la masse rocheuse des nappes et montagnes volcaniques étudiées dans ce chapitre comme volcans homogènes, pour exprimer par là qu'ils sont dus à une éruption en masse et d'un seul jet.

Ces masses éruptives, cependant, ne possèdent pas une uniformité complète; au contraire, par des modifications de structure, elles présentent les connexions les plus étroites avec les volcans stratifiés. Ce sont des formations de brèches au contact de la masse volcanique, avec les roches voisines, des dépôts de tuf et de fragments volcaniques dont l'éjection a précédé l'éruption de la masse fluide ou a eu lieu en même temps (fig. 37), mais dont cependant la quantité est très-faible comparativement aux volcans stratifiés; ce sont enfin des productions amygdaloïdes qui font supposer un état primitivement poreux, scoriacé, de la roche, par où elle se rapproche de certaines laves des volcans stratifiés. Les tufs et les conglomérats qui naissent évidemment à l'intérieur de la gorge volcanique par les explosions de vapeur, à la manière des cendres, sables et bombes des volcans stratifiés, accompagnent très-ordinairement les volcans homogènes trachytiques, andésitiques et basaltiques. La production de ces masses meubles a précédé la sortie de la lave. Si l'arrivée de l'eau, dont l'explosion a déterminé leur éjection, n'avait été interrompue, la formation de bombes et de cendres eût continué, et au lieu d'un volcan homogène, il se serait formé un volcan stratifié. L'étroite connexion des deux sortes de volcans ressortira encore plus nette lorsqu'on réfléchira que les volcans, pendant leur période d'activité, peuvent combiner les deux types primitifs. Santorin était d'abord un volcan stratifié dont les bords du cratère ont formé les îles de Thera, Therasia, Aspronisi; c'est seulement plus tard que s'élevèrent au centre du cratère, que la mer était venu occuper, ces volcans homogènes dont les sommets forment les îles Kaimeni (fig. 30). C'est de la même manière que s'est élevé dans le volcan d'Astroni, près de Naples, au milieu d'un cratère formé de couches de tuf ponceux, un cône trachytique de plus de 66 mètres de hauteur. La Rocca Monfina et le puy de Sarcoui sont d'autres exemples. Ce dernier est un mont trachytique en forme de cloche, du plateau central de France : il est sorti des cratères de deux cônes de cendres. Palma aussi présente au milieu d'un grand cratère de volcan stratifié un dôme trachytique. On désigne ces sortes de volcans par le qualificatif de *combinés*.

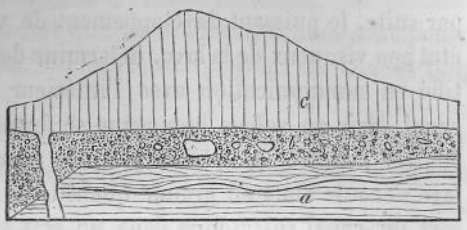


Fig. 37. — Coupe sur le chemin de fer de Prague.

a, tuf basaltique présentant les cristaux d'augite en minces couches; *b*, conglomérat basaltique formé de bombes arrondies, riches en olivine; *c*, masse basaltique partagée en colonnes.

§ 18. **Formation des volcans homogènes.** — Il a été démontré plus

haut que la conformation et la nature pétrographique des volcans stratifiés étaient essentiellement déterminées par le conflit entre les gaz et vapeurs qui s'exhalent de la cheminée volcanique d'une part et la lave fluide d'autre part. On a vu également que la plus grande partie des matériaux qui composent le cône volcanique stratifié devaient leur état meuble, fragmentaire, aux explosions de vapeur qui se répètent continuellement pendant la période d'activité du volcan. Le conflit de la lave avec l'eau, et, par suite, le puissant développement de vapeur qui s'ensuit, joint à un état peu visqueux de la lave, détermine donc la formation d'un volcan stratifié en communication avec l'intérieur de la terre par le moyen d'un canal. Mais un volcan homogène se forme quand l'eau ne vient plus rencontrer la lave, quand il n'y a plus abondante production de vapeur : la lave s'écoule alors en grande quantité et tranquillement. Quand la lave sort du canal volcanique dans un état voisin de la solidification, elle ne coule pas au loin, mais s'amasse autour de son point d'émission pour former des cônes, des buttes (*volcans en dômes*) ; lorsqu'elle est très-fluide, peu visqueuse, elle s'étale en *nappes*. L'homogénéité de la masse éruptive et la régularité de la montagne qu'elle forme, qui peut seulement s'expliquer par la solidification de toute la masse à la fois, montrent que les uns comme les autres sont dus à une seule éruption. Lors de la formation des Kaimeni de Santorin en 1866, on a pu voir apparaître tout d'une traite une masse de lave de 200 mètres de puissance, à parois abruptes (cône d'éruption homogène).

Puisqu'il est reconnu que les cônes de basalte, de trachyte et de phonolithe sont des volcans, et que la notion ancienne comprenant seulement les volcans stratifiés est ainsi élargie, il faut admettre l'étroite connexion des formations éruptives des temps anciens avec les produits actuels des volcans: un typhon de porphyre carbonifère, une nappe dyasique de mélaphyre, un dépôt paléozoïque de granite ou de diabase ont la même signification qu'un cône de trachyte ou une nappe de basalte. D'un côté comme de l'autre, il s'agit d'un épanchement volcanique accompagné d'une éruption faible ou nulle de matières meubles.

La *cause* des éruptions volcaniques doit être attribuée à ce que, par suite d'une déperdition de la chaleur intérieure, la croûte solide de la terre se contracte. Si faible que soit cette contraction, la masse ignée comprimée réagit et pénètre dans les fentes de l'écorce terrestre, où elle peut se solidifier en filons, ou se répandre à la surface de la terre, sous forme de dômes, de courants, de nappes, etc. Les phénomènes remarquables et imposants qui accompagnent ou précèdent les éruptions (tremblements de terre, pluie de cendres, éruption de bombes, etc.) ne sont que accessoires malgré leur puissance, et résultent de la rencontre et du conflit du magma

en ignition avec l'eau qui pénètre par les fentes et les crevasses. C'est pourquoi *il faut considérer les dômes volcaniques homogènes et les nappes volcaniques comme l'état normal des formations éruptives, tandis que les volcans stratifiés, composés de cendres, de tufs, de lapilli, de bombes et de courants de lave isolés, ne doivent pas exclusivement au vulcanisme leurs propriétés les plus remarquables, leur structure et leur architecture, mais bien et essentiellement, au concours de l'eau.* Par là s'explique le fait que les volcans stratifiés sont pour la plupart au voisinage de l'Océan, où des fentes peuvent facilement livrer passage à l'eau de la mer.

2. — SOURCES CHAUDES

Nous avons déjà montré incidemment (p. 6 et 7) que les sources venant de l'intérieur de la terre possèdent une température d'autant plus élevée qu'elles proviennent de régions plus profondes, phénomène qu'il faut attribuer à l'accroissement de chaleur à mesure que l'on s'enfonce à l'intérieur de la terre. Comme cet accroissement de température est d'environ 1 degré par 33 mètres, c'est à une profondeur de plus de 3300 mètres que les sources acquièrent la température de l'ébullition. Il faut rattacher cette haute température à une manifestation du vulcanisme. En fait, les sources chaudes se trouvent principalement dans les contrées volcaniques, où des chemins sont ouverts entre la surface de la terre et sa profondeur. Presque tous les volcans connus sont accompagnés de sources chaudes dont le nombre est souvent surprenant. Cependant on en rencontre qui sont éloignés de tout centre d'activité volcanique.

Comme l'eau chaude possède un plus grand pouvoir de dissolution que l'eau froide, la plupart des sources chaudes se chargent de substances minérales qu'elles prennent aux roches voisines (sources minérales), et il n'est pas rare de les voir abandonner ces matières dissoutes lorsqu'elles atteignent la surface de la terre. Les sources chaudes sont chargées le plus ordinairement de carbonates, de sulfates ou de chlorures de soude, de chaux ou de magnésie, d'acide silicique et d'oxyde de fer hydraté, parmi lesquels le carbonate de chaux, l'acide silicique et l'hydrate d'oxyde de fer sont surtout déposés au point d'issue, où, très-souvent, ils forment des amas puissants et étendus. C'est aux sources chaudes d'Islande et de la Nouvelle-Zélande qu'a surtout lieu la formation de tuf siliceux. En Islande, la teneur en acide silicique de l'eau des geysers est due à l'altération du tuf palagonitique, qui a là une grande extension. Par suite de l'évaporation, l'acide silicique hydraté se précipite en tuf siliceux et en opale, et forme autour de la source des anneaux et des stalactites

qui s'élèvent quelquefois en petits cratères ou en grands bassins, ou même se disposent en digues rondes d'une grande régularité. La précipitation de carbonate de chaux et d'oxydule de fer par des sources chargées de carbonate de chaux ou de fer, marche beaucoup plus rapidement que ces dépôts de sources siliceuses (dépôts de tuf calcaire et de pisolithe des thermes de Carlsbad, et prompte incrustation des objets jetés dans ces sources). L'eau de Carlsbad contient, outre le carbonate de chaux, entre autres substances, un peu de fluorure de calcium 1/500 000 et cette quantité, qui semble insignifiante, se somme, dans le cours d'une année, par environ 12 500 kilogr. Les sources chaudes de Carlsbad amènent en outre à la surface de la terre, par année, plus de 600 000 kilogr. de carbonate de soude, environ 10 millions de kilogr. de sulfate de soude, et enfin des quantités très-importantes de carbonate de chaux et de chlorure de sodium. Les sources sulfureuses chaudes de Warasdin-Teplitz, en Croatie, donnent chaque jour 77 000 muids d'eau à 56° c, qui contient surtout, en parties solides, du soufre, de la potasse, de la soude, du fer, de la chaux, du talc, de l'argile et de la silice, en quantités telles que, depuis le commencement de l'ère chrétienne, elles ont déjà amené de l'intérieur de la terre 4000 millions de kilogr. de ces substances minérales, qui auraient formé un cube de plus de 140 mètres de côté.

Les sources de vapeur et les sources chaudes intermittentes ou geysers présentent un intérêt tout particulier. Les premières, comme leur nom l'indique, consistent en jets de vapeur qui sortent avec bruit d'une ouverture en forme d'entonnoir; elles sont surtout fréquentes en Islande, à Java et dans la Nouvelle-Zélande, où elles sont accompagnées de geysers, tandis que les sources chaudes sont répandues en des points extraordinairement nombreux de toute la surface de la terre. La source intermittente la plus célèbre et la mieux étudiée de l'Islande est le *grand Geyser*. Il est situé au sud-ouest du sommet le plus élevé de l'Hécla, au milieu d'une plaine au pied du Barnafell. Par le dépôt continu de l'acide silicique que son eau tient en suspension, il a formé autour de son ouverture un cône de 10 mètres de hauteur environ pour 70 mètres de diamètre, qui présente au sommet un bassin uni de 2 à 3 mètres de profondeur sur 18 à 20 mètres de diamètre, au fond duquel s'ouvre un canal cylindrique large de 3 mètres, aux parois formées de tuf siliceux. L'eau qui remplit le bassin est d'ordinaire calme et sa température varie entre 76° et 89°, mais, à l'intérieur du canal, la température augmente avec la profondeur et à 32 mètres, elle atteint 125° C. L'eau du canal serait donc en ébullition à cette profondeur et elle se vaporiserait, n'était la colonne d'eau sus-jacente qui l'en empêche. C'est seulement de temps en temps, d'ordinaire toutes les 24 ou 30 heures, que se fait une éruption d'eau

extrêmement puissante précédée de plusieurs éruptions plus petites. Celles-ci commencent par des éclats puissants de tonnerre souterrain et des agitations du sol, après quoi l'eau monte jusqu'aux bords du bassin, bouillonne, jusqu'à ce qu'enfin une puissante colonne d'eau, enveloppée de nuages de vapeurs, s'élance avec la rapidité d'une flèche jusqu'à une hauteur de 30 à 40 mètres, pour retomber après quelques minutes. La cause de cette éruption doit être attribuée à ce que l'eau au fond du canal peut être chauffée à plus de 100°, par suite de la pression de la colonne qui repose sur elle, tandis que sa température est beaucoup moindre à la partie supérieure. Aussitôt que l'eau du fond du canal, par l'augmentation continue de sa température, a atteint une force de tension égale au poids de la colonne qui la presse, elle se vaporise et chasse devant elle avec une très-grande force toute l'eau contenue dans le tube. Après quelque temps, l'eau de la surface du canal se refroidit; la surchauffe progressive des couches profondes se fait de nouveau, jusqu'à ce qu'une deuxième explosion chasse une nouvelle masse d'eau qui répète les phénomènes de l'éruption.

Le *Strokr* est une autre source jaillissante de l'Islande, à peine éloignée de cent pas du Geyser; ella a tous les deux ou trois jours une puissante éruption.

Les sources chaudes de la Nouvelle-Zélande sont encore plus remarquables. Dans un point isolé, le plus petit de ses districts qui présentent des sources (Tokanu), on connaît, sur un rayon de 2 milles anglais carrés, plus de 500 sources d'eau chaude et de vapeur, et plusieurs grands bassins formés de silice concrétionnée remplis d'eau bouillante, qui se remplissent et se vident périodiquement. Sur les bords du Waikato, il y a, dans un espace d'environ un mille, 76 sources intermittentes ou continues de vapeur ou d'eau chaude, accompagnées de nombreuses mares boueuses en ébullition. La source intermittente la plus remarquable de la Nouvelle-Zélande est le Tetarata. Son bassin, à incrustations d'un blanc de neige, a 26 mètres de long sur 20 de large; il est rempli jusqu'au bord d'une eau limpide, paraissant d'un bleu superbe, qui jaillit continuellement au milieu à plusieurs pieds de hauteur, sous l'influence de l'ébullition; d'énormes nuages de vapeurs tournoient au-dessus. La température au milieu du bassin est voisine de 100° cent.; aux bords elle atteint 84° C. Les pentes de la colline sur laquelle jaillit la source sont formées, par suite du dépôt siliceux laissé par les eaux, de sortes de terrasses blanches dont on peut comparer l'effet à celui d'une chute d'eau qui se serait solidifiée. Chacune de ces terrasses a un bord étroit auquel sont suspendues de délicates stalactites, et qui circonscrit un petit bassin plus ou moins large, rempli d'une eau du plus beau bleu. Au témoignage des

indigènes, la masse tout entière de l'eau contenue dans le bassin principal, profond de 10 mètres, serait quelquefois rejetée subitement au dehors, mais cette eau se reproduirait rapidement, D'ordinaire, il ne coule que peu d'eau sur les terrasses, et c'est seulement du côté sud qu'il se forme un ruisseau.

La région des sources chaudes découverte depuis peu dans les *Montagnes Rocheuses*, près des sources du Yellowstone et du Missouri, présente des phénomènes fort intéressants. Ce pays est formé de roches volcaniques récentes, principalement de basaltes, de laves et de tufs, dans lesquelles les cours d'eau se sont creusé de profondes vallées et des ravins qui atteignent les anciennes formations sous-jacentes. Au fond de certaines de ces vallées s'entassent l'une sur l'autre des sources d'eau chaude et d'eau bouillante, des sources de vapeurs qui s'échappent en sifflant, des geysers, des fondrières bouillantes, des bassins circulaires d'eau chaude, d'où partent des ruisseaux, des dépôts de soufre, des dépôts étendus et des incrustations dont la puissance s'évalue par mètres et qui sont formés de calcaire ou de silice concrétionnés, d'un beau rouge, vert ou jaune. Le nombre des sources d'eau chaude seules qu'on trouve là réunies s'élève à un millier environ.

Les phénomènes les plus frappants dans cette intéressante région sont présentés par la *Montagne-Blanche*, dans la vallée de Gardin, le *Geyser-Géant* et le geyser du *Vieux-Fidèle* (*Oldfaithfull-Geysir*) (Fire Hole Creek). La première est formée par un dépôt de calcaire concrétionné puissant de 20 mètres, qui descend la pente de la vallée comme un glacier, et qui présente à sa surface des dépressions cratériformes, des canaux pour le passage de l'eau, des cônes qui le mamelonnent, et des stalactites de formes variées. Du cône stalactitique à pentes douces du Geyser-Géant s'élève, toutes les vingt-quatre heures environ et durant une quinzaine de minutes, une colonne d'eau épaisse de 2 mètres et haute de 70. L'*Oldfaithfull* est régulièrement actif d'heure en heure; il chasse l'eau bouillante, sans production de tonnerre et sans développement important de vapeur, à une hauteur de 70 mètres.

Comme conclusion de ce qui précède, il ressort que la répartition des volcans et des sources chaudes à la surface de la terre est tout à fait indépendante des rapports physiques et de la composition géognostique. Nous voyons des volcans sur tous les continents, dans chaque océan, à toute latitude, près du pôle et sous l'équateur, sur les plateaux élevés et sur les crêtes des montagnes comme sous le niveau des mers; enfin ils ne sont liés à aucune formation et se montrent aussi bien aux plus anciennes périodes de la terre qu'à l'âge actuel. De cette complète indépendance des volcans par rapport à la croûte superficielle du globe, on peut conclure

que la cause de leur activité doit être cherchée dans les *régions profondes* de la terre. De l'existence des phénomènes volcaniques par toute la terre on peut aussi conclure à l'existence en tous points de leur cause matérielle ; et enfin, la concordance des produits éruptifs des volcans d'ailleurs éloignés entre eux, leur identité de structure, la similitude des phénomènes volcaniques, apportent aussi la preuve de leur communauté d'origine. On peut dire la même chose des sources chaudes. On les voit sourdre sous toutes les zones, sur les îles comme au milieu des continents. Toutes ces circonstances nous conduisent à admettre que les phénomènes volcaniques ne sont rien autre chose que les *manifestations extérieures du feu central de la terre.*

3. — TREMBLEMENTS DE TERRE

§ 1. **Définition.** — L'homme est accoutumé à considérer la croûte terrestre comme quelque chose de solide, d'immobile. Cependant de jour à autre se répètent des phénomènes qui montrent l'erreur dans laquelle il est à ce sujet : ce sont les mouvements de l'écorce solide de la terre. Ils ne sont pas exclusivement liés au paroxysme volcanique, ce sont des phénomènes qui se présentent continuellement sur quelque point, tantôt ici, tantôt là, que l'on observe journellement et dont nos contrées ne sont pas épargnées. Les cas dans lesquels les secousses imprimées à l'écorce terrestre prennent les proportions terribles des *tremblements de terre* sont rares heureusement.

Un tremblement de terre est le résultat à la surface de la terre d'oscillations déterminées par une secousse qui la frappe en un point quelconque et propagées dans toutes les directions, grâce à l'élasticité du milieu.

Ces ébranlements de la terre reconnaissent deux causes tout à fait distinctes : d'un côté le vulcanisme, d'un autre côté l'action atmosphérique sur certaines roches qui forment le sous-sol d'une région.

§ 2. **Diversité des mouvements du sol et leur mode de production.** — Les mouvements communiqués au sol dans un tremblement de terre sont aussi différents pour l'intensité que pour la façon dont ils se produisent. Les plus fréquents sont ces ébranlements du sol, si souvent en connexion avec les éruptions volcaniques, mais c'est seulement dans les tremblements de terre violents que l'on peut nettement reconnaître la manière dont s'effectue le mouvement de la masse terrestre. Ce mouvement peut être *ondulatoire* ou *saccadé.* Dans le premier cas, la surface de la terre subit dans des zones alternatives un enfoncement et un soulèvement, d'où une sorte d'ondulation qui peut être assez

forte pour être perceptible aux yeux et donner la sensation d'une mer agitée. Ces tremblements de terre ondulatoires s'étendent à de très-grands espaces, mais ils ne sont l'occasion d'accidents graves que lorsqu'ils atteignent un degré particulier de puissance, ou lorsque plusieurs oscillations se croisent étant produites en même temps. Dans ce dernier cas, le sol semble tournoyer (tremblements de terre rotatoires) et c'est alors que se produisent les effets les plus désastreux. Les tremblements de terre saccadés se font sentir comme des secousses agissant perpendiculairement de haut en bas, de manière que le sol est dans un mouvement d'élévation et d'enfoncement alternatif. Ces sortes de tremblements de terre sont particulièrement destructeurs. Ils renversent les habitations, fendent les roches et les font ébouler ; on les a vus lancer des hommes à la hauteur de plusieurs centaines de pieds. (Humboldt.)

§ 3. **Mode de propagation des tremblements de terre. Leur point de départ.** — Les mouvements du sol partis d'un point déterminé peuvent se propager sur de larges espaces, soit dans une seule direction, soit de tous côtés. Dans le premier cas, le tremblement de terre est dit *linéaire* ; dans le second cas, *central*. Dans celui-ci, les oscillations s'étendent radialement, de la même façon que les ondes déterminées par une pierre qui tombe dans l'eau forment des lignes concentriques dans lesquelles l'intensité du mouvement diminue avec l'éloignement du point central. Dans les secousses répétées fréquemment, il n'est pas rare de voir le centre primitif d'oscillations se déplacer et marcher dans une direction déterminée. Parmi les tremblements de terre de cette espèce, il faut citer ceux de Lisbonne en 1755, de Calabre, 1783, des pays rhénans, 1818 et 1846, de l'Allemagne centrale 6 mars 1872, etc. Les tremblements de terre linéaires se propagent seulement dans une direction, sur un champ long et étroit, déterminé le plus souvent par une chaîne de montagnes ou une côte. Les tremblements de terre de l'Amérique du Sud sont limités d'ordinaire à une zone entre la côte ouest du continent et les Andes, comme sur le côté nord de la chaîne côtière du Venezuela et de la Nouvelle-Grenade. C'est dans cette bande que les fameux tremblements de terre de Quito, Lima et Caracas ont produit leurs désastreux ravages. Enfin, les oscillations qui ne partent pas d'un point précis, mais de toute une zone (axe d'oscillation) et qui se propagent régulièrement dans une direction comme des ondulations droites, prennent le nom d'oscillations *transversales*.

La connaissance des phénomènes d'un tremblement de terre repose sur l'observation du sens de propagation et du moment où il s'est fait sentir sur le plus grand nombre de points possible. Pour fixer la direction on se sert des instruments appelés *séismographes*.

J. Schmidt, Hopkins, Mallet, von Seebach et von Lasaulx ont calculé les éléments fournis par le mouvement de translation des ondes dans un certain nombre de tremblements de terre. Mallet, dans son travail sur le tremblement de terre de Naples en 1857, donne la direction et la situation des crevasses des murailles et des objets renversés, ce qui lui permet d'établir le point originel des oscillations (centrum), le point central des cercles d'ondulation (epicentrum), ce dernier pris, naturellement à la surface, et la vitesse des oscillations isolées. Von Seebach démontre que la profondeur du centre, la situation de l'épicentre, la vitesse de propagation et l'instant de la première secousse d'un tremblement de terre peuvent être reconnus lorsqu'on sait exactement le *temps* auquel le mouvement du tremblement de terre a été observé sur le plus grand nombre de points possible. Pour arriver à prendre exactement cette mesure, on se sert du *seismochronographe de Lasaulx*.

Le résultat le plus important que l'on ait retiré jusqu'ici de l'étude de ces mouvements du sol, c'est que le *point de départ des tremblements de terre* (leur centre) est, *proportionnellement, à une profondeur peu importante*, et que, en tout cas, elle n'est pas à chercher à la limite entre la masse centrale ignée et la croûte solide. D'après Mallet, le point central du tremblement de terre de Naples (1857) est à une profondeur d'environ 1 mille et demi géographique; d'après V. Seebach, celui du tremblement de terre de l'Allemagne centrale (1872) était à 2 milles géographiques au-dessous de la surface du sol; enfin, d'après von Lasaulx, ce même centre dans le tremblement de terre de Rolduc était proportionnellement peu profond, puisqu'il se trouvait au niveau des plus anciennes formations sédimentaires.

§ 4. **Relations des tremblements de terre avec les circonstances géognostiques.** — La faculté qu'a le sol de transmettre au loin les ébranlements locaux repose aussi bien sur sa nature pétrographique que sur sa structure géologique. Il est manifeste qu'il y a des différences frappantes dans l'intensité et l'extension des commotions, selon que le sous-sol est formé d'éléments meubles ou solides, en masses ou stratifiés, interrompus ou continus; selon qu'une roche unique, ou plusieurs sortes de roches le forment en alternance. Dans les pays où les masses rocheuses sont cohérentes, solides, de même nature, les mouvements du sol sont uniformes et se propagent au loin, tandis que, là où le sol est formé de sables meubles et de galets, ou de roches crevassées, ils se montrent irréguliers et ont des effets terribles dus au manque de liaison et à la plus grande mobilité des parties isolées. Le dernier cas s'observe surtout dans ces points où des manteaux de roches incohérentes recouvrent un fond solide. Presque chaque tremblement de terre donne des preuves de cette relation de l'intensité des

secousses avec la structure du sous-sol. Les commotions sont généralement le plus désastreuses là où des roches incohérentes reposent sur un fond solide, massif; mais quand ce dernier terrain affleure, elles le sont incomparablement moins. Au contraire, les montagnes formées de roches cohérentes transmettront les secousses qui les auront ébranlées bien plus loin que les roches incohérentes. L'extension et, par conséquent, le contour des aires d'ébranlement dans les tremblements de terre, sont aussi dépendants de la structure géologique du sous-sol. Ainsi, les fentes dans les roches doivent affaiblir ou complétement arrêter la propagation des oscillations. Une même influence doit être attribuée à un brusque changement dans la nature de la roche, à une stratification discordante, à un bouleversement intérieur des couches, tous phénomènes que détermine la formation de montagnes. Aussi certaines chaînes de montagnes forment-elles d'ordinaire limite pour les tremblements de terre qui prennent naissance de l'un ou l'autre de leurs côtés, et qui les suivent en direction linéaire sans les franchir.

§ 5. **Vitesse de propagation, durée, fréquence, extension des tremblements de terre.** — La vitesse moyenne de propagation d'un tremblement de terre est évaluée d'après l'intervalle de temps qui sépare le début du mouvement en deux points éloignés. C'est ainsi qu'on a déterminé la vitesse d'ondulation des secousses lors du tremblement de terre de 1843 dans l'Amérique du Nord : vers l'ouest elle était de 605 mètres, et vers l'est de 908 mètres par seconde; dans le pays rhénan, en 1846, la vitesse était de 470 mètres; le tremblement de terre de Lisbonne (1755) se propageait selon 550 mètres par seconde; celui de 1782 dans l'Allemagne du centre avait une vitesse de 742 mètres.

La *durée* d'un tremblement de terre dépend de la fréquence des secousses qui se succèdent, et dont chacune ne dure qu'une seule ou un petit nombre de secondes. Les tremblements de terre les plus dévastateurs sont instantanés. Caracas (1812) fut détruite en 30 secondes; Oppido et ses environs (1783) en 2 minutes; Lisbonne en 5 minutes; le 16 août 1868, un tremblement de terre qui dura 1½ minutes fit périr 40 000 personnes en Ecuador. Dans d'autres tremblements de terre de plus longue durée, on a vu plusieurs centaines de secousses se répéter dans un court intervalle. En 1856, dans le Honduras, on en put compter 108 en une semaine; à Lima, en 1746, il y eut 451 secousses en 5 mois. Aux paroxysmes puissants et destructeurs s'ajoutent d'ordinaire, après des pauses plus ou moins longues, des secousses moins fortes qui se répètent pendant des semaines et quelquefois pendant des mois, deviennent de plus en plus faibles et finissent par s'éteindre. C'est seulement après une dizaine d'années que la Calabre ne fut plus affectée des secousses qui avaient suivi le grand

tremblement de terre. Les oscillations qui détruisirent Cumana en 1766 furent suivies, pendant quatorze mois, d'autres oscillations qui se répétaient d'abord d'heure en heure.

La *fréquence* de cette sorte de phénomènes est très-grande. L'on possède depuis 1850 jusqu'à 1857 la relation de 4620 tremblements de terre, qu'il faut ainsi répartir : Basse-Italie et Sicile, 509 ; Italie moyenne, 196 ; presqu'île pyrénéenne, 77 ; France, 105 ; Alpes suisses, savoyardes et piémontaises, 1005 (parmi lesquels un grand nombre ne sont pas certainement volcaniques) ; Alpes de l'est, 81. Depuis le commencement du siècle jusqu'à 1845, l'on a enregistré 559 tremblements de terre pour le bassin du Rhin seul. L'Amérique du Sud est, au reste, le pays du monde où ces secousses sont le plus fréquentes. Elles sont là si communes, que l'on peut admettre que ce continent se trouve sans cesse en mouvement sur l'un quelconque de ses points. Depuis l'époque de sa fondation, la ville de Lima a été renversée complétement dix fois.

L'*étendue* de pays sur lequel la secousse se fait sentir est quelquefois énorme. Le tremblement de terre qui ébranla le pays rhénan, le 29 juillet 1846, s'étendit sur un espace de 2200 milles carrés ; celui de Visp (Valais), 25 juillet 1855, sur 3700 milles ; celui de Naples, 16 décembre 1857, sur 1843 milles ; celui de l'Allemagne centrale, 6 mars 1872, sur 3100 milles. Le tremblement de terre de Lisbonne, du 1er novembre 1755, non-seulement détruisit beaucoup de villes au Maroc, mais se propagea jusqu'en Scandinavie, aux Massachussets et aux petites Antilles. Des tremblements de terre linéaires, comme on les voit souvent au Chili, se sont étendus sur un espace de 150 milles.

§ 6. **Tremblements de la mer.** — Quand des tremblements de terre prennent naissance au fond de la mer, ils se propagent par tout l'Océan et déterminent à sa surface des oscillations plus ou moins puissantes. La mer reste calme au large et l'on n'y remarque point de mouvements ondulatoires ; à la côte, au contraire, il se produit un retrait subit des eaux, suivi d'un violent afflux qui peut jeter de grands vaisseaux loin à l'intérieur des terres (Saint-Thomas) et submerger des villes (Callao, Conception). Communément, l'oscillation commence par un retrait de la mer qui découvre les parties peu profondes, fait toucher les vaisseaux et met à sec les ports et les baies ; ce retrait dure en moyenne de 5 à 35 minutes. Lors du tremblement de terre de Santa (18 juin 1678), cependant, la mer se retira aussi loin qu'on pouvait l'apercevoir, et ne revint qu'après vingt-quatre heures pour tout détruire. En 1690, au tremblement de terre de Pisco, elle se retira sur une étendue de 2 milles, trois heures durant. L'onde, lorsqu'elle revient ainsi, forme une véritable montagne d'eau qui envahit le rivage, où elle s'élève à 10, 20 et même en certains cas à 70

mètres au-dessus de son niveau normal, et s'élance loin à l'intérieur des terres. Les tremblements de terre des pays côtiers se propagent en mer à une distance souvent extraordinaire. Ainsi, le tremblement de terre du 13 août 1868, sur les côtes du Pérou, se propagea, du 13 au 16 août, par tout l'océan Pacifique avec une vitesse de 2 à 400 milles marins par heure, et il fut ressenti jusque sur les côtes d'Australie et du Japon : en plusieurs points de ces terres et sur les îles situées sur le passage des oscillations, il produisit les plus grands ravages.

§ 7. **Effets des tremblements de terre.** — Les grands tremblements de terre sont les phénomènes naturels les plus dévastateurs. Peu de secousses suffisent pour changer en ruines de nombreux édifices et faire périr des milliers d'hommes. La destruction de Mendoza, en 1861, par suite du plus terrible des tremblements de terre des temps modernes, fut accomplie en quelques minutes ; en quelques instants 9 ou 10 000 hommes périrent lors du tremblement de terre de Caracas ; une seule secousse, la première, au tremblement de terre de la Calabre (1783), renversa la plupart des maisons de toutes les villes et villages qui se trouvaient dans son cercle d'ébranlement. Les tremblements de terre agissent encore en détachant des montagnes des masses de roches et de terres qui s'abattent dans les vallées, barrent les fleuves et déterminent des inondations. Souvent la formation de fentes partant de la surface est aussi la conséquence du mouvement d'ondulation ; les fentes peuvent être droites, courbes, en zigzag ; elles sont souvent très-nombreuses, et quelquefois se referment en écrasant tout ce qu'elles ont englouti. Les fentes montrent très-souvent un parallélisme frappant, en d'autres cas, elles rayonnent d'un point commun ; quelquefois les deux lèvres de la fente n'ont pas gardé leur situation primitive, et l'une d'elles se trouve actuellement plus ou moins élevée au-dessus de l'autre. Ainsi, lors du tremblement de terre de la Calabre, une tour, aux murs fort épais, fut partagée en deux moitiés par une fente verticale, et l'une des moitiés se trouve actuellement plus élevée que l'autre de 5 mètres. De violentes éruptions d'eau et de boue accompagnent la formation de ces fentes ; elles sont dues à la compression que subissent alors les nappes d'eau ou les couches aquifères souterraines. Les changements de niveau sont l'un des effets les plus importants des tremblements de terre : il en sera question au chapitre suivant.

§ 8. **Opinions sur les causes des tremblements de terre.** — Il n'est pas douteux que beaucoup de phénomènes volcaniques soient liés aux tremblements de terre qui accompagnent d'ordinaire les éruptions ; le plus souvent, ces tremblements de terre sont seulement locaux, mais ils se propagent quelquefois sur des centaines de milles, et en beaucoup de cas ils peuvent prendre un caractère de puissance extrême, jusqu'à ce qu'ils

soient arrêtés par l'éruption volcanique. La liaison entre les tremblements de terre et l'activité volcanique est alors tellement claire qu'on est tenté d'admettre que les autres tremblements de terre qui se manifestent dans des régions non volcaniques doivent être rangés sous la même cause, et que les volcans, en général, doivent être considérés comme des soupapes de sûreté dont l'ouverture, et par conséquent l'éruption, est une sûre garantie contre ces ébranlements du sol. Mais cette idée est erronée, comme on a pu s'en convaincre par cette observation relatée plus haut, que le point de départ de la secousse est situé à environ 2 milles seulement de profondeur, — autant du moins que l'on puisse juger d'après les tremblements de terre qui ont été observés avec exactitude. Il est plutôt vraisemblable que la plupart des tremblements de terre non exprimés par le rapide dégagement de vapeur d'un volcan, reconnaissent une autre cause que le vulcanisme, et que cette cause doit être recherchée dans l'action destructive d'eaux circulant dans les profondeurs et dans la gravitation. C'est ce que nous étudierons plus loin à propos de l'action chimique des eaux.

Certains géologues attribuent les tremblements de terre à des phénomènes qui se passent à la limite de la croûte solide terrestre et de la partie centrale incandescente. *Angelot* et *Naumann* admettent de puissantes fluctuations à l'intérieur de la terre, dues aux gaz et à la vapeur dégagés pendant la solidification de la masse fluide et qui se sont amassés en des points déterminés, ou bien à ce que les eaux de la mer pénètrent jusqu'au noyau incandescent et causent ainsi des explosions formidables. *Perrey* et *Falb* veulent que les corps célestes influent sur la production des tremblements de terre, et que ceux-ci soient dus à des marées de la masse fluide centrale du globe, qui tend à obéir à l'attraction du soleil et de la lune.

Pfaff admet que les masses fluides chassées de l'intérieur de la terre arrivent dans des cavités relativement rapprochées de la surface et remplies en partie par de l'eau, d'où un brusque développement de vapeur qui détermine les oscillations du sol.

Dana considère comme cause des tremblements de terre non reliés à des éruptions volcaniques, la pression latérale produite par la contraction qui accompagne le refroidissement lent de la croûte terrestre, et, en outre, les affaissements et plissements déterminés par la même cause. Par suite de ces circonstances, les roches se trouvent dans un tel état de pression contre la masse centrale, que toute agitation produite dans la profondeur détermine une secousse et se propage à la surface du terrain, où elle constitue un tremblement de terre.

4. — SOULÈVEMENTS ET AFFAISSEMENTS PERMANENTS DU SOL.

§ 1. **Soulèvements et affaissements instantanés et séculaires. Points de départ pour leur constatation.** — Les variations permanentes du niveau du sol sont en rapports génétiques étroits avec les tremblements de terre, dont elles sont quelquefois la cause et quelquefois l'effet; elles exercent la plus grande influence sur les formes que prend la surface de la terre.

Les changements de niveau consistent en *soulèvements* ou en *affaissements*, qui peuvent affecter une partie plus ou moins grande de la croûte terrestre, et s'accomplir brusquement ou d'une manière lente, être, en d'autres termes, *instantanés* ou *séculaires*.

Par suite de la généralité de ces oscillations, et dans l'impossibilité où l'on est d'avoir un point de comparaison qui échappe au mouvement commun, les oscillations continues ne sont pas appréciables aux habitants des continents en mouvement, et il est généralement difficile de les constater lorsque le niveau de la mer subit aussi des modifications, puisqu'on ne peut alors le prendre comme point de départ dans la mesure des affaissements et des soulèvements des continents. Les récifs anciennement couverts d'eau peuvent émerger, les régions côtières s'accroître en largeur du côté de la mer, les anciens ports se joindre à la terre ferme, les bras de mer devenir complétement impraticables, les bancs de coraux et de mollusques être mis à sec. D'autres rivages, et avec eux des forêts et des agglomérations de maisons peuvent aussi s'enfoncer insensiblement au-dessous du niveau de l'océan voisin, jusqu'à ce que les eaux les engloutissent.

De semblables oscillations se manifestent par les changements que subissent les lignes des côtes, comme c'est le cas pour le flux et le reflux. Ces changements, très-apparents pour les rivages plats, ne le seraient pas du tout pour les falaises abruptes, si la mer ne laissait des traces ineffaçables de sa présence. Par le choc des vagues, la falaise a été minée, les écueils nivelés, des amas de galets se sont formés, et des fragments de coquilles, de coraux, de roches ont été soudés ensemble : et ainsi toutes ces formations spéciales de rivage, qui entourent l'océan comme une ceinture, se sont produites. Si le continent s'exhausse, cette ligne de rivage émerge, et on peut quelquefois la retrouver à des centaines de mètres de hauteur. La mer alors reconstitue des nouvelles formations littorales qui peuvent continuer successivement à émerger et pendant longtemps. A l'objection que l'on pourrait faire que les changements de niveau sont dus à l'affaissement de la mer, on peut répondre par l'exemple de ce qui se passe sur les côtes de Norvége, où les lignes littorales ne courent pas tou-

jours parallèlement entre elles et à la surface de la mer, mais convergent quelquefois, ce que l'on peut seulement expliquer par un soulèvement irrégulier de la côte.

§ 2. **Exemples de soulèvements.** — Les soulèvements instantanés se sont produits sur la plus vaste échelle à la côte ouest de l'Amérique du Sud. Ainsi, en 1750, la côte du Chili subit un soulèvement de 8 mètres, accompagné d'un tremblement de terre : le vieux port de la Conception devint impraticable, les vaisseaux, depuis ce temps, ne pouvant s'en approcher qu'à une distance d'un demi-mille. Des rochers, situés à 3 et 4 brasses de profondeur, furent élevés au-dessus du niveau de la mer. En l'année 1822, la côte du Chili et du Pérou se souleva d'environ 1 mètre sur une étendue de 240 milles, ce qui mit à sec une série de bancs d'huîtres. Le même phénomène se répéta en 1835, à peu près dans le même pays, mais il fut le plus marqué à l'île Sainte-Marie. Celle-ci fut soulevée, sur une longueur d'un demi-mille, de $2^{m},06$ à son extrémité sud, en son milieu de 3 mètres, et à sa pointe nord de $3^{m},30$. Déjà, auparavant, il y avait eu, à la côte ouest de l'Amérique du Sud, des soulèvements sur lesquels, à la vérité, on ne possède aucun témoignage historique, mais qui sont attestés plus sûrement par les traces des anciennes lignes du rivage, que par les documents écrits. En certains points du Chili et du Pérou, ces traces de la présence de la mer se présentent quatre, cinq, six et même sept fois en superposition ; elles correspondent évidemment à autant de soulèvements brusques et aux périodes de repos qui les suivaient ; on les observe, en certains endroits, jusqu'à une distance de 7 milles, à l'intérieur du continent. Les plus élevées de ces lignes de rivage sont à 100 ou 200 mètres d'altitude, mais par places (ex.: à Valparaiso), elles peuvent se trouver à 400 et presque à 450 mètres. Ces pays côtiers se sont donc soulevés d'autant pendant les derniers siècles. La découverte d'une balle de maïs et de fils de coton dans un banc de coquilles élevé aujourd'hui de 28 mètres au-dessus du niveau de la mer, dans l'île Saint-Laurent, en face de Callao, est du plus haut intérêt, puisqu'elle montre que les habitants de la côte étaient déjà agriculteurs et avaient de l'industrie lorsque cet important soulèvement a eu lieu.

On a observé en Europe des phénomènes tout à fait semblables. Ainsi, en Sicile, on voit des lignes de rivage élevées de plus de 200 mètres au-dessus du niveau actuel de la mer et qui présentent des roches déchaussées et polies, des amas de mollusques, des dépôts de galets et des trous forés par les bivalves. On trouve des formations semblables sur la côte ouest de la Grande-Bretagne, à 10, 25 et même 100 mètres de hauteur. Celles-ci sont intéressantes en ce qu'elles ne courent pas horizontalement, mais s'élèvent vers l'intérieur des terres, où elles peuvent atteindre progressive-

ment plus de 450 mètres de hauteur. Le temple de Sérapis, près Pouzzoles, à peu de distance de Naples, est un exemple célèbre de ces changements de niveau du sol. Parmi ces ruines, situées tout contre la côte, se dressent encore trois colonnes élevées de 13^{m},50 et formant des monolithes de marbre que l'on a dégagés des cendres volcaniques qui les entouraient. Leur surface à la partie inférieure est, jusqu'à 4 mètres de haut, unie et intacte; un espace de 3 mètres forme ensuite une zone perforée de nombreux trous par la *Modiola lithophaga :* on retrouve souvent les coquilles de ces bivalves. La partie supérieure des colonnes est de nouveau tout à fait intacte. Il résulte de cette observation que la côte avec le temple de Sérapis, à la suite d'une éruption volcanique accompagnée de tremblement de terre et de pluie de cendres, s'est affaissée d'environ 7 mètres. Le temple est ainsi resté sous l'eau longtemps, ce qu'attestent les trous des mollusques dans la partie des colonnes qui sortait du sein des cendres. C'est seulement plus tard qu'il y eut un nouveau soulèvement par suite duquel le temple acquit son niveau actuel.



Fig. 58. — Ruines du temple de Sérapis.

Les changements de niveau le mieux étudiés ont été ceux de la Scandinavie. Une partie des côtes de ce pays se trouve actuellement encore dans un état de soulèvement *séculaire*, tandis que, dans les temps préhistoriques, il y a eu des soulèvements instantanés, séparés par de longues périodes de tranquillité. On a pu constater ces oscillations sur beaucoup de points des côtes et des îles par les marques laissées par les eaux, et qui, observées à des intervalles de plusieurs années, ont démontré des soulèvements qu'on a pu évaluer à 1 mètre par siècle. Ces observations sont corroborées par le soulèvement d'écueils en des points où il n'en existait pas autrefois. Les nombreuses lignes de rivages anciens, bancs de bivalves, traces de balanes, dépôts d'argile en terrasse remplis de coquilles encore vivantes aujourd'hui dans la Baltique ou sur la côte de Norvége, mais le plus souvent, actuellement, propres aux zones arctiques, indiquent pour les âges préhistoriques des soulèvements beaucoup plus puissants. Ces lignes de rivage se répètent à plusieurs niveaux superposés et peuvent atteindre une hauteur de 200 mètres au-dessus du niveau de la mer. Nous avons déjà dit qu'elles ne sont pas complétement parallèles et horizontales, mais qu'elles s'élèvent du côté des terres et parfois divergent. Le soulèvement de la Scandinavie se prolonge le long de la Baltique jusqu'à la côte de Russie.

Les preuves que nous venons de donner en faveur de ces soulèvements relativement récents sont confirmées d'une manière intéressante par la présence dans le fiord de Christiania de polypiers morts de l'*Oculina prolifera*, à une profondeur de 10 à 15 brasses. Or cette espèce est propre aux mers profondes et habite les côtes nord et ouest de Scandinavie, sous 150 à 300 brasses : portée par le soulèvement du sol à un niveau si différent, elle a nécessairement péri.

La Nouvelle-Zélande et Ceylan sont les seules îles du Pacifique et de l'océan Indien qui peuvent être citées ici comme exemples de soulèvements séculaires. Les formations de terrasses sur la côte est de la première île montrent une élévation de 500 à 1500 mètres depuis l'époque tertiaire, tandis que la côte ouest s'affaisse graduellement. De même, sur la côte de Ceylan, les bancs de coraux sont élevés à une hauteur déjà considérable au-dessus du niveau de la mer, et, le soulèvement continuant, ils rattacheront bientôt l'île au continent.

§ 5. **Exemples d'affaissements.** — La plupart des affaissements de parties restreintes du sol *ne sont pas* en corrélation avec les phénomènes volcaniques; ils résultent bien plutôt de l'affaissement de cavités souterraines, de la condensation d'éléments de roches lâchement disposées, du desséchement de couches autrefois riches en eau, du glissement de parties de montagnes et d'autres actions semblables en étroite connexion avec les tremblements de terre non volcaniques, et dont il a déjà été question à propos de ces derniers. Les temps récents fournissent d'ailleurs d'assez nombreux exemples d'affaissements soudains du sol dont la seule cause est le vulcanisme. Lors du grand tremblement de terre de Lisbonne, la jetée en marbre s'enfonça brusquement. A la Jamaïque, en 1692, une grande région avec les habitations qu'elle portait s'enfonça à plus de 13 mètres dans la mer. Dans le tremblement de terre de la vallée du Mississipi, en 1843, il y eut d'importants affaissements. En de nombreux points des côtes d'Angleterre, de Normandie, de Bretagne, du New Jersey, de la Caroline du Nord, on connaît des forêts *sous-marines* qui indiquent un affaissement relativement récent. La côte de la mer du Nord, aussi, est dans un état d'affaissement séculaire : une partie de la Hollande est déjà au-dessous du niveau de la mer, et ses digues seules la défendent. L'aire du Zuyderzée fut seulement submergée il y a cinq siècles, et un grand nombre des îles côtières entre Texel et l'Elbe, et sur la côte ouest du Schleswig, sont disparues depuis les temps historiques ou ont beaucoup diminué. De même, la côte ouest du Groënland s'enfonce lentement sous les eaux du détroit de Davis, de sorte que les poteaux auxquels les Européens avaient coutume d'attacher leurs embarcations sont déjà disparus sous les eaux. La partie nord subit un mouvement en sens

contraire, ce qui se reconnaît aux nombreuses lignes de rivages anciens.

De même que la présence de nombreux restes d'animaux marins à des niveaux élevés fournit une preuve indubitable de soulèvement pour les pays côtiers, ainsi l'abondance des mêmes êtres au-dessous du niveau auquel ils vivent habituellement démontre à l'évidence un *affaissement* du sol. Les éléments qui forment les îles de coraux de l'océan Pacifique et leur structure font voir que le fond de cette mer, depuis de longues périodes, est dans un état d'affaissement séculaire. Les animaux des coraux qui forment ces îles ne peuvent vivre que jusqu'à une profondeur de 40 mètres au-dessous du niveau de la mer, et cependant, aussi profondément que la drague ait pu les atteindre, on trouve ces îles exclusivement formées de coraux morts. Il faut conclure de là à un affaissement progressif de la zone dans laquelle vivaient ces animaux. Les nouvelles générations de polypes, pour ne pas sortir du milieu qui leur est nécessaire, sont forcées à chaque fois de s'établir à la partie la plus élevée du récif de corail qui s'enfonce, et ainsi de construire non plus en largeur, mais en hauteur. La conséquence de cet affaissement et du mode d'activité des animalcules du corail, c'est la formation, après des siècles, d'îles disposées en anneau (atolls). Chacune d'elles correspond à une île abîmée

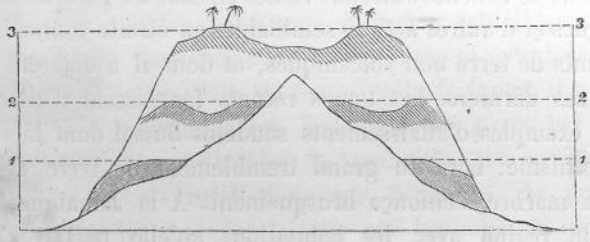


Fig. 39. — Coupe d'une île de coraux à différents degrés de développement.

autour de laquelle les animalcules du corail se sont établis, construisant d'abord une ceinture de récifs qui s'adosse contre l'île (fig. 39, 1, 1, et fig. 40, *a*). L'affaissement lent du fond de la mer commence, et avec lui s'enfoncent l'île et les coraux qui se sont formés autour d'elle (fig. 39, 2, 2, et fig. 40, *b*, *c*). L'île disparaît enfin sous les eaux, mais les coraux continuent à se développer, et se maintiennent au même niveau en se fixant toujours aux parties supérieures du polypier; ils forment ainsi les atolls (fig. 39, 3, 3). La surface d'affaissement au fond du Pacifique paraît avoir 1200 milles de longueur sur 400 de large.

C'est par ces affaissements séculaires de *continents entiers* sous le niveau de la mer que s'explique la similitude de faune et de flore que présentent des îles fort éloignées l'une de l'autre. Celles-ci ne sont que les points les plus élevés d'un ancien continent sur lesquels se sont réfu-

giés une partie des habitants des pays voisins. Ainsi, par exemple, la présence des lémuriens limitée à Madagascar, aux Seychelles, aux Maldives et à Ceylan, indique l'existence d'un ancien continent dont ces îles et leur faune sont les derniers restes, et que l'on a appelé *Lémurie*. Les traditions des habitants de Ceylan ont conservé le souvenir de l'ancienne continuité de cette île avec les Maldives et les îles Laquedives. D'un autre côté, la totale différence de faune et de flore d'îles voisines s'explique parce que leur affaissement et leur séparation ont eu lieu à une époque très-reculée : leurs habitants se sont ainsi développés indépendamment. Dans les cas où, par suite d'affaissements, des îles ont été séparées du continent et leurs habitants conservés par l'obstacle ainsi apporté à l'immigration d'animaux étrangers, les formes antiques, détruites depuis longtemps sur le continent, ont pu persister : la Nouvelle-Zélande et l'Australie en sont des exemples remarquables. Lorsque des îles fort éloignées l'une de l'autre présentent un monde animal semblable, il est permis de conclure qu'elles sont les sommets des montagnes d'un continent inconnu abîmé sous les eaux.

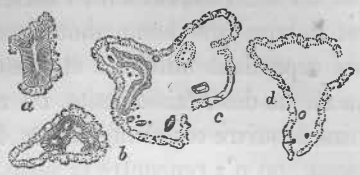


Fig. 40. — Iles coralliennes de Fidji.
a, Goro, avec ceinture de récifs; *b*, Augau, avec une barrière de récifs; *c*, îles avec des barrières de récifs fort éloignées; *d*, Numuku, lagune avec une seule pointe de rochers.

En général, ces oscillations des masses continentales sont déterminées de telle façon que leur accroissement a lieu dans la direction nord, et qu'elles s'enfoncent du côté sud. Aux périodes géologiques les plus récentes, les pays bas du nord de l'Europe, la moitié nord de l'Amérique du Nord, la Sibérie jusque l'Altaï, sont sortis du sein de la mer. D'un autre côté, la vaste surface de l'hémisphère sud (Lémurie, Polynésie) est en état d'affaissement.

§ 4. **Soulèvements et affaissements aux époques géologiques anciennes.** — Les continents, aux périodes géologiques anciennes, faisaient partie du fond de la mer, et c'est seulement par degrés qu'ils se sont soulevés pour former la terre ferme. A une époque récente, peut-être même lors de la première apparition de l'homme, la plus grande partie du nord de l'Europe et de l'Amérique était encore sous les eaux. Dans la large plaine de sable du nord de l'Allemagne, la mer a laissé des traces de son ancienne occupation dans les blocs erratiques et les restes, peu nombreux d'ailleurs, de ses habitants. Les formations de roches qui appartiennent à des époques géologiques plus anciennes encore, viennent aussi donner à cette plaine les caractères d'un ancien bassin ; les chaînes de montagnes qui la bordent sont dues en grande partie aux restes d'anciens habitants de la mer ou de roches qui en contiennent de nombreux débris; de larges

plateaux et des plaines élevées à l'intérieur des terres sont formés de coraux, de bancs de coquilles et de crinoïdes pétrifiés. Même les perforations de mollusques, souvent remplies de matières d'âges plus récents, les amas de galets, à la limite d'anciens rivages, cimentés aujourd'hui en un conglomérat, ne manquent pas à l'intérieur du continent. A une époque relativement peu éloignée, certaines montagnes, et précisément des plus élevées, faisaient encore partie du fond de la mer ; les roches qui les forment, mêlées de débris d'animaux marins, n'étaient pas encore solidifiées : par un soulèvement lent, l'ancien lit de la mer s'est trouvé exondé, puis est devenu une haute montagne. Ce mouvement d'exhaussement n'était pas cependant uniforme et constant, des pauses l'arrêtaient quelquefois, ou même des affaissements. De nombreuses marques permettent de nouveau de suivre ces changements. En aucun lieu de la terre géologiquement connu, on n'a rencontré la série complète des couches stratifiées formées dans la mer ; il manque toujours des anneaux importants à cette longue chaîne des terrains qui se sont succédé. Dans la plupart des points même, ils manquent presque tous ; en beaucoup d'endroits il y a seulement une ou deux formations qui peuvent être incomplètes ; souvent la formation la plus récente repose directement sur la plus ancienne, et tous les dépôts intermédiaires manquent. Ces lacunes dans la série des couches correspondent à l'émersion périodique d'une portion plus ou moins grande du fond de l'Océan, pendant laquelle les dépôts ont continué de s'effectuer, mais en cercle, autour de la partie soulevée. Le recouvrement de ces parties autrefois émergées par des dépôts appartenant à des séries de couches plus jeunes, indique un nouvel affaissement, et enfin, leur situation actuelle au-dessus du niveau de la mer s'explique en admettant un nouveau soulèvement.

D'autres preuves de changements de niveau lents et continus à la surface de la terre aux périodes géologiques anciennes nous sont données par l'alternance des séries de couches marines avec les formations terrestres, de marécage ou d'eau douce. Des grès avec restes de plantes terrestres et lits de charbon provenant de la décomposition de fougères, calamites et sigillaria, ou de conifères, de cycadées et d'équisétacées, et qui présentent quelquefois des empreintes de pieds d'animaux qui cherchaient leur nourriture sur le rivage, des couches qui montrent encore les sillons ondulés que laissaient les eaux des anciens océans sur leurs rivages ou l'impression de gouttes d'eau tombées dans ces temps éloignés, sont recouverts par des formations puissantes dont la richesse en débris d'animaux de mer profonde permet de conclure à leur origine océanique et, par conséquent, à des soulèvements et affaissements importants et répétés.

Avec ces affaissements et soulèvements quelquefois très-étendus et avec

les modifications qu'ils apportent à la forme des continents, marchent de pair les changements locaux de flore et de faune, la disparition des espèces anciennes et leur remplacement par des formes voisines. Lors d'un affaissement apparaissent d'abord, au lieu des plantes et animaux continentaux, les espèces qui fréquentent les marécages ; mais celles-ci cèdent bientôt devant l'envahissement de la mer qui ne permet plus l'existence qu'aux animaux des eaux saumâtres, puis à ceux des mers peu profondes, avant d'en arriver aux espèces des profondeurs. Le soulèvement des parties immergées en terre ferme suit la loi contraire, par rapport aux modifications qu'il fait subir aux êtres organisés. Le caractère des plantes et des animaux sur un même point de la surface de la terre a donc subi des changements continus et profonds, indépendamment des modifications au facies général des êtres organisés qui ont pris place successivement dans la série des temps.

La répartition de la terre et des eaux telle qu'elle est aujourd'hui et celle des règnes animal et végétal, doivent être considérées comme le résultat des actions que nous venons de décrire. L'état actuel peut exister depuis des milliers d'années ; il durera peut-être encore autant : il viendra cependant une période où la forme des continents sera changée et où la répartition des terres et des mers ne concordera plus avec la disposition d'aujourd'hui.

Schmick a récemment tenté d'attribuer les grands mouvements de la terre à sa partie liquide et non plus à sa partie solide : au lieu d'admettre le soulèvement ou l'affaissement des masses continentales, il admet des changements de niveau de la surface de la mer, considérée jusqu'aujourd'hui comme point constant de comparaison. Cette tentative a été solidement réfutée, entre autres par *O. Peschel*.

§ 5. **Formation des continents.** — Il a été démontré que la croûte terrestre aux périodes géologiques anciennes était presque continuellement dans un état de soulèvement ou d'affaissement. Cette mobilité d'une masse solidifiée semble inexplicable, si nous ne nous rappelons la faible épaisseur de la croûte solide aux âges anciens, et surtout la formation des fentes qui traversent cette croûte solide et séparent les aires de soulèvement des points d'affaissement. On peut admettre que la surface solidifiée du globe fut d'abord uniformément recouverte par les eaux de l'Océan. La terre diminuant de volume par suite de son refroidissement, la croûte solide s'est rétractée, en déterminant la formation de fentes et l'affaissement de certains points. L'écorce terréstre en s'affaissant sur la plus grande partie de la surface du noyau fluide, a déterminé un soulèvement, relativement faible à la vérité, du reste de la croûte solide. Sous l'influence simultanée de ces deux mouvements opposés, diverses parties de la terre sont sorties des eaux

et ont permis dès lors une distinction entre les mers et les continents. La structure horizontale des continents actuels, dont on ne peut séparer les zones côtières peu profondes, existait donc en général au commencement de l'histoire de la terre, et n'éprouvait de modifications qu'en ce que les soulèvements continus postérieurs n'étaient pas uniformes par tout le champ de soulèvement, ou bien étaient interrompus par de fréquentes submersions totales ou partielles. Dans ce dernier cas, les bancs sous-marins se meuvent souvent en sens opposé, de sorte que le changement de vastes régions marines en continent est synchrone de l'affaissement sous la mer des anciennes terres. Celles-ci se chargent alors de ces sédiments océaniques qui donnent aux continents leur structure horizontale, et qui jouent un rôle si important dans la formation de la croûte solide du globe.

L'émersion des continents nous a fait voir le soulèvement lent de vastes régions de la surface de la terre à la fois. Lors de la formation de montagnes, au contraire, des zones restreintes élèvent leur niveau par un mouvement accéléré. Il résulte de la dépendance de direction des montagnes par rapport aux côtes et de leur hauteur par rapport à l'étendue de l'océan limitant, comme aussi de la répartition des terres élevées contre les dépendances continentales des montagnes, que la plupart des montagnes, et les plus élevées, se sont formées lorsque la terre ferme avait déjà ses contours actuels; en d'autres termes, que les continents sont plus âgés que ces montagnes. Nous parlerons dans un autre chapitre de la discordance dans la stratification des roches, liée avec la formation des continents et des montagnes, et nous nous occuperons également alors des causes générales qui ont déterminé l'état actuel de la surface des terres émergées.

§ 6. **Apparente régularité dans la forme des continents et dans la direction des montagnes, en rapport avec leur mode de formation.** — On trouve dans la forme du contour des continents et dans la direction et dans la division des montagnes, une certaine régularité qui est le plus frappante dans les points suivants :

1° Les continents sont montagneux vers les côtes, mais à leur intérieur ils sont proportionnellement bas.

2° Les montagnes côtières les plus élevées bordent le plus vaste océan; celles qui sont peu importantes sont en rapport avec les petites mers.

3° Les volcans stratifiés sont limités d'ordinaire aux côtes; ils sont rares à l'intérieur des terres.

4° Presque tous les volcans d'un continent se trouvent du côté du grand Océan ; ainsi, presque tous les volcans d'Asie ou d'Amérique sont sur l'océan Pacifique, qu'ils entourent complétement.

5° Les dépôts stratifiés des côtes continentales ont subi de grands bou-

leversements, qui n'ont que peu ou point affecté l'intérieur des continents.

6° Les lignes de côtes, les chaînes de montagnes et les séries d'îles, dans la plupart des cas, suivent une direction nord-est ou nord-ouest.

7° Les masses continentales de la terre sont partagées par des détroits ou des baies profondes, en une moitié nord et une moitié sud; ces eaux de séparation sont riches en îles volcaniques (océan Indien, mer Rouge, Méditerranée, mer des Antilles; voy. p. 9 et p. 136).

C'est sur ces rapports parfaitement établis que s'appuient les idées de *Dana* sur le mode de formation des continents et des montagnes. D'après lui, la croûte terrestre est fendue en des directions déterminées de moindre résistance, qui courent dans les sens N. O. et N. E. Dans les points où elles se rencontrent, ces lignes, de droites, peuvent devenir courbes. Par le soulèvement de certains des espaces séparés par les fentes et par l'affaissement des autres, furent produits primitivement les océans, les continents et les grandes îles à peu près dans la disposition horizontale qu'ils ont aujourd'hui. C'est la raison pour laquelle les continents apparaissent sous forme de triangles à sommet dirigé vers le sud. La pression exercée sur les parties exondées par l'affaissement de la plus grande partie de la croûte terrestre s'est surtout fait sentir sur les bords, sur les côtes, où elle a plissé, brisé, relevé les couches, mais en même temps élevé le niveau. C'est pour cela que celles-ci sont d'ordinaire plus élevées que l'intérieur du continent. Dans les points où s'affaissent de vastes étendues, une plus grande pression est exercée contre les côtés qui les limitent, et l'inverse est vrai lorsque l'affaissement est circonscrit. C'est pour cette cause que les hautes montagnes sont voisines des plus hautes mers, et que l'océan Pacifique est bordé de montagnes plus élevées et plus abruptes que l'océan Atlantique. Par suite de cette forte pression latérale, il se forme lors du soulèvement continu des montagnes côtières et, par la rupture des couches qui les forment, de nouvelles fentes, qui donnent naissance à de nouvelles voies de communication avec l'intérieur de la terre et qui peuvent ainsi permettre la manifestation des forces volcaniques. — C'est pour cela que presque tout l'océan Pacifique est bordé de volcans. Quelquefois, une pression particulièrement forte contre les côtes a déterminé la formation d'une seconde montagne plus à l'intérieur des terres, mais parallèle à la première. Une telle pression à l'époque tertiaire a soulevé les Montagnes Rocheuses, les Andes, les Pyrénées, les Alpes, etc. Dans la théorie de *Dana*, il faut donc considérer trois phases principales :

a. *Formation de fentes* en direction régulière.

b. Soulèvement de certaines parties de la croûte terrestre, affaisse-

ment d'autres parties ; en conséquence, séparation des terres et des mers. — *Formation des continents.*

c. Par suite de la pression latérale exercée sur les bords des continents par les parties en affaissement et par les eaux auxquelles elles forment réservoir — *soulèvement de montagnes* dont la hauteur est en rapport avec les dimensions de l'océan limitant.

Dana a récemment émis l'hypothèse suivante sur la *formation des chaînes de montagnes*. Par suite de la pression que la contraction de l'écorce terrestre dirige surtout contre les côtes océaniques d'un continent, la partie centrale se déprime progressivement et se creuse en un bassin dans lequel la mer pénètre et qu'elle remplit de ses sédiments au cours des âges. Dans l'exemple qu'il cite à l'appui (les monts Appalaches), *Dana* admet que la puissance de ces dépôts est de 40,000 pieds. La chaleur centrale du globe ayant à traverser une si énorme épaisseur, réduit à l'état igné la partie de l'écorce terrestre qui formait primitivement le bassin. La pression latérale continuant à s'exercer, le fond du bassin, ramolli par la fusion, cesse d'être uni, se plisse de différentes façons, en même temps que les couches sédimentaires suivent ses mouvements et comme lui se courbent, se brisent, chevauchent l'une sur l'autre, sont comprimées, réduites à occuper des zones plus petites et à s'élever au-dessus de leurs anciens niveaux. Au stade de la formation des montagnes, prennent naissance, selon *Dana*, un certain nombre de plis parallèles dont les selles commencent à être attaquées par les eaux. Si cette dénudation des zones de selles est poursuivie pendant longtemps, elles finissent par être profondément creusées, et un nombre égal de zones de couches synclinales persiste sous forme de files de montagnes parallèles.

D'après *Dana*, il ne se forme pas seulement des dépressions en bassin par suite de la pression latérale que détermine la contraction de la croûte terrestre (synclinaux), mais des soulèvements se forment (anticlinaux), qui portent des étendues plus ou moins considérables de la surface de la terre à des milliers de pieds au-dessus de leur niveau primitif. C'est surtout aux périodes géologiques récentes, lorsque la croûte terrestre était durcie et résistante, qu'ont eu lieu de ces soulèvements. Aussi voyons-nous les terrains les plus récents prendre part à la formation des plus hautes montagnes.

Ed. Suess comprend la formation des montagnes comme résultant de la solidification de l'écorce terrestre. Il en recherche la cause dans les *déplacements horizontaux* que subit la surface de la terre, déplacements liés à la contraction du noyau solidifié. Lorsque ces mouvements sont empêchés par des obstacles, ils déterminent la formation de systèmes de plis qui sont les montagnes.

Pfaff a démontré récemment, toutefois, combien loin nous sommes d'avoir la solution du problème de la formation des montagnes et des discordances de stratification.

ACTION DES EAUX.

L'influence du vulcanisme sur la configuration de la surface de la terre ne saurait trop être prise en considération, mais elle n'est pas la seule cause qui ait agi.

On avait pensé trouver dans la puissance mystérieuse des agents souterrains la cause unique de la disposition qu'offre la surface du globe ; on avait attribué aux paroxysmes volcaniques la diversité du contours des continents, la disposition des séries d'îles qui les environnent, les caractères des montagnes, etc. L'amour du prodigieux avait fait voir partout le fantôme du vulcanisme, parce qu'on dédaignait de chercher dans l'observation des phénomènes actuels la solution des problèmes géologiques. On se croyait obligé d'admettre des forces extraordinaires, des phénomènes tout particuliers : l'on fut bien étonné lorsque l'on reconnut enfin, dans la *goutte d'eau* qui pénètre partout, l'élément dont l'activité, tranquille mais ininterrompue, était la cause principale de la configuration actuelle de la surface de la terre.

L'*eau* détruit par places pour construire ailleurs ; elle a un rôle opposé au vulcanisme, et elle renverse ce que celui-ci élève, nivelle tout ce qu'il creuse. Le but final de son activité est de ramener la surface de la terre à cet état primitif de régularité que le creusement des vallées et le soulèvement des montagnes sont venus modifier. Mais ce n'est pas seulement à l'état fluide que l'eau remplit ce rôle important, c'est aussi à l'état de *glace*. Nous considérerons donc le rôle de l'eau dans les phénomènes géologiques, selon qu'elle est à l'état solide ou à l'état liquide.

I. — L'EAU LIQUIDE COMME AGENT GÉOLOGIQUE.

Abstraction faite de son emploi par les corps organisés, la circulation et toute l'action géologique de l'eau reposent sur cette loi, qu'elle tend toujours à gagner les niveaux les plus bas. Toute goutte d'eau qui tombe cherche immédiatement sa voie pour se rendre aux points les plus bas de la surface de la terre : elle court vers la mer. Les moyens d'action de l'eau sont les plus variés ; si elle ne peut arriver mécaniquement à renverser les masses rocheuses qui se rencontrent sur son passage et à les transporter, l'action chimique qu'elle a sur certaines de leurs parties constituantes lui

vient en aide pour les décomposer, pour isoler ces éléments et les rendre ainsi transportables. La gelée agit d'une manière analogue. Lorsque l'eau se solidifie, elle augmente de volume, en déployant une force si irrésistible qu'elle fait éclater les roches dans le feldspath desquelles elle est enfermée.

La voie que suit l'eau pour descendre des lieux élevés dans les lieux plus bas et se rendre de là à la mer est double. Une partie circule souterrainement, l'autre coule à la surface du sol.

Le soulèvement d'une contrée ne forme pas, du même coup, une montagne telle que nous la voyons aujourd'hui, et les masses rocheuses qui ont changé de niveau forment plutôt un ensemble d'abord informe, sans régularité, traversé de fentes. L'action de l'eau transformera la masse soulevée en un système de montagnes, et c'est la première pluie qui commence ce travail. Les gouttes d'eau courent vers les parties les plus déclives, en laissant derrière elles des marques légères ; elles se réunissent en ruisseaux qui impriment des sillons dans les roches, se précipitent dans les fentes qu'ils creusent et élargissent en formant des ravins. Les ruisseaux se réunissent en torrents qui creusent les ravins et en font des vallons et leur lit s'élargit ensuite en vallées dans des points plus bas ; les torrents, en se rencontrant, forment des rivières qui se rendent à la mer. Il y a là un système de canalisation dont les dernières ramifications se trouvent aux points les plus élevés des montagnes pour recevoir chaque goutte d'eau, l'utiliser et la conduire à la mer. A leur point de départ, les eaux se séparent en systèmes dirigés en sens opposés, et les ravins, les vallées partagent bientôt de la manière la plus variée les pentes dont l'uniformité primitive n'est plus accusée que par les dos et arêtes rocheuses qui séparent les vallées : la partie supérieure de ces crêtes de séparation forme l'ancien culmen, la ligne d'où partaient les pentes de la montagne.

La formation des vallées par les eaux courantes n'est pas la fin de leur activité, c'est au contraire un moyen d'arriver à leur but. Le dépôt continu de nouvelles couches au sein de la mer et l'affaissement de parties émergées rachète tout ce que les soulèvements volcaniques lui font perdre : c'est aux ruisseaux et aux fleuves qu'incombe le rôle d'apporter à la mer une partie de ces éléments de compensation. Les vallées sont les points où l'action érosive des eaux sur les roches s'est surtout fait sentir, et les matériaux qui les remplissaient ont été emportés à la mer ; elles sont les routes par où courent à l'océan tous les débris arrachés aux continents. Chaque pluie, chaque orage vient à l'aide des eaux qui descendent des montagnes, en détachant sur les pentes escarpées des blocs qui roulent dans les torrents et se brisent dans leur chute, ou sous l'action de la gelée. Par le frottement, les fragments s'arrondissent, diminuent de

volume jusqu'à ce qu'ils arrivent au pied de la montagne broyés, réduits à l'état de gravier ou de sable, ou formant ces particules légères qui restent en suspension dans l'eau des fleuves. Même sur les pentes très-douces des vallées, les eaux de pluie agissent continuellement pour arracher les matières sableuses et terreuses qu'elles portent aux cours d'eau. Par l'action de la pluie et des amas d'eau courante qu'elle forme, la plus grande partie de la surface exondée de la terre est en mouvement vers l'océan. C'est là en effet que vont tomber les matières entraînées qui se durciront pour former des roches et qui, dans le cours des temps, s'élèveront de nouveau au-dessus des mers, peut-être sous forme de hautes montagnes. Les matériaux qui forment la croûte solide du globe sont donc dans un tourbillon continuel ; — ils parcourent un circuit déterminé par celui de l'eau, qui, arrivée dans la mer, retourne aux montagnes sous forme de vapeur, pour, de là, reprendre sa route vers son réservoir général. Mais la *surface* de la terre n'est pas la seule voie que puisse prendre l'eau. Par des fentes, par les pores des roches, elle pénètre à l'*intérieur* des montagnes pour venir sourdre à leur pied ou dans la plaine. Dans ce parcours souterrain l'eau poursuit son rôle destructeur avec une nouvelle arme, en se chargeant de l'acide carbonique avec lequel elle est en contact. Son action alors est extrêmement énergique : elle change l'intérieur de la croûte solide de la terre en un atelier, où se préparent les phénomènes géologiques les plus importants. Elle pénètre d'abord dans les pores des roches, et vient même à bout de la résistance que lui opposent les espèces les plus dures ; puis commencent alors les dissolutions et destructions qui, au cours des âges, affectent presque toutes les substances minérales.

Chargée de matières étrangères, l'eau poursuit sa voie pour faire place à d'autres eaux, qui s'infiltrent et continuent l'œuvre de dissolution et de destruction. Par l'activité incessante de gouttes d'eau microscopiques, disparaissent des masses considérables de roches qui laissent des cavités souterraines, que l'action des eaux élargit, jusqu'à ce que leur voûte ne puisse plus soutenir le poids qui les charge : elles s'effondrent alors en ébranlant la surface de la terre, et des fentes se produisent sur le sol, qui s'affaisse et détermine par suite des phénomènes analogues aux tremblements de terre.

Les eaux minérales s'amassent dans la profondeur, au sein de fentes et de cavités d'où elles s'élèvent comme des sources à la surface du sol. Elles annulent ainsi une partie de leur effet : en effet, après avoir enlevé aux montagnes une quantité importante de matière, elles perdent leur activité chimique aussitôt qu'elles arrivent au contact de l'air, par suite du dégagement d'une partie de leur acide carbonique, et les matières en dissolution se déposent au pied de la montagne, ou en général, autour du point

d'issue de la source. Cependant elles ne sont pas arrivées au terme de leur voyage : les eaux souterraines ne les ont arrachées du sein de la terre que pour les soumettre à l'action des eaux courantes à la surface, et, au bout de peu de temps, elles reprennent leur route vers la mer sous forme de boue, de sable ou de gravier.

Les sources qui proviennent des montagnes ne se débarrassent pas complétement, lorsqu'elles viennent au jour, des matières minérales qu'elles contiennent; une faible partie de ces substances étrangères, surtout le carbonate de chaux, reste en solution et est portée à la mer. Mais, par l'apport de milliers de cours d'eau, l'Océan deviendrait, en un très-court espace de temps, une solution saturée de bicarbonate de chaux, si les millions d'habitants de la mer ne travaillaient à empêcher ce résultat, et à arracher à l'eau le carbonate de chaux dissous pour le convertir en substance solide et l'employer à l'édification de nouvelles couches de roches. Ce rôle important dans l'économie de la nature inorganique est joué surtout par les mollusques, échinodermes, coraux et foraminifères. Les bancs d'huîtres des côtes atlantiques sont formés de craie qui provient peut-être en grande partie des Alpes ou d'autres montagnes élevées; les récifs de coraux de l'océan Pacifique peuvent être redevables de la matière qui les forme à la chaîne des Andes; et d'un autre côté, ces montagnes ne sont, en partie, que des constructions d'animaux marins sorties des eaux par voie de soulèvement. Il y a là, en un mot, des stades différents de la circulation de la matière.

La quantité d'eau par l'intermédiaire de laquelle se fait cette circulation continue ne reste pas toujours la même; au contraire, il y a déperdition presque insensible, très-lente, mais qui ne s'arrête jamais, due à la production, lors de la décomposition des roches, d'hydrates qui retirent d'activité une certaine quantité d'eau.

a. Activité chimique de l'eau.

§ 1. **Vapeur d'eau.** — La vapeur d'eau qui remplit l'atmosphère retombe à la surface de la terre sous forme de pluie, de rosée ou de neige, et cette eau contient un peu d'acide carbonique, et surtout de l'oxygène et de l'azote qu'elle a absorbés dans l'air. C'est à ces matières, du moins aux deux premières, qu'elle doit en grande partie sa puissance de dissolution et de décomposition. Le contenu d'acide carbonique est primitivement extrêmement faible, mais il augmente beaucoup lorsque l'eau traverse la couche supérieure de la terre, remplie de débris végétaux dont la décomposition dégage de l'acide carbonique; l'eau se sature de ce gaz qui s'élève de l'intérieur de la terre et qu'elle rencontre dans sa route.

Outre l'oxygène, l'azote et l'acide carbonique, elle entraîne à l'intérieur de la terre des substances organiques enlevées à la surface qui, par suite de leur puissance de réduction sur les oxydes, jouent un rôle important dans l'action des eaux courantes sur les roches. De cette sorte, chargée d'oxygène, d'acide carbonique et de combinaisons organiques, l'eau est un agent géologique à l'action dissolvante et décomposante duquel aucune roche ne peut résister à la longue.

L'eau perd bientôt son oxygène et l'acide carbonique, en pénétrant dans des roches où elle rencontre des corps qui peuvent entrer en combinaison avec ces gaz. En revanche, elle se charge de substances minérales solubles par elles-mêmes ou à l'aide de l'acide carbonique, ce qui lui permet de déterminer plus loin d'autres décompositions ou de nouvelles formations. L'azote entraînée de l'atmosphère par l'eau qui tombe sur la terre n'entre pas en combinaison avec les matières qu'elle traverse dans sa route; il reste à l'état d'absorption, jusqu'à ce que l'eau qui le contient revienne à la surface sous forme de source. L'azote reprend alors sa liberté et retourne dans l'atmosphère.

§ 2. **Pénétrabilité, solubilité, altérabilité de toutes les roches par l'eau.** — Les eaux de la surface de la terre tendent à gagner la profondeur; mais elles ne suivent pas seulement les fentes, les crevasses, les plans de stratification des roches, elles pénètrent à leur intérieur même. Toutes les roches sont percées de pores microscopiques et traversées par un réseau de fentes capillaires dans lesquelles l'eau s'infiltre d'autant plus facilement qu'elles sont plus larges et que la pression due à la colonne d'eau est plus forte. On peut se rendre compte de la grande quantité d'eau qui circule à l'intérieur des roches, en observant les parois ruisselantes des galeries et des puits de beaucoup d'exploitations. On voit aussi, par la décomposition de certains basaltes, par la kaolinisation de certains granites, que les roches finement grenues, comme celles qui sont formées d'éléments plus volumineux, sont pénétrables aux eaux, et la coloration de la chalcédoine et de l'agate démontre que les liquides trouvent leur voie même dans les minéraux qui semblent complétement homogènes. En un mot, aucune roche ne peut opposer un obstacle invincible à la pénétration de l'eau.

De même qu'aucune roche n'est complétement imperméable, il n'en existe point qui soit absolument inaltérable et insoluble dans l'eau. Le chimiste qui a traité un minéral par l'eau et qui n'a pu en retrouver de traces avec ses réactifs ou par l'évaporation, n'est pas autorisé à l'appeler insoluble : les réactifs ne sont plus sensibles à un haut degré de dilution, et le résidu d'une évaporation peut être assez faible pour échapper à la vue. Si un géologue trouve un minéral avec une forme cristalline qui

ne lui appartienne pas, mais qui soit celle d'un autre minéral, insoluble d'après nos expériences (une pseudomorphose de ce dernier), il est clair que cette insolubilité n'est qu'apparente, que les eaux ont dissout dans la suite des âges le minéral déplacé, ou bien qu'il s'est fait, à l'aide de l'eau, une lente métamorphose de toute la masse. Les pseudomorphoses sont, par conséquent, des produits de métamorphoses de minéraux qui, tantôt ont perdu certaines de leurs parties constituantes, tantôt en ont acquis de nouvelles, ou bien chez lesquels il s'est opéré un remplacement de certaines parties ou même de toute la masse par une autre substance. L'étude des pseudomorphoses a conduit aux plus importants résultats sur les processus de transformation dans le règne minéral : elle a surtout prouvé la solubilité de beaucoup d'éléments de roches qui étaient tenus par les chimistes pour insolubles. Ce sont surtout ces pseudomorphoses dans lesquelles le produit de la métamorphose n'a plus aucun rapport chimique avec le minéral primitif qui sont remarquables à ce point de vue. Ici se rangent les pseudomorphoses de limonite d'après les cristaux de quarz, celles de calamine selon les feldspaths, celles de pyrite dans la forme des cristaux de quarz, celles de quarz, d'après la forme des cristaux de spath-fluor, etc. L'acide carbonique que l'eau tient en dissolution joue un rôle important dans ces métamorphoses et l'expérience a donné les mêmes résultats que l'observation des processus naturels. Elle a montré que les feldspaths, l'épidote, le mica, la tourmaline, l'augite, l'hypersthène, la hornblende, l'olivine, la chlorite, le talc, etc., tous minéraux qui semblent insolubles, finement pulvérisés et recouverts d'eau contenant de l'acide carbonique ou même d'eau pure, étaient si vite attaqués par elle, que déjà les premières gouttes du liquide filtré montraient les traces d'alcalis ou de base provenant de ces minéraux. L'expérience enseigne que, à part l'or et le platine, il n'existe pas de minéral qui soit absolument insoluble ou inattaquable par l'eau chargée d'acide carbonique, et que les minéraux qui prennent une part essentielle à la formation de la croûte terrestre, ne peuvent résister à la force dissolvante et décomposante de l'eau qui les pénètre. En se chargeant ainsi dans sa course de substances étrangères, l'eau qui était pure dans l'atmosphère, reparaît à la surface du sol comme source minérale, et cette action, continuée pendant les longues périodes géologiques, a arraché à l'intérieur du globe des quantités énormes de matières accumulées maintenant à la surface. Non-seulement les minéraux, par l'action de l'eau, perdent plus ou moins de leurs parties constituantes, mais ils subissent encore, des changements complets dans leur composition, comme nous le montrent les pseudomorphoses primitives. Nous étudierons au paragraphe suivant ces modifications et les lois d'après lesquelles elles prennent naissance.

§ 5. **Processus hydro-chimiques.** — Les eaux qui pénètrent dans les roches de la croûte terrestre entraînant avec elles de l'acide carbonique, de l'oxygène et des substances organiques, déterminent les processus hydro-chimiques suivants :

1. *Dissolution.* — Abstraction faite d'une série de sels très-facilement solubles, rares par conséquent dans la nature à l'état cristallisé, puisqu'ils ne peuvent persister que sous des conditions spéciales (sulfates de cuivre et de fer, alun, salpêtre, etc.), il y a surtout quatre roches sur lesquelles les eaux atmosphériques ont une action directe : le gypse, le sel gemme, le calcaire et la dolomie.

Le *gypse*, par les amas puissants qu'il forme, prend une part qui a bien son importance, dans la structure de la croûte terrestre. Il s'élève à sa surface en séries de monticules et de collines, d'où il résulte que sa destruction a la plus grande influence sur la structure des couches et la forme de la surface de la terre.

Le gypse étant soluble dans 460 parties d'eau et l'eau ne l'attaquant pas seulement par sa surface, mais encore par les innombrables fentes qui le pénètrent dans toutes les directions, on peut imaginer quelle quantité de substance peut lui être enlevée pendant un temps relativement court. Si on admet que la quantité moyenne de pluie pendant une année soit de 1 mètre, son effet sur une montagne de gypse, dans le cas où l'eau se saturerait de ce sel, serait d'en enlever annuellement une quantité de $1^{mm},10$. Partant de ce chiffre, une montagne de gypse élevée de 33 mètres disparaîtrait en 30 000 ans par la seule dissolution. En réalité, la pluie serait bien plus active, eu égard à l'eau qui pénètre dans les fentes. Par la lixiviation des eaux souterraines, il se forme de proche en proche de vastes cavités dans le gypse.

Le *sel gemme* est dissous par l'eau bien plus facilement que le gypse, et il aurait été complétement enlevé de tous ses gisements, la plupart paléozoïques, s'il n'avait été quelquefois protégé par ses compagnons habituels, notamment par des couches imperméables d'argile.

C'est là la condition de son existence comme membre des séries sédimentaires ; aussi, la plupart des grands amas de sel gemme connus sont-ils recouverts d'argile. Dans le célèbre gisement de Stassfurt, l'argile s'oppose si énergiquement au passage de l'eau que des dépôts permiens de chlorures de calcium et de magnésium, dont l'âge, à coup sûr, remonte à des millions d'années, s'y rencontrent à l'état cristallisé, tandis qu'ils tombent en déliquescence aussitôt qu'ils sont exposés à l'air. De même, le sel gemme de Wieliczka est préservé complétement par l'argile de l'accès de l'eau. Primitivement, presque tous les dépôts de sel gemme étaient garantis de cette manière ; c'est seulement par suite des fentes résultant

des bouleversements de couches, que l'eau vint les attaquer. On explique ainsi la fréquence de fortes sources salées. Cependant, beaucoup de ces dernières doivent le sel qu'elles tiennent en dissolution non à des couches de sel gemme pur, mais bien à des argiles salifères.

Parmi les roches qui prennent une part encore plus essentielle que le gypse et le sel gemme à la formation des montagnes, et souvent même les forment exclusivement, il faut placer le *calcaire :* indépendamment des actions mécaniques qui peuvent l'entraîner, il est dissous par l'eau en quantité considérable. A la vérité, le calcaire, selon qu'il est plus terreux ou moins cristallin, n'est soluble que dans 900 à 3000 parties d'eau chargée d'acide carbonique, et dans l'eau pure il l'est encore beaucoup moins; mais cette faible solubilité est compensée par l'énorme quantité d'eau qui circule dans les roches calcaires. Ainsi, on a calculé que les cours d'eau qui prennent naissance sur le Teutoburgerwald et le Haar enlèvent annuellement à ces montagnes une quantité de calcaire correspondant à un cube de plus de 33 mètres de côté. C'est pour cette cause que les cavités sont fréquentes et que les éboulements sont très-répétés dans les régions calcaires.

Le spath dolomitique est assurément très-peu soluble, mais il n'en est pas moins dissous lentement et emmené par les eaux. L'enlèvement du carbonate de chaux des roches dolomitiques par l'eau est un phénomène beaucoup plus important, qui repose sur cette très-faible solubilité du spath dolomitique, et par suite duquel une augmentation relative du carbonate de magnésie précède la dolomitisation de la roche primitive.

L'enlèvement continu du carbonate de chaux détermine la structure poreuse et caverneuse de la roche dolomitique, et, en même temps, la destruction des coquilles calcaires qu'elle contient. Plus tard, l'action des eaux continuant à se faire sentir, la structure poreuse disparaîtra à son tour ; l'eau ne trouvant plus de carbonate de chaux s'emparera des parties dolomitiques elles-mêmes et elle les déposera à l'état cristallisé, dans les pores situés plus profondément. La roche poreuse passe ainsi progressivement à la dolomie cristalline et la transformation du calcaire magnésien en dolomie marche de haut en bas plus activement à la partie supérieure. C'est de cette façon qu'une roche compacte, stratifiée, riche en pétrifications, devient nettement cristalline, sans fossiles et perd sa stratification.

2. *Changement des minéraux anhydres en minéraux hydratés.* Les minéraux formateurs des roches se chargent très-généralement de l'eau atmosphérique, de sorte que celle-ci a la plus grande influence sur les changements qu'ils peuvent subir, même quand d'autres agents géologiques ne lui viennent pas en aide. Les silicates et les métalloxydes aussi bien que l'orthoclase, la sanidine, l'albite, l'oligoclase, le mica, la horn-

blende, l'augite, la magnétite, l'oligiste, l'hématite compacte, la pyrolusite, se chargent d'eau par une action lente, sans perdre un seul de leurs éléments. Dans l'île d'Elbe, par exemple, on voit s'opérer sur la plus vaste échelle la transformation de l'oxyde de fer en hydrate d'oxyde de fer. Où l'oligiste a été mis à nu par les travaux d'exploitation, il s'est changé en limonite dans l'intervalle d'un petit nombre de siècles, et cette altération a même atteint une grande profondeur. Un de ces changements les plus énergiques et les plus difficiles à suivre est celui de l'anhydrite en gypse, soit du sulfate de chaux anhydre en sulfate de chaux hydraté, dans lequel l'anhydrite gagne un quart de son poids d'eau. Cette action, sous certaines influences, peut aller si vite que, par exemple, les morceaux d'anhydrite retirés des forages à Bex, dans le canton de Vaud, commencent, au bout de huit jours, à se transformer en gypse, et que les galeries à travers l'anhydrite, par suite de l'augmentation de volume que détermine la formation de gypse sur leurs parois, deviendraient impraticables si on ne leur rendait de temps en temps les dimensions nécessaires. Cette transformation se fait sur la plus vaste échelle, au sein des amas puissants d'anhydrite qui s'étalent entre les couches dyasiques, triasiques et tertiaires. Les eaux atmosphériques ont attaqué leur surface jusqu'à une profondeur variable, et le gypse recouvre comme un manteau l'anhydrite qui n'est pas encore transformée. L'augmentation de volume qui accompagne ces changements de composition détermine la formation de fentes, de plis, et est peut-être la cause du renversement des roches sus-jacentes et voisines; aussi a-t-on pu croire que le gypse avait une origine éruptive. Le *Trou des Nains*, au bord sud du Harz, doit son origine à un phénomène de cette nature. Dans les environs de Ellrich, par exemple, le changement de l'anhydrite en gypse forme, par l'accroissement de volume de la roche, des tertres de gypse hauts de $1^{m},50$, serrés les uns contre les autres, creux à l'intérieur, à structure concentrique. A la longue, ils se détruisent à la partie supérieure et c'est alors qu'on les appelle *trous des nains* (Zwerglocher). L'expansion de la roche qui se transforme en gypse est considérable : on évalue sa dilatation linéaire à 10 pour 100, et sa dilatation cubique à environ 33 pour 100; un amas d'anhydrite de 1000 mètres cubes se changerait donc en 1330 mètres cubes de gypse. On peut juger de la puissance de dilatation déployée dans ces phénomènes en songeant que les cristaux bien formés de quarz et de muricalcite qui sont disséminés dans l'anhydrite du Canariathal se retrouvent dans le gypse sous forme de débris séparés les uns des autres.

3. *Oxydation*. Comme nous l'avons vu, les eaux atmosphériques contiennent de l'oxygène en quantité assez importante; aussi, toutes les substances qui peuvent se combiner avec ce gaz s'oxydent lorsqu'elles sont à

leur contact. Cependant, l'oxygène joue un rôle moins important qu'on ne serait tenté de l'admettre dans ces modifications qui prennent naissance à l'intérieur des roches. Le changement de la sidérose (carbonate d'oxydule de fer) en limonite (hydrate d'oxyde de fer) est dû à une oxydation : d'un côté, l'eau enlève l'acide carbonique de sa combinaison avec le fer et prend sa place, pendant que l'oxydule de fer passe à l'état d'oxyde en prenant une nouvelle quantité d'oxygène. La partie supérieure de tous les filons et de toutes les couches de sidérose a subi cette transformation qui peut même s'étendre profondément. L'oxydation commence à la surface, qui, de jaune clair, devient brunâtre, brun sombre et finalement noire; la limonite qui en résulte est poreuse, parce que la perte d'acide carbonique n'est pas compensée par la quantité d'eau et d'oxygène entrés en combinaison (le volume primitif est réduit de 1/5 environ). Parfois, la limonite conserve quelque temps encore la forme extérieure de la sidérose. Des exemples de ces phénomènes pourraient être pris en beaucoup de gisements de ce minerai de fer. C'est aussi sur cette tendance de l'oxydule de fer à prendre un degré supérieur d'oxydation que repose cette observation, que la coloration vert foncé ou noire de beaucoup de roches, produite par les sels d'oxydule de fer, devient un peu à la fois rouge ou brune. Le carbonate d'oxydule de magnésie peut aussi atteindre un degré plus élevé d'oxydation, et de rouge il devient progressivement brun dans les collections; le produit final de ce changement est une pseudomorphose de pyrolusite.

D'autres phénomènes d'oxydation ont lieu dans la profondeur de la croûte solide du globe terrestre, comme le changement des sulfures en sulfates. Tous les sulfures s'altèrent au contact de l'eau qui tient de l'oxygène en solution; ils deviennent des sulfates, la plupart solubles, que l'eau entraîne avec elle. La pyrite de fer devient du sulfate de fer, et celui-ci, par des oxydations ultérieures, se change en limonite, ce qui met l'acide sulfurique en liberté. L'acide sulfurique se rend alors sur les calcaires voisins qu'il transforme en gypse, ou bien il est emporté par les eaux chargées de calcaire. Le sulfate de zinc est un produit d'oxydation de la blende; le sulfate de cuivre provient de la même façon de la pyrite de cuivre, le sulfate de plomb vient de la galène, etc.

De la décomposition par l'eau chargée de carbonates d'alcalis ou de terres, des sulfates qui proviennent de l'oxydation des sulfures, résultent les carbonates métalliques, parce que les métalloxydes prennent l'acide carbonique qui se dégage de ces bases, tandis que les alcalis et les terres s'unissent à l'acide sulfurique. C'est de cette manière que se forment la céruse, la malachite, l'azurite. Enfin, par la décomposition et l'oxydation de sulfures, apparaissent des oxydes métalliques qui incrustent d'un revê-

tement délicat le minéral auquel ils doivent naissance, qui l'effleurissent, pour employer le terme technique; l'ocre et la fleur d'antimoine viennent de cette manière de la stibine, la fleur d'arsenic de la pyrite arsenicale, etc.

La répartition des minéraux formés par ces modes d'oxydation est relativement limitée, et leur rôle en géologie générale est peu important. C'est encore par l'oxydation du *pétrole* que se forme d'abord la poix minérale, visqueuse, puis ensuite l'asphalte solide, tandis que là où les roches sont imprégnées de ces produits de décomposition d'animaux et de végétaux, elles peuvent avoir leur carbone entièrement oxydé par une longue action de l'air atmosphérique. Les roches qui contiennent de ces matières bitumineuses sont primitivement noires, et elles blanchissent assez rapidement; le calcaire asphaltique de Limmer (Hanovre) en est un exemple intéressant : à la surface il est devenu complétement blanc, tandis qu'à l'intérieur il est noir-brun.

Le changement d'hydrogène sulfuré en acide sulfurique, processus géologique très-important, repose aussi sur une oxydation.

4. *Réduction.* Les substances organiques en décomposition et les produits auxquels elles donnent naissance (surtout les carbures d'hydrogène) paraissent être les seuls agents de réduction de la matière minérale. Comme nous l'avons montré, ils pénètrent à l'intérieur de la croûte terrestre avec l'eau qui les entraîne, de sorte que leur action réductrice ne s'exerce pas seulement à la surface. Par leur destruction ultérieure, par conséquent pour la production d'acide carbonique, elles enlèvent aux combinaisons d'oxyde de fer l'oxygène dont elles ont besoin, et réduisent ainsi l'hydrate d'oxyde de fer en oxydule de fer. L'acide carbonique formé par la destruction de la matière végétale se combine avec l'oxydule de fer pour donner naissance à du carbonate d'oxydule de fer qui, par l'accès de l'air, reformera de l'hydrate d'oxyde de fer destiné plus tard à subir une nouvelle réduction. De même, le silicate d'oxyde de fer est désoxydé par les matières organiques en décomposition, et réduit en silicate d'oxydule de fer et en carbonate d'oxydule de fer. La réduction des hydrates et des silicates d'oxyde de fer a une signification géologique de grande importance. Nous voyons comment les silicates d'oxydule de fer sont soumis, dans les roches cristallines et clastiques, à une oxydation continue qui détermine quelquefois leur décomposition. Si les réductions ne venaient s'opposer à ces oxydations, tous les silicates d'oxydule de fer disparaîtraient un peu à la fois du règne minéral.

De la même manière que les oxydes de fer deviennent des oxydules, les sulfates sont réduits en sulfures par la perte de leur oxygène. Les minerais de zinc et de plomb de la Haute-Silésie, par exemple, semblent avoir

été formés par des sources tenant en solution des sels de zinc, de plomb et de fer réduits par des substances bitumineuses. Les minéraux qui se trouvent à l'état natif semblent être, pour la plupart, le résultat de réductions analogues. (Voy. *La vie organique comme agent géologique.*)

5. *Formation de carbonates par altération des silicates.* L'eau chargée d'acide carbonique décompose les silicates de chaux, de soude, de potasse, d'oxydule de fer et d'oxydule de manganèse à la température ordinaire; l'acide carbonique s'unit aux bases et l'acide silicique devient libre. Le feldspath, l'augite, la hornblende prennent une part importante à la structure de la croûte solide du globe, or, ils sont formés d'argile ou de magnésie siliceuses, et de silicate d'alcali, de chaux, d'oxydule de fer ou d'oxydule de manganèse; ils sont donc décomposés par l'acide carbonique de l'eau. Il en résulte des carbonates et en même temps l'acide silicique devient libre, tandis que les silicates d'alumine et de magnésie, presque insolubles, restent intacts. L'effervescence avec les acides que l'on observe chez beaucoup de diabases, basaltes et mélaphyres, dans la composition desquelles n'entrent pas primitivement les carbonates, indique que ces roches commencent à s'altérer. Les carbonates qui se forment seront complétement lessivés et emportés par les eaux; aussi, les roches qui ont subi la réduction dans toutes leurs parties ne font-elles plus effervescence avec les acides. L'acide silicique ainsi isolé étant soluble dans 10000 parties d'eau, l'eau qui a servi à la décomposition des silicates ne peut suffire à l'emporter, surtout lorsqu'elle est riche en acide carbonique et que, par conséquent, son action est rapide; aussi reste-t-il en grande partie. Lorsque, cependant, l'eau est pauvre en acide carbonique, la décomposition marche lentement et la quantité peu importante d'acide silicique qui devient libre à la fois se dissout et est emportée avec les carbonates formés. Par suite de la décomposition des silicates par les eaux chargées d'acide carbonique, les carbonates et une partie de l'acide silicique sont donc emportés au loin. Les résidus presque inattaquables des roches lessivées sont les silicates hydratés de magnésie et d'alumine. Ce dernier ne peut être décomposé ni par les eaux contenant de l'acide carbonique, ni par les carbonates alcalins; l'autre ne l'est que très-difficilement, et seulement lorsque toutes les autres matières décomposables ont été enlevées. Les silicates hydratés d'alumine forment les argiles et le kaolin; le silicate hydraté de magnésie forme la serpentine, le talc, la stéatite. Ces roches sont donc les résidus des carbonates résultant de la décomposition de beaucoup de roches cristallines par les eaux chargées d'acide carbonique qui les traversent. Les roches dans lesquelles se passent les phénomènes que nous venons de décrire et chez lesquelles l'altération marche de la surface vers l'intérieur

sont dites en état d'*efflorescence*. A cet état elles se fendent en grandes masses; puis les fentes se multiplient, et finalement elles se réduisent en *graviers*. Quelques exemples serviront à bien mettre cette action en lumière : les minéraux les plus répandus et dont la décomposition offre le plus d'importance générale sont l'orthoclase, l'oligoclase, le labrador, la hornblende, l'augite et l'olivine.

L'*orthoclase*, le membre de la famille des feldspaths qui se rencontre le plus fréquemment, partie fondamentale du granite, du gneiss, de la granulite, de la syénite, du felsitporphyre, est formé de 1 atome d'alumine, 1 atome de potasse et 6 atomes d'acide silicique, desquels, presque toujours, une petite partie de potasse est remplacée par de la soude, de la chaux ou de l'oxydule de fer. En poids, il contient 65,2 d'acide silicique, 18,1 d'alumine, 16,7 de potasse. L'altération de l'orthoclase appelée kaolinisation est un phénomène très-commun. Elle commence à l'extérieur de la roche orthoclasique et le plus souvent à la surface des cristaux. Ceux-ci perdent leur brillant, leur coloration rose, et deviennent blancs; une enveloppe de kaolin se forme, qui augmente peu à peu en épaisseur. La clivabilité, la dureté, la cohérence se perdent à mesure que l'altération se propage. Le phénomène chimique consiste en ce que la potasse et le peu de chaux qui existent, la soude ou l'oxydule de fer, sont transformés par l'eau en carbonates, au moyen de l'acide carbonique qu'elle tient en solution, et comme, d'autre part, une partie de l'acide silicique devenu libre est emportée, le silicate d'alumine qui reste prend 2 atomes d'eau. L'acide silicique dissous, resté au voisinage, donne lieu à cette formation de concrétions d'opale, de chalcédoine, et de hornstein que l'on observe dans les amas de kaolin de beaucoup de localités. Ce sont surtout les granites et les porphyres qui, par décomposition de leurs parties feldspathiques, donnent naissance à des matières kaoliniques : du granite proviennent le kaolin de Limoges, en France; de Carlsbad, de Schneeberg, en Saxe; de Saint-Austell, en Cornouailles; des felsitporphyres viennent ceux de Rasephas, près Altenburg; de Morl et Trotha, près Halle.

La *sanidine*, variété de l'orthoclase, remplace ce dernier dans les roches éruptives récentes; c'est une partie constituante essentielle du trachyte et de la phonolithe, et, comme pour l'orthoclase, le produit de sa décomposition est le kaolin (certains phonolithes de Bohême et trachytes de Hongrie).

L'*oligoclase* avec 62,8 d'acide silicique, 23,1 d'alumine et 14,10 de soude dont une partie est remplacée par de la chaux, de la potasse ou de la magnésie, forme une partie constituante essentielle du granite, du felsitporphyre, du gneiss, et du trachyte, où il s'adjoint à l'orthoclase, et de la diorite, du mélaphyre, de l'andésite, du basalte (?), dans lesquels il existe seul. L'oligoclase se laisse décomposer en kaolin plus rapidement encore que

l'orthoclase; aussi, dans un fragment de roche, peut-on voir à côté de cristaux d'orthoclase qui n'offrent aucune trace d'altération, des cristaux d'oligoclase déjà mats, terreux, présentant par conséquent des caractères de décomposition. Le carbonate qui est enlevé à l'oligoclase est essentiellement le carbonate de soude.

Le *labrador* avec 56,6 d'acide silicique, 29,8 d'argile (en faible partie remplacée par l'oxyde de fer), 12,1 de chaux et 4,5 de soude, est partie constituante essentielle dans la diabase, le gabbro et l'hypersthénite, et certains dolérites et basaltes (?). Par sa pauvreté en acide silicique et sa richesse en chaux, le labrador, de tous les feldspaths à large répartition, est le plus facilement attaquable. C'est d'abord la chaux qui est attaquée par l'acide carbonique des eaux et arrachée à ses combinaisons; puis vient le tour du silicate de soude, et la lessive du carbonate qui s'est formé commence.

L'*augite* est un mélange de bisilicate et de bialuminate de chaux, de magnésie, d'oxydule de fer et d'oxyde de fer. C'est une partie constituante essentielle de la diabase, du mélaphyre, de l'andésite et du basalte. L'oxygène qui intervient dans sa décomposition change le silicate d'oxydule de fer en silicate d'oxyde indécomposable par l'acide carbonique. Il n'y a pas de combinaison de ce gaz avec l'oxyde de fer, mais il peut transformer le silicate de chaux et aussi le silicate de magnésie en carbonate. Le résidu de la décomposition de l'augite est un silicate d'alumine avec un peu de silicate de magnésie; il est hydraté, ferrugineux. *E. Dathe* a pu suivre pas à pas, au microscope, la marche de la décomposition sur les augites de Saxe. Elle commence sur les bords du cristal, et sur les fentes qui le traversent en grande quantité, par l'apparition d'une substance écailleuse, rarement fibreuse, de couleur verte (chlorite, aphrosidérite, grengésite, viridite des auteurs), qui se fixe en même temps dans les petites fentes, entre les lamelles des cristaux du plagioclase voisin, plus tard, dans les crevasses du quarz. Par la suite, le minéral chloritique augmente aux dépens de la masse de l'augite; de sorte que l'augite est réduite à des cristaux rudimentaires ou à des débris de cristaux. En même temps, se montre, dans le produit de décomposition, une grande tendance à la fibrillation: sur le bord des fragments d'augite, il est d'ordinaire encore schisteux, mais les parties plus éloignées se résolvent en très-fines fibrilles quelquefois parallèles, qui présentent d'ordinaire une agrégation confuse. Finalement, les fragments d'augite disparaissent complétement et sont remplacés par une matière chloriteuse de couleur vert sombre. Cette dernière est souvent sous forme de pseudomorphose d'augite.

La décomposition complète de la *hornblende* conduit à des résultats absolument semblables; il semble en général, cependant, qu'elle soit moins

facilement attaquable que l'augite, ce qui est dû à ce que sa teneur en chaux est moindre.

L'*olivine* est un silicate d'oxydule de fer et de magnésie, dans lequel la magnésie prédomine toujours sur l'oxydule de fer : c'est une partie constituante accidentelle très-caractéristique du basalte, et, en outre, un élément accessoire du gabbro et de l'éklogite, une partie constituante essentielle du mélaphyre, du forelleinstein, et surtout de l'olivinite et du lherzolithe ; elle se détruit assez rapidement parce que son oxydule se transforme très-vite en oxyde qui donne à l'olivine, au lieu de sa couleur primitivement vert clair, une nuance brun sombre d'abord, puis jaune d'ocre. En même temps, les eaux chargées d'acide carbonique transforment la magnésie en carbonate et rendent libre l'acide silicique : elles entraînent complétement le premier et une partie seulement du second. La présence de pseudomorphoses de serpentine après l'augite, la hornblende, et surtout après l'olivine, démontre d'ailleurs, comme nous le verrons, que ces éléments des roches, outre leur complète décomposition en argile ferrugineuse, peuvent encore être transformés en silicate de magnésie hydraté, serpentine ou speckstein. La chlorite et le mica peuvent venir même d'eux. Les stades isolés de la décomposition de l'olivine se laissent très-bien suivre sur les coupes microscopiques qui en contiennent. Naturellement, l'altération commence par la périphérie et marche vers l'intérieur : les bords du grain d'olivine se prennent en premier lieu et changent leur couleur gris verdâtre clair en un vert sale qui se continue dans les fentes et crevasses du minéral, d'où la décomposition se propage partout à l'intérieur. Pendant ce temps les bords perdent progressivement leur couleur verte et deviennent d'un jaune rougeâtre, puis cette couleur gagne toutes les autres parties du minéral, et finalement il devient rouge-brun. Cette substance de couleur brune, lentement formée et qui est le produit ultime de la décomposition de l'olivine, est la serpentine. On peut suivre à l'œil nu cette transformation de l'olivine en serpentine sur des cristaux de volume suffisant ; ceux de Snarum, en Norvége, sont particulièrement remarquables sur ce point. Ces cristaux sont formés d'une écorce vert jaunâtre ou vert-poireau tacheté de laquelle partent, dans la masse du cristal, des veines de serpentine capillaires, quelquefois bifurquées, qui forment un réseau enfermant des grains de chrysolithe transparente, nacrée (olivine). Chacun de ces grains est de nouveau traversé de fentes très-fines, innombrables, auxquelles correspond une couche infiniment délicate de serpentine opaque, qui gagne de plus en plus aux dépens de l'olivine transparente et finit par l'absorber complétement. Dans beaucoup de gisements de serpentine, on a une preuve de son origine aux dépens de l'olivine d'après les grains de cette dernière qu'elle contient encore.

La décomposition par les eaux des feldspaths calcaire et sodique, de l'augite et de l'olivine, se fait sur la plus vaste échelle dans le *basalte*, roche essentiellement formée de ces trois minéraux. Les eaux chargées d'acide carbonique pénètrent la masse basaltique d'apparence homogène et commencent à attaquer les silicates de chaux, de soude, de potasse et d'oxyde de fer de la roche pour les transformer en carbonates. A cet état, le basalte fait effervescence avec les acides, et la circulation continue de l'eau à son intérieur entraîne progressivement les carbonates et aussi une partie de l'acide silicique mis en liberté. Puis commence la destruction du silicate de magnésie et l'enlèvement du carbonate formé. Le résidu est formé d'alumine, du reste de l'acide silicique et de l'oxyde de fer résultant de l'oxydation de l'oxydule ; ils représentent la partie insoluble des produits d'altération du basalte : ce sont des silicates d'alumine hydratés, ferrugineux, quelquefois magnésiens (wacke basaltique et wackenthon). Le basalte était primitivement composé de : 45,50 d'acide silicique, 14 à 16 d'argile, 11 à 15 d'oxyde de fer et d'oxydule, 10 à 12 de chaux, 4 à 9 de magnésie, 1 à 2 de potasse, 3 à 5 de soude, 1 à 2 d'eau.

§ 4. **Actions hydro-chimiques.** (*Suite.*) — Il résulte de ce que nous avons vu que, directement, ou indirectement après décomposition, il se forme des solutions minérales dont les plus importantes sont celles de chlorure de sodium, de sulfate de chaux, de sulfate de magnésie, de bicarbonate de chaux, de bicarbonate de magnésie, de carbonate d'oxydule de fer, de carbonate d'oxydule de manganèse, de carbonate de soude, de carbonate de potasse, de sulfate de fer, de sulfate de cuivre et d'acide silicique. Quelquefois, ces solutions, sans subir aucun changement, sans engager aucune nouvelle combinaison, reparaissent comme sources minérales ou se rendent dans des cavités souterraines ; au contact de l'air atmosphérique, elles déposent les éléments qu'elles tiennent dissous, soit à cause de la perte d'une partie de leur acide carbonique, soit par suite de l'évaporation. Au contraire, quelques-unes de ces solutions engagent de nouvelles actions chimiques, réciproquement, ou avec des substances minérales solides, en d'autres termes, elles déterminent de nouveau des changements importants dans les roches de l'intérieur du globe. Les principaux sont les suivants :

1. Les carbonates alcalins décomposent le silicate de chaux. Les premiers se forment, par exemple, dans la destruction de l'orthoclase et de l'oligoclase ; si, dans leur passage à travers les roches, ils rencontrent les silicates de chaux, il se forme d'un côté du carbonate de chaux, d'un autre côté un silicate alcalin. A cause de la grande ressemblance de la chaux et de la magnésie, on peut s'attendre à voir le silicate de magnésie altéré par les carbonates alcalins. Cependant, la même cause qui empêchait l'action de l'eau chargée d'acide carbonique sur ce silicate s'oppose aussi à l'action

des carbonates alcalins. C'est ce qui explique pourquoi le silicate de magnésie hydraté semble fréquemment être le résidu de beaucoup de minéraux en voie de décomposition : la quantité du silicate de magnésie va toujours en augmentant, tandis que les autres parties constituantes sont détruites et emportées.

2. Les carbonates alcalins décomposent le fluorure de chaux (spathfluor) à la température d'ébullition comme à la température ordinaire. Il se forme du carbonate de chaux et du fluorure d'alcali facilement soluble (pseudomorphoses de spath calcaire après le spathfluor). De cette manière apparaît une solution de fluorure de soude qui est encore en état de décomposer des silicates de chaux, d'où naîtront de nouveau du silicate de soude et du spathfluor. De la décomposition de ce dernier par le carbonate de potasse résulte du fluorure de potassium qui, par son action sur les silicates d'aluminium, peut produire le silicate de potasse et le fluorure d'aluminium (fréquence de la topaze dans le granite altéré).

3. Lorsque les silicates d'alcalis, formés comme nous avons vu plus haut, rencontrent du sulfate de chaux ou de magnésie, du chlorure de calcium ou de magnésium, ils forment, en agissant sur eux, du silicate de chaux et du silicate de magnésie d'un côté, d'un autre côté des sulfates d'alcalis et du chlorure de potassium ou de sodium.

4. Les silicates d'alcalis peuvent, en outre, retirer un peu d'alumine d'un silicate d'alumine.

5. Le silicate de potassium décompose le chlorure de sodium : il se forme du silicate de soude et du chlorure de potassium.

6. Les silicates alcalins décomposent le bicarbonate de magnésie ; il en résulte du silicate de magnésie et du carbonate d'alcali. Les silicates alcalins des feldspaths peuvent donc être remplacés par du silicate de magnésie, quand ils sont longtemps en contact avec de l'eau qui contient en solution du bisilicate de magnésie.

7. Les silicates alcalins décomposent le bicarbonate d'oxydule de fer ; il en résulte du silicate d'oxydule de fer et du carbonate alcalin. C'est ce qui explique la fréquence du premier (grünerde) dans les cavités de roches, comme le mélaphyre, la diabase, le basalte, les grès, dans lesquelles circule une eau chargée de bicarbonate d'oxydule de fer et où l'on trouve les silicates alcalins dus à la décomposition des particules de feldspath.

8. Si une solution de silicate de soude rencontre du bicarbonate de chaux, il se dépose de l'acide silicique par suite de la formation de carbonate de soude et de carbonate de chaux. De là les pseudomorphoses du quarz après le calcaire spathique.

9. Le silicate de chaux est décomposé par le sulfate de magnésie et le

chlorure de magnésium. Il se forme du silicate de magnésie et du sulfate de chaux ou du chlorure de calcium.

10. Le silicate d'alumine est décomposé par le sulfate de chaux ou le chlorure de chaux. Le silicate de chaux et le sulfate d'alumine ou le chlorure d'aluminium prennent alors naissance.

11. Le silicate d'alumine est décomposé par le silicate de magnésie ou le chlorure de magnésium. Il se produit du silicate de magnésie et du sulfate d'alumine ou du chlorure d'aluminium. C'est à cette transformation qu'est due la fréquence des pseudomorphoses dans les changements du feldspath, de l'augite, de la hornblende, de la tourmaline et autres minéraux, en serpentine, speckstein ou talc. Le silicate d'alumine et le chlorure d'aluminium formés qui sont solubles, sont enlevés; le silicate de magnésie reste.

12. L'hydrate d'oxyde de fer attaque le silicate d'alumine. Si de l'eau qui contient en solution du bicarbonate d'oxydule de fer arrive au contact du silicate d'alumine, et si le bicarbonate en se combinant à l'eau et à l'oxygène forme un hydrate d'oxyde de fer, à cause de la grande affinité entre l'acide silicique et l'oxyde de fer, celui-ci enlève à l'alumine une partie de son acide silicique pour former du silicate d'oxyde de fer. Il naît ainsi un silicate double d'alumine et de fer.

Les silicates de chaux, de soude et de magnésie sont aussi altérés sous l'influence de l'hydrate d'oxyde de fer; le dernier l'est moins cependant.

13. Les sulfates d'alcalis et de terres sont transformés par les substances organiques en voie de décomposition en sulfures alcalins et sulfures terreux. Ainsi, le gypse, par l'eau marécageuse, est changé en partie en sulfure de calcium; le sulfate de baryte imprégné de bitume (hépatite) devient du sulfure de baryum.

14. Ces sulfures d'alcalis et de terres décomposent les carbonates d'oxydule de fer et d'oxyde de fer hydraté pour former les pyrites. Quand les eaux contiennent du sulfate de chaux, du bicarbonate d'oxydule de fer et des substances organiques, elles réunissent les conditions nécessaires à la formation des pyrites.

15. Le bicarbonate de chaux enlevé par l'eau au calcaire, par exemple, ou aux roches éruptives contenant du labrador, forme avec les sulfates de plomb, d'oxydule de fer, d'oxyde de cuivre ou d'oxyde de zinc, du gypse d'une part, d'autre part des carbonates de plomb, de fer, de cuivre et de zinc. C'est ainsi que se forment l'azurite, la malachite, la céruse, le zinc spathique, comme produits de la décomposition de la pyrite de cuivre et de la blende, qui, au préalable, s'étaient transformés en sulfates métalliques en prenant de l'oxygène.

16. Les silicates de zinc, de cuivre, de nickel et d'argent, par l'action

de l'eau chargée d'acide carbonique, se transforment en carbonates; l'eau emporte une partie de l'acide silicique mis en liberté.

17. Les silicates de zinc, de plomb, de cuivre, de nickel et d'argent, les carbonates de cuivre, de plomb, d'argent, de zinc, de nickel et de cobalt, comme ceux des oxydules de fer et de manganèse, sont décomposés par l'acide sulfhydrique : il se forme des sulfures.

L'on voit par cet exposé que l'eau enlève des matériaux à l'intérieur des montagnes par des procédés variés, et que son action est importante. Beaucoup de substances minérales se dissolvent directement (sel gemme, calcaire); d'autres, qui résistent à l'eau, deviennent solubles par suite d'une modification apportée à leur combinaison (changement de la pyrite de fer en sulfate de fer, de la pyrite de cuivre en sulfate de cuivre, de l'anhydrite en gypse); d'autres, qui sont aussi insolubles, sont décomposées par l'influence de l'acide carbonique dissous : l'eau s'empare des éléments solubles (des alcalis, de la chaux, de l'oxydule de fer et d'une partie de l'acide silicique du feldspath), de sorte qu'il y a enlèvement au moins partiel de la roche primitive. L'action décomposante et dissolvante des solutions formées de cette manière est très-variable : en général, on peut dire que l'eau tend, ou à dissoudre directement les éléments des roches, ou à entraîner une partie des combinaisons insolubles après les avoir décomposées. Certaines réactions de solutions minérales les unes sur les autres retardent, à la vérité, cette action de lessivage, parce que les nouvelles combinaisons formées sont difficilement solubles. C'est ce qui arrive lorsque dans la rencontre de silicates alcalins avec du silicate de magnésie ou du chlorure de magnésium, il se forme du silicate de magnésie, et en outre, lorsque, par l'action de l'acide sulfhydrique sur des carbonates et silicates métalliques, il se forme des sulfures. Des actions chimiques de cette sorte s'opposent à la marche de la dissolution à laquelle l'écorce terrestre est soumise; elles la restreignent quelque peu, mais sont loin d'entraver sa marche générale. Les silicates hydratés d'alumine et de magnésie ne sont que le résidu moins facilement attaquable, mais point du tout insoluble des roches modifiées par ces diverses actions.

§ 5. **Dépôts souterrains provenant de solutions minérales.** — Quand les solutions minérales formées par le lavage de l'intérieur des montagnes au moyen d'eaux pures ou chargées d'acide carbonique viennent au contact de l'air, une partie de l'eau s'évapore ou une partie de l'acide carbonique se dégage, et les substances minérales se précipitent en grande partie. Ces dépôts minéraux peuvent se faire dans des fentes et des cavités à l'intérieur de la croûte terrestre ou à sa surface.

Les dépôts minéraux à l'intérieur de *druses* et de *cavités bulleuses* ont une grande importance, en ce sens qu'ils nous montrent quelles actions se

sont passées à l'intérieur des roches. Les plus instructifs sont les formations amygdaloïdes dans les roches cristallines composées, comme le mélaphyre, le basalte, la phonolithe, la diabase. Les cavités des mélaphyres sont remplies ou incrustées de chalcédoine, de quarz, d'améthyste, de zéolithes, de prehnite, de glauconie et de spath calcaire. D'ordinaire, la glauconie forme un revêtement délicat à toute la cavité. Il faut, par conséquent, que les parties constituantes des roches formées de silicates d'oxydule de fer et de magnésie soient d'abord décomposées, le silicate d'alumine enlevé et employé pour former cette écorce. Dans ce cas, la décomposition de l'augite qui donne le silicate doit précéder celle de l'oligoclase et du labrador. Ce dernier et les autres éléments des roches contenant du silicate de chaux sont décomposés ensuite et forment du carbonate de chaux qui reste dans la roche ou se dissout à la faveur de l'acide carbonique, pour être ensuite porté dans des cavités où il se dépose. Si cependant, dans l'affluence des eaux, la décomposition des silicates enlève l'acide carbonique, les eaux emportent l'acide silicique devenu libre par l'action que nous venons d'exposer, et l'amènent dans les cavités sur les parois desquelles s'étale la solution. Lorsque l'eau s'évapore, l'acide silicique se dépose et forme ces minces couches concentriques de chalcédoineaux colorations différentes. S'il se fait plus tard un nouvel afflux d'une solution d'acide silicique qui se renouvelle continuellement et remplit la cavité à l'intérieur de la croûte de chalcédoine, l'évaporation devient extrêmement restreinte, la cristallisation de l'acide silicique est arrêtée, et toute facilité est donnée à la formation de cristaux de quarz ou d'améthyste qui remplissent souvent l'intérieur des druses de chalcédoine. Le dépôt des substances siliceuses est suivi de la formation de zéolithes (natrolithe, skolézite, dromine, stilbite, analuine, chabasite) dus aux silicates de chaux, de soude, de potasse et d'alumine des roches silicatées qui, dans leur décomposition par l'eau, n'ont pas été complétement changées en carbonates par l'insuffisance d'acide carbonique, mais ont été emportées en partie comme silicates ; — ils sont formés, en quelque sorte, de matière feldspathique régénérée, hydratée. Ces zéolithes ne se trouvent que dans les cavités des roches qui contiennent du feldspath facilement altérable, et non pas dans les roches orthoclasiques comme le granite et le felsitporphyre. Pour la même raison, on rencontre plus fréquemment les zéolithes sodiques et calcaires que les zéolithes potassiques. Selon que les eaux, à certaines périodes, ont tenu en solution de l'acide carbonique libre, elles ont apporté à la cavité de la druse du carbonate de chaux dont le dépôt alterne ainsi avec celui des zéolithes.

Dans les *phonolithes*, la sanidine, comme feldspath potassique, résiste énergiquement à la décomposition, tandis que deux autres parties consti-

tuantes, riches en soude et très-facilement attaquables, la néphéline et la noséane, se prêtent facilement à la formation des zéolithes et principalement de la natrolithe qui, accompagnée de desmine, d'apophyllite, de chabasite, d'analcime, de calcaire spathique et d'hyalite, tapisse presque toujours les druses et fentes de la phonolithe. Très-souvent il y a une succession régulière de ces minéraux : le calcaire spathique est alors d'ordinaire la plus récente formation et l'analcime la plus ancienne ; entre les deux sont la natrolithe et l'apophyllite.

Les cavités des *basaltes* amygdaloïdes sont également très-riches en matières minérales provenant de la décomposition et du lavage de la roche qui les limite. La chalcédoine, l'opale, l'hyalithe, le quarz, l'améthyste, le calcaire spathique, l'aragonite, la sphérosidérite, la dolomie spathique, la desmine, la stilbite, la natrolithe, l'analcime, la chabasite, l'apophyllite, l'harmotome, la laumontite, la prehnite et autres silicates se rencontrent dans ces cavités. Chez eux aussi, on peut observer une succession régulière dans la formation. Ainsi, dans les amygdaloïdes basaltiques des monts de Bohême, on voit le spath calcaire suivre toujours la zéolithe ; dans le Siebengebirge, il vient après la chalcédoine et la sphérosidérite. En beaucoup de points, cependant, le basalte en efflorescence est riche en veines et nids de carbonate de chaux pur (calcaire spathique et aragonite), tandis que les silicates manquent. Dans ce cas, la formation et l'enlèvement du carbonate de chaux par les eaux chargées d'acide carbonique était le phénomène exclusif. Lorsque la zéolithe est prédominante, la solution des silicates non altérés est le phénomène essentiel, tandis que là où le quarz et la chalcédoine forment la substance principale qui remplit les cavités, l'eau exempte d'acide carbonique a emporté et déposé l'acide silicique devenu libre par la décomposition des silicates.

Les solutions minérales formées à l'intérieur des montagnes peuvent se départir des matières qu'elles contiennent dans les *fentes*. C'est par le remplissage progressif des fentes que se forment les *filons*. Les filons ne contiennent que du calcaire spathique, du quarz, du spath pesant ou du spath fluor ; ou bien, à côté de ces minéraux, on trouve des minerais parmi lesquels ceux de fer, de plomb, de cuivre ou d'argent sont les plus communs ; ces substances peuvent même former les filons à elles seules. Le calcaire spathique provient, soit directement de la solution des calcaires (d'où la fréquence dans les roches de ces sortes de fentes remplies de spath calcaire), soit de la décomposition des silicates de chaux qui forment les parois du filon. Le quarz est déposé par des eaux qui, dans la décomposition des silicates, se sont chargées de l'acide silicique libre. Le spath pesant semble provenir de sources qui contenaient en solution du carbonate de baryte et qui ont rencontré des eaux chargées de sulfates alca-

lins, ou bien il est formé dans le mélange d'une solution de chlorure de baryum avec de l'eau contenant du sulfate de chaux ou de magnésie. Le spath fluor se rencontre dans les filons, par suite de ce que les carbonates alcalins décomposent le spath fluor qui joue le rôle de partie constituante accidentelle dans les roches du filon, et en font du fluorure d'alcali parti en solution dans les fentes. Lorsqu'un fluorure d'alcali rencontre là du silicate de chaux, il se forme du spath fluor qui se dépose. Au reste, ce minéral est aussi soluble en 26 925 parties d'eau pure, et peut, par conséquent, se former directement dans les fentes. Les silicates, et principalement la zéolithe, peuvent aussi bien se montrer en filons que dans les druses et amygdaloïdes; leurs éléments y sont apportés à l'état de solution. Les filons de minerai d'argent d'Andreasberg sont riches en harmotome, apophyllite, analcime, stilbite et desmine; les filons de cuivre du lac Supérieur, dans l'Amérique du Nord, contiennent de l'apophyllite, de l'analcime, de la prehnite, de la laumontite.

Le quarz peut cristalliser seul, mais il peut aussi se réunir à de l'orthoclase provenant d'une solution faite aux dépens de la roche voisine, comme par exemple à la surface des poudingues porphyriques en voie de décomposition de Euba, près Chemnitz. Des agrégats cristallins de quarz, d'orthoclase, d'oligoclase, de mica et de tourmaline provenant d'eaux minérales, peuvent aussi se former dans des fentes et en tapisser les parois ou les remplir complétement, prenant l'apparence de *filons granitiques*. On rencontre de ces ségrégations granitiques dans les montagnes granulitiques de Saxe, dans l'île d'Elbe, dans les gneiss de l'Amérique du Nord ; elles se caractérisent par leur structure tout à fait analogue à celle des filons métalliques et surtout par la disposition rubanée ou ramifiée de leurs parties constituantes et leur richesse en druses qui ont permis le dépôt de cristaux d'orthoclase, de quarz, de tourmaline et de mica.

La présence de minerais dans les filons est due à ce que les sels métalliques apportés par l'eau se rencontrent avec certaines autres substances et se déposent comme métalloxydes et sulfures métalliques difficilement solubles. Lorsque ces circonstances ne se produisent pas, ils ne restent pas sous forme de minerais mais sont emportés plus loin. Les silicates de zinc, de cuivre, de nickel et d'argent, sont solubles dans l'eau pure, le silicate de plomb l'est dans l'eau qui tient en solution des carbonates alcalins. Lorsque ces silicates se trouvent dans des roches, ils sont facilement portés dans les fentes et la dissolution est rendue extrêmement facile, parce que l'eau chargée d'acide carbonique décompose ces silicates, et transporte le carbonate nouvellement formé dans les fentes qui doivent le recevoir avec l'acide silicique mis en liberté. Enfin, il peut se produire des sulfates de cuivre, de fer, de zinc, de nickel, de cobalt, par l'oxydation des sul-

fures métalliques disséminés dans la roche voisine; comme ils sont très-solubles, ils contribuent à la formation des filons.

Il y a par conséquent ici accumulation de silicates, carbonates et sulfates de métalloxydes et, d'un autre côté, accès possible d'eau contenant de l'acide sulfhydrique dû le plus souvent à la décomposition des sulfates par les substances organiques. Si la plus petite trace de ce gaz vient au contact des solutions de sels métalliques, les sulfures se déposent. La rencontre si habituelle de sulfures de métaux composés fait supposer qu'il y avait dans les eaux, en solution commune, plusieurs sels métalliques. Dans les filons où il ne s'est pas produit d'acide sulfhydrique, les minerais ne se présentent pas à l'état de sulfures, mais sous forme de sels métalliques difficilement solubles, comme carbonates et phosphates, ou en combinaison avec les acides métalliques. Ils peuvent aussi se présenter non plus comme dépôts, mais rester sous forme de solution. C'est ainsi que se forment les filons de fer spathique et ceux de limonite. Le carbonate d'oxydule de fer provient de la décomposition du silicate de ce métal et est amené dans les filons où, selon que l'air atmosphérique peut ou non avoir accès, il se dépose en hydrate d'oxyde de fer (limonite) ou en carbonate d'oxydule (fer spathique). Le mode de formation de certains filons par soustraction à la roche voisine, qui vient d'être décrit, n'est cependant pas général. Beaucoup de filons doivent leur origine bien plutôt aux *sources minérales* qui ont leur origine dans la profondeur.

Les eaux souterraines qui circulent chargées de substances minérales, peuvent aussi, quand elles rencontrent des cavités, y laisser une partie des matières qu'elles entraînent. C'est surtout ce qui arrive pour les solutions de bicarbonate de chaux où l'évaporation et le dégagement d'une partie de l'acide carbonique font précipiter le sel. Ces eaux produisent des incrustations plus ou moins épaisses là où une solution assez riche coule en s'étendant sur les parois de la cavité. Dans les points de la voûte où les gouttes d'eau séjournent assez pour qu'une partie du carbonate ait le temps de se déposer, il se forme des productions que l'on nomme *stalactites*. Aux endroits que les gouttes viennent frapper en tombant se dépose le carbonate de chaux qui était resté en solution, et c'est ce qui forme les *stalagmites*. Les stalagmites s'accroissent peu à peu en hauteur, par conséquent en sens contraire des stalactites, et elles rencontrent quelquefois ces dernières, auquel cas leur réunion forme des colonnes. Ce n'est pas toujours le carbonate de chaux rhomboédrique, le calcaire spathique, qui se dépose par ce procédé, mais c'est quelquefois aussi de l'aragonite, ce qui est dû vraisemblablement à ce que la pureté de la solution primitive est altérée par des substances étrangères. C'est surtout le cas pour la grotte d'Antiparos. Les grottes avec stalactites sont extrêmement fréquentes dans les monta-

gnes calcaires. Chacune d'elles montre clairement que les eaux filtrant dans les fentes et crevasses dissolvent le carbonate de chaux à la faveur de l'acide carbonique et le déposent ensuite dans les cavités par suite d'une lente évaporation ou par le dégagement d'une partie de l'acide carbonique. Les cas sont plus rares où les sulfures sont déposés dans des grottes de la même manière qu'ils le seraient dans les fentes, et ce sont surtout les pyrites, la blende, la galène qui se rencontrent dans ces conditions au sein du calcaire dolomitique silurien de la région du plomb sur le haut Mississipi. Là, non-seulement la paroi des grottes est recouverte d'une croûte épaisse de plusieurs pieds formée par ces minéraux, mais des stalactites régulières les présentent aussi, alternant concentriquement avec le carbonate de chaux. Les dépôts de minéraux cristallisés, et surtout ceux du cristal de roche comme revêtement des cavités des granites, sont relativement rares. On les rencontre, par exemple, dans le granite des Alpes, surtout en Savoie et en Suisse. Les cavités à cristaux les plus célèbres sont celles du gisement de zinc de l'Oberland bernois, ceux de la vallée du Viesch et de Nater dans le Haut-Valais. Dans cette dernière localité on trouve des cristaux de quartz qui ont plus d'un mètre de diamètre.

§ 6. **Sources minérales et leurs dépôts.** — Les sources amènent à la surface de la terre les substances minérales en solution qui ne se sont déposées ni dans les fentes ni dans les cavités, et elles s'en débarrassent presque entièrement. Abstraction faite des sources chaudes dont nous avons parlé (p. 155), les sources les plus riches en matière minérale sont les sources acides, qui possèdent grâce à l'acide carbonique une action très-puissante de dissolution et de décomposition, tandis que les sources d'eau douce ordinaires agissent sur une quantité bien moindre de substance minérale. Il est très-rare de rencontrer des sources dont l'eau ne contienne au moins des traces de chlorures; on trouve ces corps même dans l'eau des sources qui viennent des granites, des porphyres, de la syénite, des basaltes et des trachytes. Les sources qui contiennent une quantité telle de chlorure de sodium qu'elles peuvent servir à l'extraction du sel sont appelées proprement *sources salées*. Outre les chlorures, on connaît dans beaucoup de sources minérales des combinaisons de brome et d'iode, des fluorures alcalins et du fluorure de chaux. Les sels les plus fréquents sont le bicarbonate de chaux, le bicarbonate de magnésie, les carbonates de potasse, de soude et d'oxydule de fer. Ils résultent pour la plupart de la décomposition des silicates. L'importance de cette action ressort de quelques chiffres : 5000 litres d'eau contenant seulement 650 grammes de carbonate de soude, ce qui constitue une proportion relativement peu importante, doivent avoir décomposé pour les obtenir, $5^k,25$ de feldspath sodique. D'après cela, une source minérale qui fournit par jour 58 181

litres d'eau, comme on le voit dans les environs de Burgbröhl, nécessite pendant ce temps la décomposition complète de 24k,80 de feldspath sodique, soit pour une année plus de 900 kilogr. Comme les eaux chargées de carbonates alcalins sont extrêmement abondantes, on peut se faire une idée de la part énorme qu'elles ont, de ce chef, dans les modifications que subit la croûte solide du globe.

Après les chlorures, il faut ranger les sulfates parmi les substances minérales solubles dans l'eau pure et comme les plus fréquentes. Le sulfate de soude se trouve dans certaines sources renommées, le gypse est très-fréquent. L'acide phosphorique combiné aux alcalis ou à la chaux se rencontre assez souvent; il n'est pas rare, en quantité moindre toutefois, dans les eaux minérales sous forme de phosphate d'alumine. Les silicates alcalins se rencontrent en beaucoup de sources qui tirent leur origine d'un sous-sol granitique, gneissique ou porphyrique; les silicates de chaux, de magnésie, d'alumine ou d'oxydule de fer sont beaucoup plus rares.

Selon que les eaux séjournent plus ou moins longtemps dans des roches solubles, elles en dissolvent une quantité plus ou moins grande. On ne connaît cependant de dissolution saturée que pour le gypse et le chlorure de sodium.

On a reconnu jusqu'ici les matières suivantes dans les eaux de la surface du globe ; toutes ont été extraites des roches :

1. *Bases salifiables* : soude, potasse, lithine, chaux, magnésie, strontiane, baryte, alumine, oxydule de fer, oxydule de manganèse, oxyde de zinc, oxyde de cuivre; étain, plomb, argent, antimoine, arsenic, nickel, cobalt, vraisemblablement aussi comme oxydes.

2. *Acides* : acides carbonique, sulfurique, azotique, phosphorique, borique, silicique, sulfhydrique.

3. *Halogènes et métalloïdes* : chlore, brome, iode, fluor, soufre.

Les *dépôts* de carbonate de chaux par les *sources* comptent parmi les phénomènes les plus fréquents que nous offre la nature. Les régions riches en calcaire en présentent des exemples innombrables; mais il n'est peut-être pas de contrée qui possède des dépôts de cette nature plus caractérisés que l'Italie, où la chaîne riche en calcaire des Apennins fournit les matériaux de la formation des travertins. La plus abondante et la plus grandiose de ces formations se montre aux cascades de Tivoli. On rencontre aussi des dépôts d'hydrate d'oxyde de fer en de nombreux points, comme par exemple dans la région de l'étang de Laach. On a calculé que les sources minérales de cette petite contrée pouvaient amener en mille ans un dépôt d'environ $\frac{1}{8}$ de mille carré sur $\frac{1}{3}$ de mètre de puissance. De la source salée de Neusalzwerk en Westphalie, dont nous avons déjà parlé, il se forme aussi un important dépôt de calcaire et d'oxyde de fer,

mais dans des rapports fort inégaux. Au voisinage du point d'issue de la source, il se dépose de l'hydrate d'oxyde de fer avec un peu de carbonate de chaux, tandis qu'à une plus grande distance, le carbonate de chaux prédomine. C'est la conséquence de ce que le dépôt d'hydrate d'oxyde de fer se fait par deux actions simultanées, le dégagement de l'acide carbonique et l'oxydation de l'oxydule de fer, tandis que le dépôt du carbonate de chaux exige le dégagement d'acide carbonique, et se fait par conséquent plus lentement. Cet exemple montre comment, d'une seule et même source, peuvent se former des couches ou des filons en partie ferrugineux, en partie calcaires. La source salée de Neusalzwerk fournit annuellement 376 mètres cubes de carbonate de chaux et 17 mètres cubes d'hydrate d'oxyde de fer.

Il y a dans la Haute-Silésie et à Stolberg, près Aix-la-Chapelle, des dépôts de sources formés de zinc spathique. Il y a aussi des sources qui fournissent de l'acide silicique (p. 153 et *suiv.*), de la pyrite et surtout du gypse, et ces dernières se montrent partout où des eaux gypseuses s'évaporent. C'est la raison pourquoi les cristaux et incrustations de gypse sont si fréquents dans les argiles, les marnes et les formations de galets et de sable, sur les parois des mines et le long des côtes de la mer.

§ 7. **Substances minérales apportées à la mer.** — Les substances minérales qui ne se déposent pas dans les cavités à l'intérieur de la terre, ni à l'issue des sources à la surface, se déversent dans les fleuves avec les eaux qui les contiennent et se rendent à la mer. L'observation de l'eau de nombreux fleuves a montré que, de toutes les matières inorganiques, le carbonate de chaux était la plus abondante. Le Rhin, sur 100 000 parties d'eau, en contient 9,46, soit 75 pour 100 des matières dissoutes. Le carbonate de magnésie ne se trouve qu'en petite quantité dans les fleuves et il s'y joint au calcaire; c'est seulement là où les eaux traversent des roches dolomitiques que leur contenu en carbonate de magnésie est plus élevé.

Le contenu en sulfate de chaux s'approche, dans beaucoup de fleuves, de celui du carbonate de chaux, en certains cas il le dépasse même. Il en est de même pour le sulfate de magnésie.

La quantité de chlorure apportée à la mer par les fleuves est très-peu importante, et celle des silicates est encore plus faible.

La quantité de matière minérale que tiennent en solution les eaux des fleuves est sujette à de très-grandes variations. Dans l'été et en hiver, par conséquent aux époques sèches de l'année et pendant celles où le sol est couvert de neige et de glace, les sources seules alimentent les fleuves, et c'est alors que leur contenu en matière minérale est le plus élevé. Aux moments pluvieux de l'année, lorsque les pluies et les eaux provenant de

la fonte des neiges prédominent de beaucoup sur celles des sources, les éléments minéraux diminuent et sont remplacés par les particules en suspension.

La quantité des matières minérales transportées à la mer semble à première vue très-peu considérable; mais si l'on prête attention à la masse énorme des eaux qui courent à la mer, on se convainc bien vite du contraire. Des fleuves comme le Rhin, le Danube, le Rhône et l'Elbe contiennent au moins 1/8000 de substances minérales en solution; ils conduiraient donc à la mer, sur un espace de 8000 ans, une masse égale à celle des eaux qu'ils y déversent annuellement.

Abstraction faite des substances organiques, de l'oxygène et de l'hydrogène, on a reconnu jusqu'ici les minéraux suivants dans l'eau de la mer : le chlore, qui, après les parties constituantes de l'eau, forme la plus grande partie de ces matières étrangères, le brome, l'iode, le fluor, le soufre (à l'état d'acide sulfurique et d'acide sulfhydrique), le phosphore, le carbone (libre ou à l'état de carbonate combiné avec la chaux et la magnésie), le silicium (comme acide silicique), le bore (à l'état d'acide borique), l'argent (à l'état de chlorure d'argent), le cuivre, le zinc, le plomb, le cobalt, le nickel, le fer, le manganèse, l'aluminium, le magnésium (après le chlore, l'acide sulfurique et le sodium sont les plus fréquents), le calcium (le plus souvent à l'état de carbonate, de sulfate et de phosphate de chaux, ou comme fluorure de calcium), le strontium, le baryum, le sodium, le potassium, et enfin, très-vraisemblablement, l'arsenic et le lithium. De ces 29 éléments, le chlore, l'acide sulfurique, le calcium, le potassium, le magnésium et le sodium sont les plus importants et forment entre 3,21 et 3,84 pour 100 de l'eau de la mer. La teneur de l'eau de mer en parties solides est constante et n'oscille que localement, selon que l'évaporation est plus ou moins forte aux diverses latitudes : la fusion de grosses masses de glaces aux zones polaires et le déversement des grands fleuves ont aussi une certaine influence. La mer Baltique doit être considérée comme perdant beaucoup par l'évaporation : son contenu en sel augmente avec la profondeur; aussi son poids spécifique s'accroît-il de même. C'est pour la même raison que les côtes de l'Océan sont moins salées; que, d'un autre côté, la Méditerranée l'est plus que l'océan Atlantique. La différence de salure entre l'Océan et ces mers intérieures est due à ce que celles-ci ontbien des affluents, mais n'ontpas d'écoulementet ne maintiennent leur équilibre que par l'évaporation : leurs eaux se concentrent alors de plus en plus. C'est le cas du grand Lac salé dans l'Amérique du Nord et aussi de la mer Morte. L'eau de cette dernière contient environ 24,5 pour 100 de sels dissous, parmi lesquels le chlorure de magnésium prédomine de beaucoup; tandis que le chlorure de sodium, le chlorure de

potassium, le chlorure de chaux et le bromure de magnésium sont moins abondants.

§ 8. **Formations de cavités, éboulements, tremblements de terre, bouleversements des couches, conséquences de l'activité souterraine des eaux.** — L'influence qu'ont les eaux en arrachant une grande quantité de matière minérale à l'intérieur de la croûte terrestre, ne se mesure pas seulement à la quanté des dépôts qu'elles forment, ni au contenu en matière minérale des fleuves et de l'eau de la mer; mais on la voit d'une manière beaucoup plus frappante dans la diminution de la masse même des montagnes, et dans l'influence de cette diminution de volume sur les rapports de stratification des couches situées au-dessus. Les plus remarquables de ces phénomènes sont la formation de cavités et, comme conséquence de l'effondrement de ces cavités, les tremblements de terre, les éboulements et le bouleversement des couches.

Parmi les roches qui prennent une part importante à la structure de la croûte terrestre, il faut citer le calcaire, la dolomie et le gypse, qui sont dissous par l'eau en plus grande quantité : ce sont par conséquent les lieux d'élection des *grottes*. La plupart de celles-ci sont des chambres communiquant entre elles par des canaux ou des fentes et qui peuvent être superposées, au même niveau ou à des hauteurs différentes. Les parois de la plupart des grottes calcaires sont ornées de stalactites; celles de gypse sont tapissées de cristaux de gypse. Le fond de beaucoup d'entre elles est recouvert d'une boue argileuse ou du lehm, dans laquelle on trouve des restes de hyènes, d'ours, etc., quelquefois en quantité telle qu'on les appelle des cavernes à ossements. Les plus célèbres de ces grottes dans le calcaire sont celle d'Adelsberg en Carniole, celle de Castleton dans le Derbyshire, celle d'Antiparos, celles de Baumann et de Biel en Harz, celles de Klutert, Balver et Dechen en Westphalie. On trouve aussi de ces grottes dans la dolomie jurassique (Muggendorf), dans la dolomie du Zechstein (Liebenstein), dans le gypse (Mansfeld), etc.

Partout où les parois des grottes ne sont pas pourvues d'un revêtement calcaire provenant de la filtration, les eaux travaillent à leur agrandissement, aidées par les ruisseaux qu'il n'est pas rare de voir circuler dans ces cavités souterraines. C'est ce qui se passe surtout pour ces canaux creusés dans le gypse et remplis d'eau; elle dissout sans arrêt les parois qui la renferment. La profondeur et la largeur de cavités de cette nature vont toujours en augmentant jusqu'à ce que leur voûte ne soit plus en état de supporter le poids des couches sus-jacentes : il y a alors effondrement. Lorsque ces phénomènes se passent très-profondément, ils ne se manifestent à la surface que sous forme d'*ébranlements*; mais si leur siége est voisin de la surface, ils déterminent la formation de fentes ou de dépres-

sions en entonnoir ou en bassin. De toutes façons les rapports de stratification des couches sus-jacentes à la cavité sont effacés. De nombreux tremblements de terre locaux qui affectent les régions gypseuses ou calcaires semblent devoir leur origine à cette cause. On peut ranger ici le tremblement de terre de la vallée du Visp, dans le Valais, en juillet et août 1855 : il dura plus d'un mois et eut pour conséquence la formation de fentes dans les roches du pays, les églises et les maisons, le renversement des murailles, le glissement des roches. Comme on connaît dans ce pays au moins vingt sources séléniteuses, dont une seule enlève à l'intérieur de la terre plus de 200 mètres cubes de gypse par an, on s'explique par les cavités qu'une semblable action doit former, et les effondrements qui s'ensuivent nécessairement, les tremblements de terre fréquents qui au cours d'un siècle et demi (jusqu'en 1854) ont été observés en Suisse au nombre de 1019.

Le pays de Karst, totalement miné de grottes et de canaux souterrains, est un des pays les plus éprouvés par les tremblements de terre; on peut aussi en chercher la cause dans l'effondrement de ces cavités.

Les *effondrements* sont bornés aux régions gypseuses, calcaires, dolomitiques et salinifères; mais ils sont très-communs dans ces contrées. Ainsi, il y a d'innombrables effondrements dans les régions montagneuses calcaires de la Carniole, de l'Illyrie, de la Croatie et de la Dalmatie; les plus grands atteignent 700 mètres et plus en diamètre. Ils sont aussi fréquents dans la région du Teutoburgerwald et du Haar; sur les plateaux calcaires du département du Doubs, de la Haute-Saône et du Jura en France, et dans les terrains crétacés du nord du Jütland, sur le calcaire carbonifère du Missouri; dans le gouvernement de Tula en Russie, où ils sont partout causés par le lessivage du carbonate de chaux, tandis que les tremblements de terre observés par tout le bord S. O. du Hartz et à Lunebourg sont dus à l'action des eaux sur le gypse. Beaucoup des dépressions formées ainsi par effondrement se remplissent d'eau et forment des étangs et des lacs, comme les lacs de Sperenberg dans les marches de Brandebourg, de Segeberg en Holstein, et les nombreux « Trous du diable » du bord sud du Harz, etc.

Les *bouleversements des couches*, formations de fentes, etc., sont partout très-communs dans les régions gypseuses et salinifères, où des amas de minéraux facilement solubles sont recouverts de couches sédimentaires qui dans l'effondrement des cavités sous-jacentes se brisent, s'enfoncent et subissent ainsi des plissements variés. Un exemple très-instructif et qui ne peut recevoir d'autre explication, nous est fourni par le pays d'Eisleben (fig. 41). On voit là au-dessus du conglomérat du Rothliegend, un dépôt de la plus parfaite régularité formé par le kupferschiefer, puissant de 2 à 3

mètres, et dont les lits inférieurs sont l'objet de l'importante exploitation du pays de Mansfeld. Au-dessus vient le Zechstein proprement dit, recouvert à son tour par la formation des grès bigarrés. On ne peut rencontrer des couches plus bouleversées que ces dernières. Sur des intervalles de quelques pas elles sont renversées, courbées, plissées, brisées, relevées.

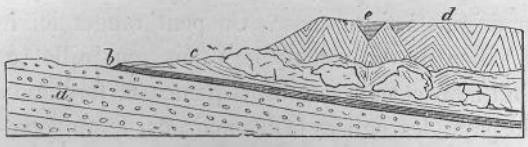


Fig. 41. — Bouleversement des couches dans le grès bigarré de Höhneburg (Eisleben).

a, Rothliegend ; *b*, Kupferschiefer et Zechstein ; *c*, cendres, dolomie, marne rouge avec amas de gypse et cavités ; *d*, grès bigarré ; *e*, effondrement.

Comme le kupferschiefer, situé de 80 à 120 mètres plus bas, à part quelques exceptions locales a conservé sa position primitive, il est clair que le bouleversement du grès bigarré ne peut être attribué à une action volcanique, mais à une cause siégeant entre le grès bigarré et le kupferschiefer, c'est-à-dire dans les formations de gypse qui les séparent. Où le gypse affleure, commence aussitôt l'action de dissolution et d'enlèvement par l'eau : des canaux en résultent dont les uns se réunissent en systèmes étendus qui, encore aujourd'hui, traversent le sous-sol de la région, tandis que d'autres s'effondrent et produisent ainsi l'écroulement du grès bigarré sus-jacent. Peut-être leurs voûtes auraient-elles supporté longtemps leur charge, si elles n'avaient été fendues et endommagées lors du changement de l'anhydrite en gypse qui détermine l'expansion de la roche.

Lors de la formation de la dolomie par le lessivage du carbonate de chaux des calcaires dolomitiques, il y a une diminution très-importante du volume de la roche. Les couches qui reposent sur elle doivent par conséquent s'effondrer. Si la formation de dolomie est seulement locale, cet affaissement est très-irrégulier et la situation primitivement horizontale des couches n'est altérée que sur les points correspondants.

b. Activité mécanique des eaux.

Nous avons démontré que la variété de la surface de la terre est due en grande partie à l'activité *mécanique* des eaux qui décomposent, emmènent pour déposer de nouveau, les matériaux de la croûte solide du globe. Il nous reste à décrire les phases isolées de la marche de l'érosion, et à nous faire une idée de l'ensemble de ces phénomènes à l'aide de quelques observations.

§ 9. **Eaux courantes.** — Les eaux courantes proviennent de l'atmosphère dont les vapeurs retombent à la surface du sol sous forme de gouttes

qui se rassemblent et, selon les lois de la pesanteur, coulent vers les parties déclives. Pour une hauteur moyenne de 1 mètre d'eau qui tombe annuellement de l'atmosphère, il y aurait sur la terre, en 10 000 ans, une quantité d'eau suffisante pour remplir une mer de 10 000 mètres de profondeur, qui coulerait à l'océan, d'où elle se vaporiserait de nouveau. C'est surtout contre les hautes montagnes que la vapeur atmosphérique se condense, un peu comme la vapeur de la respiration lorsqu'elle rencontre un objet froid. Leurs sommets élevés couverts de glaciers et de neiges éternelles, forment des réservoirs d'eau glacée qui coulent surtout lorsque, pendant la chaleur de l'été, la végétation emploie beaucoup d'eau, et qu'il se fait une grande évaporation.

Dans les montagnes basses, le revêtement de plantes condense l'eau de la même manière, l'absorbe dans les temps humides et pluvieux, la répartit, entretient une humidité constante du sol et alimente les sources, tandis que, sur des rocs nus, rien de semblable ne peut se produire : les eaux coulent directement dans les vallées et y occasionnent des inondations par leur afflux impétueux.

Selon que le sol est plus ou moins perméable, il laisse pénétrer une quantité plus ou moins grande des eaux atmosphériques qui, ou bien s'amassent sous les dépôts de sable et de galets en *nappes souterraines*, ou s'enfoncent pour reparaître au jour sous forme de *sources*. La plupart des sources se montrent au pied des montagnes, là où des couches compactes d'argile imperméable empêchent l'eau d'aller plus loin. Ces couches imperméables peuvent ou bien être coupées transversalement par une vallée (fig. 42), et alors les sources n'affectent qu'un de ses côtés, et se trouvent à la limite précise entre les couches d'argile et les pentes de la vallée. Un

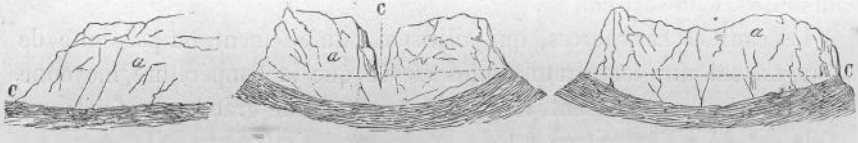


Fig. 42. Source au niveau d'une couche.

Fig. 43. Source dans une fente.

Fig. 44. Source par débordement.

(*a*) Roche fendillée perméable ; (*c*) Couche d'argile compacte.

autre cas peut être celui où une montagne repose sur une couche d'argile disposée en bassin (fig. 44) : les eaux s'amassent dans cette espèce de réservoir jusqu'à ce qu'elles en dépassent les bords, et elles se répandent alors tout autour de la montagne. Si, cependant, une semblable masse de roches riches en eau, supportée par des couches d'argile, est traversée de vallées et de gorges, creusées plus bas que les bords du

bassin, les eaux s'y accumuleront (fig. 43) et, dans ce dernier cas, elles jailliront en l'air. Certaines de ces sources s'élèvent d'une profondeur très-considérable : en effet, des couches aquifères qui alternent avec des couches imperméables sont traversées de fentes à l'ouverture desquelles l'eau, en vertu de la loi qui détermine la hauteur des liquides dans les vases communiquants, est pressée par la colonne liquide qui pèse sur elle. Si l'on perce ces couches aquifères (roches sableuses, calcaire fendillé) qui ne possèdent aucune issue, on forme un *puits artésien*. On peut percer des puits artésiens partout où une couche, disposée en pente plus ou moins forte, de nature poreuse ou crevassée, est enfermée entre deux couches d'argile imperméable qui empêchent l'écoulement de l'eau aussi bien en haut qu'en bas (fig. 45). Lorsque la couche supérieure est perforée, l'eau

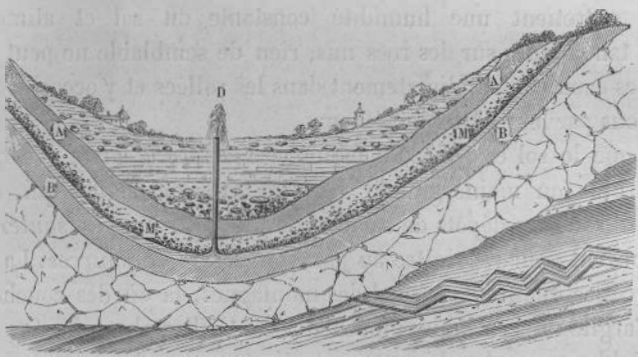


Fig. 45. — Puits artésien.

A et B, couches d'argile imperméable ; M, couche sableuse aquifère ; D, puits artésien.

monte d'après les lois de l'hydraulique, et elle peut s'élever en jaillissant au-dessus de la surface.

Les eaux de ces sources, qui jaillissent naturellement, ou par suite de forages, ont une température plus élevée que la température moyenne du lieu où elles surgissent, lorsqu'elles viennent de grandes profondeurs. Cela est dû à l'accroissement de la chaleur à l'intérieur de la terre : on les appelle alors des thermes (voy. page 6).

Le débit des sources est, naturellement, en rapport avec la quantité d'eau tombée de l'atmosphère à la surface de l'aire qui les alimente ; aussi peuvent-elles tarir par la sécheresse. Les *sources temporaires*, pour la même raison, ne coulent que durant la fonte des neiges, dont l'eau s'amasse dans des fentes et cavités souterraines.

Les eaux de sources se réunissent avec celles qui tombent directement de l'atmosphère, en ruisseaux qui coulent dans les fleuves et, en fin de compte, se rendent dans l'océan. La masse d'eau d'un fleuve est déter-

minée : 1° par l'étendue de pays qu'il arrose; 2° par la quantité de pluie ou de neige qui y tombe; 3° par le climat du pays que traverse le fleuve, la température élevée et l'atmosphère sèche favorisant l'évaporation et par conséquent une perte d'eau; 4° par la structure géologique du pays : des couches bouleversées, traversées de fentes et de crevasses, permettent aux eaux de s'enfoncer plus profondément; de même un sous-sol sableux enlève de l'eau aux ruisseaux; 5° par la forme de la surface et les circonstances de végétation : les montagnes et forêts favorisent les pluies; les plaines et les pays sans forêts favorisent l'évaporation.

L'étendue du bassin d'un fleuve est naturellement très-variable; les plus vastes sont ceux de l'Amazone et du Mississipi, de 106 000 et de 61 000 milles géographiques carrés, tandis que le Rhin arrose seulement un territoire de 4080 et le Danube de 14 630 milles. La quantité d'eau transportée par les différents fleuves est extrêmement variable : le Mississipi a un débit annuel moyen de 723 000 millions de mètres cubes d'eau, tandis que le Rhin ne passe à Bonn, dans le même intervalle, que 63 370 millions de mètres cubes d'eau.

Un autre facteur important dans l'activité mécanique des eaux courantes est leur *pente*, qui détermine la rapidité avec laquelle elles se meuvent. La pente d'un cours d'eau diminue depuis sa source jusqu'à son embouchure, et la différence entre la pente de la partie supérieure et celle de la partie inférieure est d'autant plus grande qu'il vient de plus haut; aussi est-elle le plus accentuée dans les cours d'eau qui naissent des Alpes. La puissance mécanique des eaux dépendant de la force de leur courant, et leurs sources se trouvant d'ordinaire dans les montagnes et les chaînes de collines où le fond des vallées a une forte inclinaison comparativement aux plaines, de pente faible, il en résulte que leur activité se fait surtout sentir dans les régions montagneuses qu'elles creusent, et dont elles enlèvent les matériaux pour les déposer plus loin, dans les points où la rapidité de leur course est moindre.

§ 10. **Érosion.** — Les actions mécaniques de l'eau sont préparées par les actions chimiques. Sur le sol d'une vallée formée de granite inaltéré, uni, le cours d'eau le plus rapide, même après de longues périodes, laisserait à peine des traces. C'est seulement lorsque la roche, sous l'influence de l'acide carbonique, a été transformée en gravier et en sable, quand elle est devenue friable, quand des fragments mis en mouvement par les eaux courantes viennent aussi servir d'agents destructeurs, que commence l'action mécanique érosive. La propriété de l'eau gelée, d'augmenter de volume, a une influence essentielle sur ces phénomènes destructeurs. La présence de l'eau dans les fentes des roches suffit pour les faire éclater;

toutes les crevasses, les pores, même les fentes microscopiques des roches, sont remplies d'eau.

On doit accorder un rôle important, dans les phénomènes qui nous occupent, à la gelée, qui brise les rochers; et en effet, dans les climats tempérés, elle agit pendant tout l'automne et le printemps, et sur les hautes montagnes son action se fait sentir presque toutes les nuits. Des parois rocheuses qui s'élèvent au-dessus du lit des ruisseaux, et qui sont ainsi soustraites à leur influence directe, se détachent, lors du dégel, des blocs et des gravois qui deviennent ainsi soumis à l'action des eaux courantes. La forme arrondie que prennent les fragments de roches entraînés dans le lit des ruisseaux et des fleuves résulte de frottements réciproques et de leur progression sur un lit dur; et en même temps le lit rocheux sur lequel roulent les galets est érodé par eux. Même les plus fines particules qui résultent de ces énergiques frictions, et qui sont emportées avec vitesse, agissent aussi pour polir le lit du courant. La faculté de transport d'un ruisseau ou d'un torrent est d'autant plus grande que sa rapidité est considérable, et son pouvoir d'érosion sur son lit lui-même suit la même raison : c'est ce qui explique l'action si puissante de certains torrents, même de peu d'importance, comparée à celle des fleuves au lent cours et celle des chutes d'eau, qui souvent creusent et brisent les rochers sur lesquels elles tombent, en même temps qu'elles reculent progressivement. La cataracte du Niagara recule d'environ un tiers de mètre par an, et la formation de la vallée de l'Elbe et de ses affluents doit être rapportée au même phénomène. Ce labyrinthe de masses rocheuses, aux formes fantastiques, était primitivement une plaine monotone de grès disposés en strates horizontaux et s'étendait uniformément au niveau de Königstein et du Lilienstein. Sur ce plateau coulait l'Elbe, qui sortait alors aussi du bassin de Bohême et se précipitait, aux environs du pays de Pirna, sur le bord escarpé formé par les grès qui s'élèvent là au-dessus de la plaine. Ses eaux altérèrent la roche, y creusèrent leur lit, et la cataracte alla toujours remontant le courant, creusant de plus en plus le plateau de grès, et formant ces méandres capricieux de la vallée actuelle, qui court au milieu des masses rocheuses laissées intactes, témoins de l'ancien état de la contrée.

Le système de ravins du Colorado en Arizona est un exemple encore plus remarquable du pouvoir d'érosion de l'eau. La surface de ce territoire s'élève depuis la mer en larges plateaux, en terrasses, jusqu'à une hauteur de 3000 mètres au-dessus du niveau de la mer. Les séries de couches mésozoïques et paléozoïques qui le forment reposent horizontalement sur le granite. C'est dans un de ces hauts plateaux que le Colorado a creusé son système de fentes si connu. Le courant principal coule, sur une longueur de 60 milles géographiques environ, dans une gorge profonde de 1 à 2000

mètres, coupée perpendiculairement dans les couches de sédiment et entamée de 2 à 300 mètres dans le granite : de nombreuses fentes de même profondeur et aussi étendues s'ouvrent dans le lit principal.

En d'autres contrées, il y a des systèmes de couches creusées par l'eau jusqu'à plus de 100 mètres de profondeur ; des tertres isolés qui, pour des causes diverses, ont résisté à la destruction, témoignent de l'énergie des courants d'eaux. Les roches très-altérables sont naturellement surtout attaquées dans ce cas, et les marnes, les grès calcaires, les calcaires très-argileux, sont facilement enlevés. Ainsi, autrefois, tout le district gneissique et schisteux du sud du lac Supérieur était recouvert par une épaisseur de plus de 100 mètres de grès infrasilurien et de dolomie sableuse : aujourd'hui, ces roches ne sont plus représentées que par des amas semés irrégulièrement sur cette région. L'observation du Simeto, en Sicile, nous montre comment de pareilles érosions ont pu se faire d'une manière rapide. Ce fleuve, en 1603, lors d'une éruption de l'Etna, fut barré par un courant de lave; aujourd'hui, après deux siècles et demi, il s'est déjà frayé un canal de 20 à 35 mètres de profondeur et de 12 à 18 mètres de large à travers le dur basalte. L'origine d'un très-grand nombre de vallées est due à l'érosion des eaux courantes, et ne doit pas être attribuée à la formation de fentes dans la croûte terrestre : cela résulte de l'observation des phénomènes actuels dans les vallées et ravins, et l'on conçoit l'influence que peut avoir dans la production de ces accidents, la résistance plus ou moins grande du sol aux actions physiques ou chimiques. C'est ainsi que les brusques courbures des fleuves se laissent fréquemment rapporter à la rencontre de couches plus dures ou de couches meubles.

Une conséquence directe de l'érosion, de plus grande importance, est le *glissement des montagnes :* sa cause doit être attribuée à ce que des strates d'argile disposés entre d'autres couches sont décomposés ou réduits en bouillie. Dans les cas où les couches qui forment la montagne plongent vers la vallée, la montagne perd de sa stabilité et s'ébranle en glissant sur la pente, pour se briser dans la vallée qu'elle comble sur une étendue plus ou moins considérable. De semblables glissements se présentent pour les couches inclinées de sable facilement mobile, aux côtes de la mer comme dans les vallées des fleuves.

La côte de Manabi en Ecuador (Amérique du Sud) nous offre un des plus instructifs exemples de changements de niveaux imputables à des causes analogues. Cette côte est formée de couches de sable tertiaire qui alternent avec des argiles d'une puissance de plus de 150 mètres et qui forment falaise; parallèles à la côte et inclinées de 20 à 25° ouest, elles plongent par conséquent vers la mer. La bordure de côtes ainsi com-

posée fut, en 1870 et 1871, le théâtre d'ébranlements très-particuliers. Des fentes qui atteignaient plusieurs mètres de largeur sur une profondeur plus considérable se produisirent ; des portions de couches situées entre ces fentes s'enfoncèrent de 10 à 15 mètres, tandis que d'autres conservaient leur situation primitive : en peu de temps, le terrain fut bouleversé complétement jusqu'à une profondeur inférieure au niveau de la mer. Non-seulement eurent lieu ces effondrements, mais il se fit aussi des soulèvements dus à ce que les couches tertiaires, en glissant sur les couches plus profondes inclinées vers la mer, pressaient les couches plus récentes du rivage déposées au-dessous d'elles et les portaient à un niveau plus élevé qu'auparavant. Le soulèvement du rivage et l'affaissement de la côte proprement dite correspondaient aussi bien pour l'étendue que pour la hauteur au changement de niveau. Le maximun de soulèvement était un peu plus de 30 mètres. Les parties soulevées du rivage, qui aujourd'hui se montrent comme des bancs de sable, sont couverts d'algues, de coraux, de mollusques et d'échinodermes. La cause de ce glissement et des soulèvements qui lui sont génétiquement reliés, sont dus à l'amollissement et au transport d'une ou plusieurs couches d'argile par les eaux atmosphériques ou océaniques.

Les *chaudières des géants* et les *pyramides de terre* sont les produits particulièrement remarquables de la force érosive de l'eau. Les premières se forment au pied des chutes d'eau et des rapides : les galets sont maintenus longtemps par le tourbillon dans un mouvement circulaire sur le fond rocheux ; d'où la formation de trous cylindriques qui atteignent 10 et 12 mètres de profondeur et qui peuvent être creusés dans les roches les plus dures. Il n'est pas rare que les parois polies de ces chaudières aient conservé des sillons spiraux, traces de leur creusement progressif, et elles contiennent souvent encore les galets arrondis qui ont servi à les former. Les « chaudières des géants » les plus vastes sont celles des environs de Christiania en Norvége et celles du glacier de Luzern.

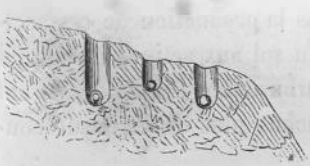


Fig. 46. — Chaudières des géants.

Les *pyramides de terre*, en opposition aux « chaudières des géants, » ne peuvent se former que dans les amas de débris meubles argilo-sableux, qui renferment des fragments de roche plus volumineux et des galets. Chacun de ceux-ci protége de l'action érosive des eaux les points qu'il recouvre : en fin de compte, il se produit des colonnes bien dégagées, en forme de pyramides aiguës, composées de fins de débris et portant à leur partie supérieure une sorte de chapeau formé par une grosse

pierre. Les pyramides de cette nature les plus caractérisées se voient dans les débris glaciaires à Bozen en Tyrol ; elles atteignent une hauteur de 30 à 35 mètres.

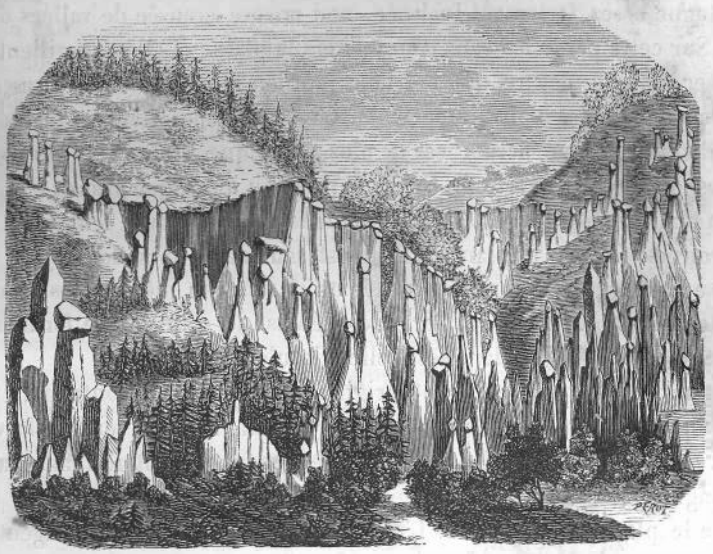


Fig. 47 *a*. — Pyramides de Bozen.

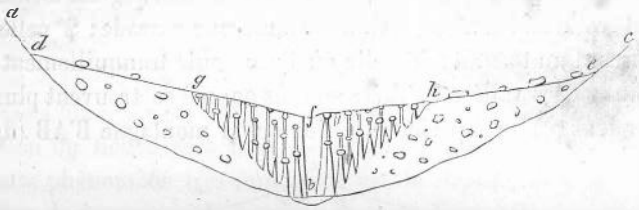


Fig. 47 *b*. Pyramides de terre.

§ 11. — **Formation des vallées par érosion.** La formation des vallées sur les pentes des montagnes commence par la réunion des gouttes de pluie tombées de l'atmosphère, qui s'amassent en coulant sur les plans inclinés et forment des rigoles nombreuses et peu marquées qui se réunissent pour courir à des sillons plus profonds. Aussitôt que la pluie a formé ces petits ruisseaux, les conditions de la formation de vallées par érosion sontremplies. Le ruisseau rapide, riche en eau élargit plus rapidement son lit que les sources pau-

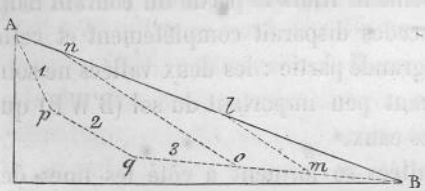


Fig. 48.

vres et calmes; aussi la formation de la vallée commence-t-elle d'abord dans la région inférieure du cours d'eau, d'où elle remonte progressivement. Dans la coupe figure 48 la ligne AB représente une pente de montagne assez fortement inclinée, non encore creusée de vallées d'érosion. Sur cette pente les eaux courent vers la plaine et elles travaillent à se creuser un lit à mesure que par leur réunion elles arrivent à former des ruisseaux de plus en plus importants. C'est par conséquent au pied de la montagne que leur action est le plus énergique et le cours de l'eau y correspond à la ligne A *lm* B. En *m*, le ruisseau a presque atteint le niveau de la plaine, sa pente est donc devenue faible et il coule lentement sans pouvoir érosif sur le plan *m* B. C'est seulement lors des crues qu'il creuse ses berges et élargit sa vallée qu'il rend en même plus unie par l'apport de sables et de graviers. Des dépôts de cette nature forment les *plaines d'inondation* dans lesquelles circule le fleuve.

Par cela même que le torrent, origine du fleuve sur la montagne, creuse continuellement son lit qui va toujours remontant vers la source, la vallée proprement dite s'agrandit. Il arrive un moment où l'entaille faite dans la montagne par le torrent s'est rapprochée du sommet, point où la pluie tombe le plus abondamment. L'eau ruisselant toujours est un agent perpétuellement actif qui creuse alors des cirques aux parois très-abruptes ou même verticales. A partir de ce moment le thalweg est formé de trois parties : 1° celle où l'eau se précipite comme une cascade ; 2° celle où l'eau a les allures d'un torrent ; 3e celle où l'eau coule tranquillement.

Au point où les vallées creusées en sens opposé se trouvent plus rapprochées par leur partie supérieure, le dos de la montagne B'AB (figure 49)

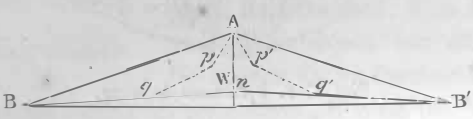


Fig. 49.

qui les sépare peut devenir une crête étroite et si l'action des eaux n'est pas arrêtée par des glaciers ou des amas de neige, cette même cloison est aussi enlevée progressivement. Alors la partie du courant dans laquelle l'eau se précipitait en cascades disparaît complétement et celle où elle formait torrent s'efface en grande partie : les deux vallées ne sont plus séparées que par un bombement peu important du sol (B'W B) qui reste comme ligne de séparation des eaux.

C'est de cette manière que les vallées se forment à côté les unes des autres sur les pentes de montagnes primitivement assez unies, changeant une surface monotone en un système alternatif de vallées et de dos de montagnes.

Nous avons supposé jusqu'ici une certaine homogénéité et, par conséquent, une résistance uniforme à l'érosion dans les roches qui forment les pentes des montagnes, mais ces conditions ne sont réalisées que très-rarement, et d'ordinaire les roches sont de la nature la plus variée et de dureté extrêmement inégale. La résistance qu'elles opposent à l'érosion n'est donc pas toujours la même, aussi la pente des cours d'eau est-elle plus ou moins grande et en différents points, le peu d'altérabilité de certaines couches détermine-t-elle la formation de cascades ou de rapides.

On a constaté sur les grands fleuves qui coulent vers le nord, comme l'Oural, l'Ob, le Jenissei et le Volga, que la berge droite était beaucoup plus attaquée par l'érosion que la berge gauche. Cette action inégale s'explique ainsi : Plus un point est voisin de l'équateur, plus la vitesse qu'il acquiert dans le mouvement de rotation de la terre est considérable. Un corps déplacé de l'équateur dans la direction des pôles apporte avec lui une plus grande vitesse de rotation que ne possède le point où il arrive : il en est de même de l'eau d'un fleuve qui, sur l'hémisphère nord, coule du sud vers le nord. Par suite de cette vitesse plus grande de rotation vers l'est qu'il possède, il aura tendance à franchir sa berge du côté de l'est, sa berge droite, et, s'il ne peut la franchir, il la frappera plus fortement et déterminera ainsi une érosion plus considérable sur elle que sur la berge gauche. Si, au contraire, un fleuve de l'hémisphère boréal coule vers le sud, comme ses eaux augmenteront en rapidité avec la latitude, elles attaqueront inégalement leurs berges, et les eaux plus lentes, restées en arrière, exerceront un frottement plus considérable du côté ouest. Dans l'hémisphère austral les rapports seront naturellement inverses et l'érosion du fleuve sera plus importante à gauche qu'à droite.

Un autre phénomène très-important est le *déplacement de la partie inférieure* de beaucoup de fleuves par suite duquel ils s'ouvrent aujourd'hui en d'autres points qu'autrefois. Nulle part ces déplacements ne se font sur une plus vaste échelle et ne sont plus formidables que sur le Hoang-Ho (fleuve Jaune). Ils ont été là extraordinairement nombreux, quoiqu'on ait cherché à les restreindre par des digues. Leur histoire remonte à 4000 ans. La plus ancienne des embouchures historiquement connue était à 90 milles au nord de celle qui lui servit depuis le treizième siècle jusqu'en 1856. Cette année, le fleuve regagna son ancien lit, au nord, au prix des plus épouvantables ravages, renversant les maisons, détruisant les plantations, et enfin, en 1874, sans cause connue, il reprit de nouveau son lit au sud.

§ 12. — **Transports et dépôts par les eaux courantes.** Nous avons déjà vu que le pouvoir de transport de l'eau dépend de la rapidité de sa course et, par conséquent, du degré de sa pente. Par suite, le cours supérieur

d'un fleuve dans la montagne est aussi le théâtre d'actions de transport plus importantes. Les très-fortes pluies si fréquentes dans les régions élevées ont une influence considérable sur la production de ces phénomènes : par exemple, celle qui tomba en 1818 dans la vallée de Bagnes (Bas-Valais) et qui aurait transporté une masse de débris de plus de 100 mètres de haut et des blocs de granit de près de 40 mètres cubes. Abstraction faite de ce cas anormal, presque unique pour l'importance des effets obtenus, la formation d'amas de débris souvent larges de plusieurs milliers de mètres, au point où des gorges profondes s'ouvrent dans de larges vallées est un phénomène très-fréquent. En général, cette partie d'un fleuve est souvent tellement enflée par les averses abondantes et si chargée de fragments de roches, qu'il en sort comme un puissant torrent de boue, emportant d'énormes masses rocheuses qu'il déposera aussitôt son arrivée dans un élargissement de la vallée où la force d'impulsion se perd. Normalement, les sables et la boue sont seuls emportés en suspension par les ruisseaux des montagnes et les plus gros fragments progressent en roulant sur le sol. Il est à remarquer que la plupart des roches qui prennent part à la constitution d'une montagne ont pour poids spécifique 2,0 jusque 2,9, de sorte que, lorsqu'elles sont plongées dans l'eau, elles perdent environ la moitié de leur poids et nécessitent, par conséquent, une moindre puissance pour être mises en mouvement. En roulant sur le sol et en se brisant les uns contre les autres, les fragments d'abord anguleux, deviennent des galets et sont réduits progressivement en fine poussière qui reste en suspension. Les fragments des schistes ne prennent pas la forme ovale ou globuleuse, mais ils se partagent en lamelles dont les angles s'émoussent et s'arrondissent un peu à la fois. Les galets de grès calcaires ou argileux sont les plus facilement brisés dans leur transport par l'eau : par la dissolution de leur ciment ils se réduisent en sable meuble, aussi les fleuves qui traversent des montagnes formées de grès sont-elles riches en dépôts de cette nature. Plus les galets d'un fleuve proviennent de loin, plus ils diminuent en grosseur. Anguleux dans la partie élevée de la montagne et pouvant atteindre un volume de 20 centimètres cubes par exemple, ils arrondissent leurs angles en peu de temps, parvenus dans la partie torrentueuse du fleuve, ils diminuent de grosseur à mesure qu'ils s'éloignent de leur point de départ, et, si le cours est assez long, ils sont réduits, à l'embouchure, à l'état de sable ou de vase en suspension dans l'eau. La quantité de ces fins détritus est quelquefois surprenante : le golfe du Mexique reçoit annuellement du Mississipi une telle masse de dépôts de cette nature qu'ils formeraient un amas de 90 mètres de hauteur s'ils étaient répartis sur une étendue d'un mille anglais carré. Le Gange charrie annuellement une quantité de matière qu'on évalue à

235 millions de mètres cubes et qui formerait un amas de 26.000 mètres en longueur et en largeur, sur une épaisseur d'un tiers de mètre. Les dépôts que le Danube déverse annuellement dans la mer Noire sont évalués à une couche d'un mille carré sur 0.80 d'épaisseur ; le Rhin passe à Bonn, dans le même intervalle de temps, assez de matières pour former une couche de 1956 mètres au carré sur un tiers de mètre d'épaisseur.

Lorsque la pente du lit d'un fleuve devient moins forte et quand, par conséquent, la rapidité du courant et la faculté de transport sont diminués, les galets se déposent. C'est ce qui a lieu principalement au point où les fleuves quittent la montagne pour entrer en plaine. Par suite de ce dépôt, le courant élève progressivement son lit, s'ensable, déborde, se précipite en cascade et se creuse un nouveau lit en laissant quelquefois l'ancien à sec. Pour empêcher ces débordements qui ruinent ses cultures, l'homme construit des digues dont il augmente la hauteur à mesure que le lit du fleuve s'exhausse. Il peut arriver ainsi que la surface de ce dernier, et même le fond de son lit, s'élèvent au-dessus du niveau de la plaine : C'est, par exemple, le cas du Pô : un peu à la fois, il s'est tellement élevé au-dessus du niveau de la plaine que, aujourd'hui, la ville de Ferrare est située à un niveau inférieur à celui du fleuve.

Tant que les berges d'un courant ne sont pas fortifiées par des digues, l'eau sort de son lit et se répand dans la vallée lors des crues, formant ainsi des sortes de lacs d'une étendue considérable sur laquelle ils laissent en se retirant des dépôts de sables, de graviers et de boue. Plus les rives sont basses et plus la plaine est recouverte de dépôts. Si, dans le cours des temps, le fleuve creuse son lit, les dépôts d'alluvion qui forment sur les deux rives une zone plus ou moins large, sont de nouveau entraînés. Lorsque des étroites bandes d'anciens galets sont restées sur les pentes de la vallée, on les nomme des *terrasses*.

Des amas de galets roulés autrefois par le Rhin se trouvent aujourd'hui à 270 mètres au-dessus du niveau actuel du fleuve ; l'Elbe a laissé des traces de sa présence à 100 mètres de hauteur : ces fleuves ont donc creusé leur lit de toute cette profondeur, depuis l'époque à laquelle ils ont laissé ces dépôts.

Aux points où les fleuves déversent la masse de leurs eaux dans la mer ou dans un lac et sous certaines conditions, il se forme des *deltas* dus au dépôt des matières tenues en suspension. Les fleuves chargés d'éléments arrachés aux continents se dépouillent à leur entrée dans la mer des débris de roches, sables, boues, etc., et leurs eaux perdent trace de particules mécaniquement suspendues. Les deltas que les cours d'eau forment à leur embouchure consistent en lits alternatifs de sable, de gravier, de terres alluviales qui renferment les débris entraînés de plantes

et d'animaux terrestres et d'eau douce. Ces lits, en quantité plus ou moins grande, sont quelquefois réguliers, plongeant doucement de tous côtés, mais quelquefois aussi ils sont extrêmement tourmentés. Ce dernier cas, à la vérité, est surtout celui des cours d'eau sujets à de grandes crues. Dans les circonstances normales, les plus lourdes pierres charriées tombent directement à l'embouchure du fleuve, tandis que le sable et la boue vont plus loin et que les très-fines particules en suspension sont entraînées à une distance encore plus grande. La séparation des éléments des roches selon la grosseur serait régulière si la rapidité du courant qui entre dans la mer était toujours la même; mais comme elle augmente lorsque la quantité d'eau déversée est plus considérable, et qu'elle diminue à certaines époques quand l'apport des eaux est moindre, il arrive quelquefois que les plus gros galets et le sable grossier sont emmenés aussi loin en mer à l'époque des crues, que les plus fines particules sous le régime ordinaire. C'est la cause de l'alternance des couches de graviers et des lits de matières ténues. Les deltas ont la forme de cônes très-aplatis. Les couches qui composent le delta de l'Aar forment, près de l'embouchure, un talus de 30° d'inclinaison; plus elles s'éloignent de ce point, plus elles se rapprochent de l'horizontale qu'elles finissent presque par atteindre.

La formation de deltas à l'embouchure des grands fleuves n'a lieu que si ceux-ci sont protégés par des barres ou des dunes, de manière que, à leur abri, le dépôt des sédiments du fleuve puisse se faire tranquillement, sans être gêné par le flux et le reflux. Les formations de deltas supposent, en d'autres termes, un fond de mer uni, peu incliné, séparé de la mer ouverte par une barre. C'est de cette manière que se forment les lagunes dans lesquelles sont amenées du sable, de la boue et des fines particules en suspension qui se déposent comme dans un lac. Par une action continue, les lagunes se remplissent et, à la longue, un sol de nouvelle formation s'élève au-dessus du niveau de la mer, traversé par les bras ramifiés du fleuve et enfermant des lacs peu profonds, restes des lagunes; à son rivage s'élèvent des cordons de sable. C'est seulement par exception, et surtout lorsque l'homme y creuse un canal, que les dépôts du delta dépassent ces cordons et avancent dans la mer ouverte. Les deltas les plus importants sont ceux du Rhin, du Rhône, du Pô, du Danube, du Nil, du Gange et du Mississipi. Comme exemples de deltas, nous décrirons rapidement ceux du Nil, du Rhin et du Mississipi.

Le delta du Nil forme une surface complétement unie de 22 194 kilomètres carrés de forme triangulaire (fig. 50). La base, tournée vers la Méditerranée, représente un arc convexe; elle est limitée du côté de la mer par une digue de même forme qui s'élève au-dessus du delta et n'est in-

terrompue que partiellement, dune de sable et de calcaire sableux formé en grande partie de foraminifères et représentant la barre qui détermine généralement la formation du delta. Le delta lui-même est traversé par les deux bras du Nil plusieurs fois ramifiés (celui de Rosette et celui de Damiette), entrecoupé de quatre grandes lagunes très-peu profondes qui occupent 4500 kilomètres carrés, et séparé, par la barre, de la mer avec laquelle il ne communique que par des solutions de continuité de peu d'importance qui vont toujours se comblant par de nouveaux apports. Le delta tout entier, jusque 14 ou 15 mètres de profondeur, est formé de couches horizontales d'une argile fine, de couleur rouge brun, déposée dans les inondations périodiques du Nil, sous laquelle on rencontre des sables marins. La hauteur des dépôts formés par les eaux du Nil dans la région du Delta est estimée à environ 61 millimètres par siècle. Il faut admettre que le Nil, s'ouvrait jadis dans une baie qui fut bordée d'un cordon de dépôts et ainsi séparée de la mer : un peu à la fois, l'ancienne baie se remplit et se transforma en delta.

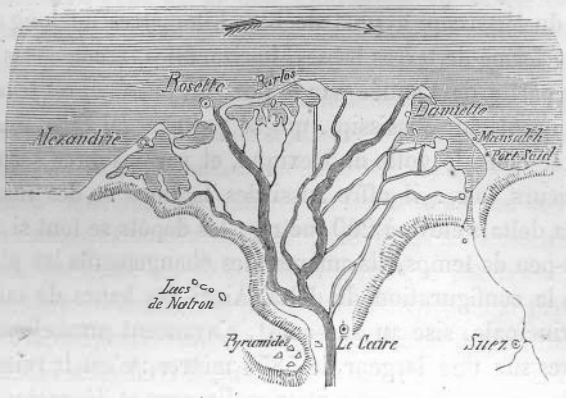


Fig. 50. — Delta du Nil.

Les deltas du Rhône et du Pô ont exactement la même origine; ils possèdent aussi une barre, et le dépôt du delta du Rhin a été rendu possible par la même circonstance. La barre du Rhin est brisée en plusieurs endroits, ce qui est dû à l'affaissement séculaire des côtes du nord de l'Allemagne et de la Hollande; aussi est-elle actuellement en partie séparée du continent par des lacs. Les îles au nord du Zuyderzee et celles qui se trouvent le long de la côte frisonne jusque l'embouchure du Weser appartiennent à cette barre étendue de dunes. Entre elles et le continent s'étendent des lagunes primitivement unies, dont le sol était formé de sable diluvien mêlé de fragments de roches provenant du nord, sur lequel se sont déposées les alluvions du Rhin, de la Meuse et de l'Escaut, qui les

ont peu à peu remplies. C'est ainsi qu'ont pris naissance, par les alluvions et la formation de tourbières, le delta du Rhin, puissant de plus de 60 mètres, et les pays marécageux de la côte voisine.

Le delta du Mississipi a plus de 320 kilomètres de long sur 300 de large; il est formé de terres basses, horizontales, recouvertes pendant la plus grande partie de l'année par le flux. En outre, il est traversé par le principal courant du Mississipi, qui se partage en cinq bras, un peu avant d'entrer dans le golfe du Mexique, et par des bras secondaires ramifiés plusieurs fois : il offre aussi des lagunes et des marécages. La puissance du delta s'élève à 200 mètres; les dépôts se font si rapidement que, en très-peu de temps, ils amènent les changements les plus considérables dans la configuration du delta. Ainsi, les bancs de sable de l'embouchure principale, sise au sud-ouest, s'avancent annuellement de plus de 112 mètres sur une largeur de 3834 mètres : c'est la raison pourquoi la barre primitive est depuis longtemps disparue et dépassée. La cause de cette particularité est peut-être dans ce fait que la hauteur des marées dans le golfe du Mexique est extrêmement faible et n'atteint pas plus de 1/3 de mètre.

Les phénomènes sont de tout autre ordre à ces embouchures de fleuves qui ne présentent pas de barre, mais sont libres et ouvertes, et auxquelles on a donné le nom d'estuaires. La mer remonte dans le cours d'eau, souvent jusqu'à une distance de plus de 20 milles, ce qu'elle ne pouvait faire lorsqu'il était protégé par une barre : elle s'avance dans le fleuve à la façon d'une digue qui serait mobile, et elle change son cours normal en une direction opposée. Quand le flux commence à se retirer du fleuve, ses eaux reviennent emmenant loin dans la mer les masses sableuses et argileuses qu'il avait apportées, au lieu d'en former des deltas, comme c'est le cas pour les embouchures de fleuves pourvus de barre. C'est ainsi que l'Amazone, malgré l'énorme quantité de matière qu'il charrie, ne forme point de delta, mais emporte tout au large. Là, les particules plus grossières tombent, et les plus fines, emportées par le courant qui vient d'Afrique en traversant l'Océan, sont emmenées dans la direction des Antilles, jusqu'à ce qu'elles aussi tombent un peu à la fois sur le fond où elles forment dépôt. En d'autres cas, les particules les plus fines, suspendues mécaniquement dans l'eau par suite du poids spécifique élevé de celle-ci, ou à cause du mouvement imprimé par les bourrasques, les marées ou les courants, sont portées assez loin en haute mer : elles forment là les éléments extrêmement fins d'un limon qui se dépose au fond de l'Océan. Par l'action réciproque des marées d'un côté et des fleuves de l'autre, il peut néanmoins se former des barres qui progressent dans la mer, ainsi que nous le verrons à la fin du paragraphe suivant.

§ 13. **Activité mécanique de la mer.** — C'est seulement lorsqu'il est *en mouvement* que l'Océan exerce son activité mécanique de destruction ou de transport. Les eaux de la mer sont mises en mouvement par les *courants océaniques*, les *marées*, les *vagues* et les *tremblements d'eau*.

Les courants océaniques sont fortement influencés par la forme et la situation de la mer à l'intérieur de laquelle ils se forment, mais il n'en est pas moins une loi générale qu'ils subissent tous et qui se manifeste dans tous les océans par les phénomènes suivants :

1. Aussi bien dans les mers situées au nord qu'au sud de l'équateur, il s'établit un remarquable courant circulaire dirigé sous les tropiques de l'est à l'ouest, détourné de sa direction primitive par la côte ouest de l'Océan (la côte est du continent, par conséquent), d'où il part en direction sud dans l'hémisphère austral, et du côté du nord dans l'hémisphère boréal, pour de là retourner à l'équateur par la zone tempérée et reprendre alors son ancien parcours.

2. Le courant qui revient en arrière après s'être brisé contre la côte, dirigé par conséquent de l'ouest à l'est, se partage en deux bras dont l'un, comme nous venons de le dire, revient se joindre au courant équatorial, tandis que l'autre coule vers le pôle d'où il se rend vers les tropiques comme courant polaire.

3. Par suite du poids différent des eaux froides du courant polaire et des eaux chaudes du courant équatorial, les deux courants prennent une situation différente dans les parties de la mer où on les rencontre : le premier se trouve plus profondément, le second est plus élevé. Le courant équatorial, donc coule au-dessus du courant polaire et en direction différente. Ce dernier ne vient à la surface qu'aux côtes du continent ou aux bas-fonds.

Les eaux de l'Atlantique, comme celles des océans Indien et Pacifique, sont soumises à de semblables courants. Dans la moitié nord de l'océan Atlantique, le courant dirigé vers l'ouest, détourné vers le nord par la côte de l'Amérique centrale et du Mexique, coule alors par le détroit de la Floride dans le sens nord-est, sous le nom de *Gulfstream*, à quelque distance de la côte-est de l'Amérique du Nord, jusque près du banc de Terre-Neuve, d'où il part en Europe. En chemin, il se partage en une branche sud-est et une branche nord-est. La première coule de nouveau vers les tropiques et ferme ainsi le courant en ellipse dont le point central, couvert de plantes marines, forme la *mer des Sargasses*. La seconde branche du Gulfstream, la branche nord, passe entre la Grande-Bretagne et l'Islande le long de la côte norvégienne, et va de la côte du Groënland par le détroit de Davis vers la côte est de l'Amérique du Nord, pour la suivre jusqu'à la côte de l'Amérique du Sud, où elle se perd insensiblement.

Le courant est-ouest de l'océan Atlantique se courbe au sud de l'équateur près de la côte américaine (Rio-Janeiro) et se rend de là au cap de Bonne-Espérance pour revenir refroidi aux tropiques.

La même chose se répète dans l'océan Pacifique : la côte du Japon est baignée par un courant venant du nord, et celle de l'Australie par un courant équatorial. Ce dernier, en revenant aux tropiques, touche la côte ouest de l'Amérique du Sud et agit puissamment sur son climat. Les courants marins, en général, tendent à équilibrer les températures extrêmes de deux régions océaniques éloignées, parce que les courants tropiques, d'abord dirigés vers l'ouest, cèdent de leur chaleur aux mers qu'ils traversent et aux côtes qu'ils baignent; aussi sont-ils refroidis à leur retour dans les zones équatoriales dont ils contribuent à modérer la température. L'importance de cette action des courants marins ressort de la manière la plus frappante des perturbations que subissent les lignes isothermiques normales sur l'Océan. Le Gulfstream fait rejeter vers le pôle les lignes isothermiques du nord de l'Atlantique, tandis que celles de la zone tempérée remontent au delà de l'équateur sous l'influence du courant Pacifique qui revient refroidi sur la côte ouest de l'Amérique du Sud.

La manifestation la plus simple des marées est l'élévation périodique de la mer sur les côtes, l'entrée du flot dans les fleuves et l'élévation momentanée du niveau de ces derniers, et enfin, l'envahissement régulier des rivages peu élevés, désignés sous le nom de marais salants. La hauteur du flot au milieu de l'Océan est moindre que près du continent, et, ici, elle est encore augmentée dans les points où deux côtes marchent en convergeant. Ce dernier cas est celui du golfe de Californie par exemple, et encore plus celui de la baie de Fundy, où elle atteint de 16 à 24 mètres, tandis que au milieu de l'Atlantique, par exemple à Sainte-Hélène, elle est à peine de 1 mètre, et sur la côte est de l'Amérique du Nord de 2 à 4 mètres. Les courants déterminés par le flot sont surtout puissants là où l'eau circule dans un espace étroit, pour se rendre dans un large bassin ou dans une baie. Dans le Tsien-tang, fleuve de Chine, le flot se précipite comme une cascade mouvante de 1 mille de largeur et de 10 mètres de hauteur, à 16 milles de distance, avec une rapidité de 5 milles à l'heure. Dans le reflux, la mer se retire tout aussi rapidement. Les mêmes phénomènes se passent dans la baie de Fundy et dans les fleuves qui y débouchent, ainsi que dans l'Amazone. En se retirant, les eaux de la marée forment souvent un courant extrêmement impétueux.

Les vagues et les courants causés par le vent et les tempêtes maintiennent la surface de l'Océan dans une perpétuelle agitation et déterminent la formation des falaises contre lesquelles les vagues se brisent et quelquefois s'élèvent à 30 mètres et plus. Dans l'ouest de l'Écosse, les observa-

tions soignées ont montré que la force déployée par les vagues dans les mois d'été était en moyenne de 2,748 kilogrammes sur 1 mètre carré, et dans les mois d'hiver, cette force s'élevait à 9,387 kilogrammes. Lorsque les vagues poussées par le vent contre le rivage passent sous celles qui se sont déjà frappées contre lui, il se forme un courant sous l'eau de direction contraire à celui de la surface; c'est aussi le cas des courants d'eau déterminés lors des tempêtes vers les continents.

§ 14. **Pouvoir de destruction, de transport, de dépôt de l'eau de la mer.** — L'activité mécanique de la mer peut donner lieu, comme celle des eaux courantes, à des phénomènes de destruction, de transport et de dépôt. Les effets destructeurs de la mer sur ses côtes sont dus aux marées, à la direction et à la rapidité de leur flux, à la direction prédominante des vents et des tempêtes, à la force des vagues, à la nature pétrographique et à la structure géologique des rivages aussi bien qu'à leur forme et à leur pente. Le granite, le gneiss, la syénite, le basalte résistent mieux au choc des vagues que le grès, la marne et le calcaire. La puissance édificatrice de la mer se montre davantage sur les côtes unies, sableuses, et une côte riche en baies et en caps souffrira bien plus, sous les mêmes circonstances, qu'une autre côte courant en droite ligne, à raison du plus grand nombre de points qui donnent prise à l'eau. Les vagues de l'Océan agissent sur les côtes avec la puissance de destruction d'une chute d'eau, et elles leur font subir des changements continuels. On sait que le ressac des lames peut mettre en mouvement des blocs de roche d'un poids de plus de 100 quintaux. Les parois abruptes des falaises, les écueils des côtes doivent leur forme à l'érosion des vagues qui les minent par le bas et finissent ainsi par faire écrouler les parties supérieures. Les vagues s'emparent de ces blocs de roche détachés, les brisent, les réduisent en fragments, en arrondissent les angles et les arêtes, formant ainsi les galets, les graviers, le sable qui bordent la côte et les fins dépôts que l'on trouve en certains points. Les côtes de l'île d'Helgoland et celles du Norfolk et du Suffolk en Angleterre montrent le grand pouvoir de destruction de la mer. Depuis 1824 jusqu'à 1829, ces dernières falaises ont reculé de plus de 16 mètres à l'intérieur, et, en même temps, le lit de la mer s'est si profondément creusé que des frégates de plus de 6 mètres de tirant d'eau peuvent passer là où quarante-huit ans auparavant s'élevait un écueil de 23 mètres de hauteur. Comme autre exemple, on peut citer la diminution progressive du *Hamburger-Stallig*. Cette petite île marécageuse, située près de la côte de Frise, occupe un espace d'environ 40,000 perches carrées et est formée d'un sol sableux, surtout riche en coquilles. Elle est exposée à l'action de violents courants de marée et est assaillie de bourrasques qui, un peu à la fois, la rognent de toutes parts. En dix ans

cette île perd 2,700 perches carrées de surface, ce qui représente sur tout le pourtour de l'île une bande de 15 mètres de largeur.

L'action de l'Océan comme *moyen de transport* des substances sableuses et argileuses qui lui sont apportées, se limite presque exclusivement à la partie de la côte étroite et plane qui est fouillée par les vagues. Elle tend à rapporter au rivage et à y déposer les matières charriées dans la mer par les fleuves. Ni les marées, ni les vagues n'entraînent des parties meubles; au contraire, elles les rapportent au rivage et en débarrassent la mer. C'est la raison pourquoi l'on ne rencontre point au fond de la mer de roche clastique comme le grès, ni aucun conglomérat : leur formation est limitée aux zones côtières. Les plus fines particules argileuses qui restent en suspension dans les eaux, favorisées par les courants, ont un champ beaucoup moins limité, mais elles se répartissent sur une aire tellement énorme, qu'elles ne peuvent constituer de dépôt important qu'au bout d'un très-long temps. La masse de sables et de graviers que les fleuves apportent à l'Océan jointe à celle qui est arrachée au continent par les vagues sont employées à la formation des *barres* (fig. 51). Ils sont déposés au pied de ces sortes de digues formées d'éléments grossiers d'origine analogue. A l'issue des baies unies, ils s'amoncellent un peu à la fois et se changent insensiblement en lacs ou en lagunes. Si des fleuves viennent déboucher dans ces lacs, leurs dépôts, comme nous l'avons déjà vu, pourront former un delta et combler progressivement la lagune. Ces bancs de sable sont très-répandus. En Allemagne ils s'étendent du Schleswig jusqu'en Hollande, sur les côtes de la Baltique (Nehrungen) ils séparent les lagunes situées à l'embouchure des fleuves (Haffen) de la pleine mer. Ces bancs côtiers sont entamés par la sortie des fleuves, mais, en ce point aussi, leur solution de continuité n'est que superficielle, ils traversent l'embouchure, et c'est surtout alors qu'ils prennent le nom de *barres*. Les *peressips* sont dus à des phénomènes tout à fait semblables : ils se trouvent à la côte ouest de la mer Noire, à l'embouchure de

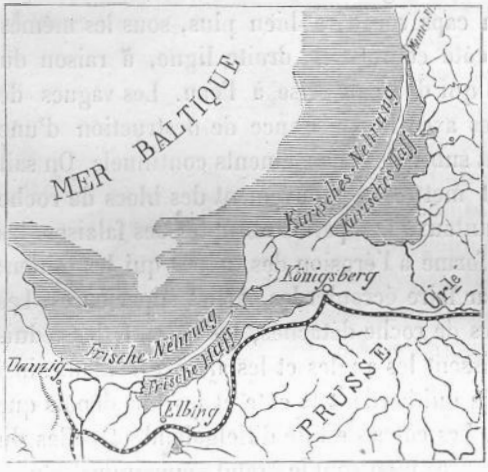


Fig. 51. — Barres et lagunes à la côte de la Prusse orientale.

beaucoup de fleuves qu'ils entourent en demi-cercle, de sorte qu'il se forme des lacs complétement fermés ne communiquant avec la mer que par un canal coupé dans la barre.

Les bancs côtiers ou barres ne sont nulle part plus nettement accentués que sur la côte est de l'Amérique du Nord, où ils sont complétement séparés du continent par une bande d'eau peu profonde depuis Long-Island jusqu'à la Floride et ils sont surtout développés au voisinage du cap Hatteras. Leur formation se laisse très-bien rapporter à l'action alternative des marées et des fleuves et aux courants très-nombreux en ce point. Le flot entre, les dépasse, inonde le pays plat voisin et s'y arrête quelque temps pendant l'étal des eaux. Par suite, les matières argileuses et sableuses qu'elles tenaient en suspension se déposent. Lorsque commence le reflux, les eaux reprennent leur mouvement, fouillent de nouveau leurs dépôts et les reportent à la mer. Sur les zones de côtes plates, elles s'étalent, ont à lutter contre les vagues et perdent ainsi leur vitesse ; aussi laissent-elles déposer les matières qu'elles tenaient en suspension, et c'est là l'origine des *barres mouvantes*. Leur éloignement de l'embouchure du fleuve dépend de la largeur et de la pente de celui-ci, de la hauteur et de la force du flot. L'intérieur des lagunes récemment formées va toujours se comblant ; c'est ainsi qu'ont pris naissance les côtes plates de l'océan Atlantique et du golfe du Mexique. Si cependant les eaux de la marée en sortant du fleuve forment un courant très-fort dans la lagune, elles rongent et détruisent la partie intérieure de la barre, en même temps que la mer, par son action ininterrompue, continue à la fortifier. C'est ainsi que les barres reculent lentement dans l'Océan et sont suivies des marais latéraux aux fleuves qui vont toujours s'aggrandissant. De cette manière les continents s'augmentent en certains points, tandis qu'en d'autres, ils sont sans cesse minés par les vagues.

En certains pays, les éléments de la barre sont soudés en conglomérat par des eaux calcaires et transformés ainsi en roches solides, mais, d'ordinaire, ils restent dans un état si meuble que les vents soufflant de la mer séparent le sable fin des graviers et des galets et en forment des *dunes* qui progressent dans les terres. Les dunes sont des collines stériles nues, ou des séries de monticules disposées parallèlement les unes aux autres; elles ont 10, 20 et même 60 mètres de haut et se forment du sable sec soulevé par le vent de mer à marée basse et chassé à l'intérieur des terres. Les dunes sont dans un mouvement de progression continuelle; elles peuvent changer en déserts de sable des contrées fertiles et ensevelir des villages.

D'une manière générale, on voit que la disposition actuelle de la surface de la terre n'est qu'un stade passager de son évolution, un groupe-

ment momentané de la matière qui circule sans repos et qui n'a qu'une certaine apparence de stabilité.

Un fait qui s'est souvent répété dans le cours de l'existence de la terre, c'est l'affaissement progressif d'un continent sous le niveau de la mer, qui s'étend sur lui et commence de suite à agir à sa surface. A mesure que la mer gagne aux dépens du continent, les dunes de sable reculent à l'intérieur des terres, les vallées et dépressions se comblent, au moins en partie et ne montrent plus qu'une surface unie, jusqu'à ce que chaque point du continent ait été un certain temps à l'état de côte, travaillé par la mer et modifié par elle. La mer mine et ronge les parties montagneuses et rocheuses et cherche à remplir les anciennes vallées avec les galets et les sables ainsi obtenus; elle travaille, en un mot, à effacer toutes les inégalités du sol qu'elle a envahi, jusqu'à ce que celui-ci se soulève de nouveau et émerge pour repasser par les mêmes vicissitudes.

L'eau donc travaille partout à effacer ce que le vulcanisme a élevé et à établir la terre à cet état primitif dans lequel les montagnes n'étaient pas encore venues altérer sa surface parfaitement unie.

2. — LA GLACE COMME FACTEUR GÉOLOGIQUE.

La glace ordinaire a beaucoup moins d'influence sur la conformation générale de la surface de la terre que celle des glaciers. Nous étudierons spécialement ces derniers.

§ 1. **Existence des glaciers.** — Les glaciers sont des courants de glace qui naissent des champs de neiges éternelles et descendent vers les vallées comme des fleuves dont le cours serait très-lent. Certains d'entre eux atteignent une longueur de plus de 3 milles et une épaisseur d'environ 300 mètres. La matière qui les forme consiste en grains de glace dure *névé* (voy. p. 39) soudés en une masse compacte, traversée par des fentes capillaires ramifiées et anastomosées en tous sens. La glace de glacier provient des neiges éternelles qui se changent par la fonte en grains arrondis libres ou soudés par un ciment de glace. Les neiges éternelles appartiennent aux sommets des plus hautes montagnes et à l'intérieur du continent polaire. Là, par suite du froid et de la sécheresse de l'air, elles resteraient, s'accumulant indéfiniment sans subir aucun changement, n'était le poids même de leur masse qui presse de haut en bas et chasse ainsi les couches inférieures. A une hauteur moindre sur les montagnes, et, dans les régions polaires à proximité de la mer, ces neiges, par un commencement de fonte, prennent les caractères des glaces provenant de neiges éternelles et, dans leurs niveaux profonds, elles se changent en glace de glacier. Plus on s'élève au-dessus de la limite

inférieure des neiges éternelles, plus la couche de glace est faible et plus la couche de neige qui la recouvre est forte ; inversement, plus on descend au-dessous de cette limite, et plus l'épaisseur de la glace augmente en même temps que la couche de neige qui la recouvre diminue. La pression exercée par le glacier lui-même et la fonte produite par la chaleur de la terre semblent être la cause de la transformation en glace des parties profondes des amas de neige et par conséquent de la formation du glacier.

Les champs de neiges éternelles sont donc des réservoirs de glace qui forment et alimentent les glaciers, et ils sont par rapport à ceux-ci ce que les lacs sont aux fleuves dans lesquels ils déchargent leurs eaux. La masse de neige est aussi en mouvement de progression continuelle et descend de proche en proche vers la vallée jusqu'à ce qu'elle se soit transformée en glace comme nous venons de le dire : c'est sous forme de glace qu'elle continue alors sa route. La formation d'un glacier est donc soumise à deux conditions : il faut que l'extrémité de la vallée présente un élargissement en forme de cuve, dont le sol n'ait qu'une faible pente et que ce cirque soit disposé au-dessus de la limite des neiges éternelles, pour que les neiges puissent s'y accumuler en grande quantité sans être sujettes à se fondre tous les ans.

§ 2. **Structure intérieure d'un glacier.** — La masse d'un glacier, comme on peut le voir très-bien dans les fentes qui le traversent, est formée de couches de l'épaisseur d'un pouce, dont les unes sont compactes, homogènes, transparentes et de couleur bleue, les autres bulleuses, translucides, bleu grisâtre. Ces deux sortes de couches alternent entre elles ; elles se conduisent différemment quant à la fusion : celles qui sont spumeuses fondent plus rapidement, celles qui sont compactes et transparentes plus lentement. Certaines de ces couches sont chargées de sable et de poussière apportés par les vents. Par suite de cette disposition, les coupes du glacier ont une apparence moirée et sont traversées obliquement de bandes terreuses. La chaleur plus forte qui affecte ces dernières par suite de leur couleur sombre, fait qu'elles fondent plus vite, aussi déterminent-elles la formation de sillons de faible profondeur qui vont en courbes hyperboliques d'un côté du glacier à l'autre et dans lesquels s'amassent la boue et le sable (fig. 52).

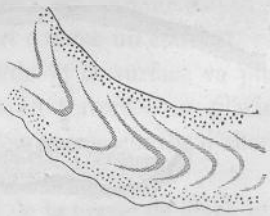


Fig. 52. — Bandes terreuses sur un glacier.

Le mode de stratification de ces couches de glace est la forme en bassin, modifiée, à la vérité, de la manière la plus variée par les contours du lit

du glacier. Si le glacier s'élargit, les couches de glace sont faiblement inclinées; lorsqu'il entre dans une gorge étroite, les bords plongent fortement vers la partie moyenne et sont abrupts. Lorsque le glacier rencontre sur sa route un obstacle insurmontable, comme une forte saillie de roches par exemple, les couches de glace se ploient ou se brisent, forment des ondulations ou tracent des zigzags.

Tyndall admet que cette structure stratifiée et rubanée de la glace des glaciers est une conséquence de la pression, qu'elle est un cas de fausse stratification, et il démontre que, par une compression artificielle de la glace, on peut reproduire cette structure. D'autres voient dans les glaciers une véritable stratification déterminée par le dépôt en strates des neiges : chaque couche de glace correspondrait pour eux à une forte chute de neige. L'alternance des couches compactes avec les couches bulleuses s'explique par des chutes périodiques d'eau ou par la fonte des neiges : à chaque fois, la couche supérieure de neige est pénétrée par l'eau et transformée en glace transparente.

§ 3. **Progression des glaciers.** — La masse du glacier remplit les vallées qui descendent des champs de neige jusqu'à une certaine hauteur glissant toujours vers leur partie inférieure. Par suite d'une certaine plasticité, elle se prête aux rétrécissements de son lit, aux inégalités du sol qui n'empêchent pas son mouvement en avant; elle s'étale lors des élargissements de sa vallée. Si une masse glaciaire en mouvement rencontre un écueil de roches, elle le contourne ou le surmonte. De la même manière, elle se précipite en bas des pentes rocheuses et forme ainsi des blocs de glace de forme et de dimensions variables. Plusieurs de ces courants de glace peuvent se réunir en un glacier principal. La surface du glacier n'est unie que dans les points où l'inclinaison du sol de la vallée est uniforme. Là où se rencontrent des inégalités dans le fond, la masse du glacier inflexible sous ces conditions, devient traversée de fentes profondes et larges (fig. 53 *a*). Lorsque les inégalités du fond sont des proéminences, les fentes partent de la surface et vont en diminuant de largeur jusqu'au fond, mais si, dans sa marche en avant, la masse du glacier vient à rencontrer une dépression, les fentes se font dans le sens contraire et, le

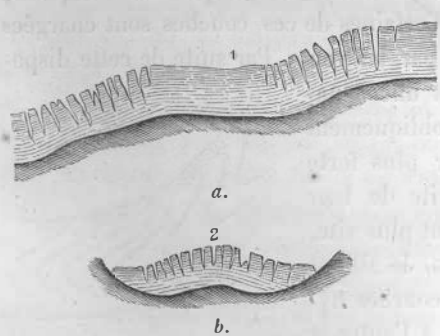


Fig. 53. — Fentes d'un glacier.
a, Fentes transversales ; *b*, Fentes longitudinales.

plus souvent, elles n'atteignent pas la surface. Dans les points où le glacier s'élargit, il se produit des fentes longitudinales (fig. 53 *b*). Le sol de la vallée du glacier peut se précipiter brusquement, auquel cas la masse du glacier se détruit, se crevasse et tombe en blocs plus ou moins volumineux : il se produit une véritable chûte de glace (cascades glaciaires). Deux systèmes de fentes se croisent-elles : il en résulte des rochers de glace en forme de tours ou d'obélisques auxquels on a donné le nom d'*aiguilles de glace*, qui souvent s'écroulent avec un bruit formidable. Les fentes des glaciers, pour employer les expressions d'Emmerich, sont déterminées par la nature du fond de leur vallée et la manière d'être de son extrémité inférieure, et il faut comparer les glaciers aux fleuves d'eau courante qui subissent directement l'influence de la pente et de la nature du fond. Les points où la rapidité des torrents est moindre demeurent toujours à la même place, et l'eau du fleuve le plus calme peut former la chute la plus puissante, au bas de laquelle elle peut reprendre par degrés son calme et s'étaler sur une surface unie : la glace des glaciers a une action exactement semblable. Les fentes s'ouvrent toujours aux mêmes points, et s'avancent pour se refermer plus loin, tandis que, à leur point d'origine, de nouvelles fentes se produisent. On peut encore voir aujourd'hui les mêmes fentes en étoile sur les mêmes points de la Mer de glace ou de Saussure les découvrit d'abord ; elles se referment encore en deçà de ce point. En dessous du sauvage chaos d'aiguilles de glace, le glacier se reforme en un tout homogène.

Les faits suivants sont parfaitement établis. Le mouvement de la glace du glacier dirigé de haut en bas est régulier, continu et ne se fait jamais par saccades. Il n'a pas lieu seulement en été, mais encore en hiver; il est plus rapide pendant la saison chaude, et il est surtout favorisé par les pluies et la fonte des neiges. Toutes choses égales d'ailleurs le mouvement est accéléré sur les pentes rapides. La masse du glacier tout entière n'entre pas cependant au même degré dans ce mouvement de progression ; il se comporte plutôt sous ce rapport comme un courant, car la zone moyenne marche plus vite que les bords et la surface va plus rapidement que le fond. Une ligne droite tirée au travers d'un glacier formerait par conséquent au bout d'un certain temps une courbe d'abord douce, mais qui deviendrait de plus en plus accentuée.

L'intensité du mouvement des glaciers dépend de la masse de glace qui les forme et du degré de pente ; elle oscille donc dans de larges limites et varie de 0,15 à 1,30 par jour. On admet généralement comme moyenne 0,20 à 0,30, ce qui correspond à une progression annuelle de 75 à 110 mètres. La rapidité périodique de mouvement du glacier de Vernagt est tout à fait anormale ; ainsi, le 1er juin 1845, dans le cours de la jour-

née, il s'avança de 37 pieds 4, soit un pied et demi par heure ; son mouvement était appréciable aux yeux.

Le mode de progression n'est pas identique dans tous les glaciers, ni même dans les différentes parties d'un glacier, par suite de la pente du lit qui le contient, laquelle est très-variable. Ainsi, certains glaciers se meuvent beaucoup plus vite dans leur partie moyenne qu'à leur partie inférieure, ce qui détermine dans celle-ci un accroissement d'épaisseur de la glace. Le mouvement de la partie moyenne du glacier de l'Aar est à celui de sa partie inférieure dans le rapport de 37 à 23. Par suite de la compression qui en résulte, un mètre cube de glace pris dans cette dernière région pèse 72 kilogrammes en plus qu'un autre pris à la partie moyenne.

L'eau qui résulte de la fusion de la glace à la partie supérieure du glacier ruisselle dans les fentes qui le traversent en nombre énorme, pour aller reparaître à la partie la plus inférieure où elle semble sortir d'une ouverture en forme de grotte creusée dans le glacier. Les ruisseaux qui proviennent d'un glacier sont d'abord troubles, mais ils deviennent vite clairs par suite du dépôt du sable et de la boue. La fonte du glacier a lieu tous les jours et elle oscille entre un maximum et un minimum : elle commence au lever du soleil, quand l'air s'échauffe, de petits filets d'eau ruissellent à la surface, qui sont de plus en plus abondants à mesure que le soleil monte ; ils se congèlent de nouveau le soir quand le soleil est passé de l'autre côté de la montagne.

Le mouvement des glaciers est complexe. D'un côté, le glacier *glisse* comme une masse solide sur le sol, exactement comme nous pouvons l'observer sur des blocs de glace placés sur des plaques très-faiblement inclinées (jusque 40°), d'un autre côté, il *coule*, semblable à un liquide, par le déplacement de ses parties isolées.

L'explication du mouvement de coulée des glaciers admise par Thomson, Tyndall, Helmholz et Heim s'appuie sur les observations suivantes :

Le mouvement du glacier est une conséquence de la pression de sa masse dirigée dans le sens de la vallée. La glace résiste jusqu'à un certain degré à cette pression toujours active sans qu'il se produise de fentes, et cette *plasticité* est encore augmentée par les phénomènes suivants. Sous une forte pression le point de congélation de l'eau s'abaisse, sous une très-haute pression il y a fusion partielle de la glace en une eau qui est encore au-dessous du zéro. Celle-ci est expulsée et les masses de glace pressant vers le bas de la vallée s'avancent en raison de la diminution de volume déterminée par la liquéfaction. C'est ainsi que par suite de sa pression dirigée du haut au bas de la vallée, le glacier s'avance peu à peu. L'eau, exprimée par le procédé que nous venons d'indiquer, chasse

sur sa route une partie de l'air si abondant dans les glaces du glacier pour se substituer à sa place. N'étant plus soumise à la pression, elle se congèle de nouveau, car, sa température est au-dessous de zéro, et elle forme une glace plus compacte, par quoi le glacier, qui a diminué en volume, gagne en densité. D'un autre côté, ces phénomènes sont la cause de la disposition de la glace en strates qui font angle droit avec la direction de la pression du glacier, en d'autres termes de l'alternance que présente une glace de couleur bleue, qui n'emprisonne pas d'air avec une autre de couleur blanche et riche en bulles d'air.

Une pression plus élevée agit encore d'une autre manière sur la glace des glaciers en déterminant l'apparition d'un réseau compacte de *fentes capillaires* et en la réduisant en fragments qui, devenus libres, changent un peu leur place, mais sont de nouveau soudés. Ces actions diverses de formation de fentes, de production de granulations de glace suivie de regel sont ininterrompues et irrégulières : elles déterminent d'un côté la structure grenue de la glace du glacier, d'un autre côté elles augmentent sa plasticité.

Si la glace du glacier montre sa plasticité par les phénomènes de mouvement que nous venons d'indiquer, elle se montre, au contraire, inflexible dans les autres cas ; aussi des *fentes* se forment-elles lors d'un brusque affaissement du sol et lorsque le lit du glacier devient beaucoup plus large.

Les points principaux de la théorie du mouvement des glaciers reposent donc sur ce que le glacier glisse et coule sur son fond. L'écoulement est déterminé ; 1° par la flexibilité propre du glacier; 2° par la fonte d'une partie de la glace sous l'influence de pression de la masse ; 3° par la formation de fentes capillaires et de grains de glace.

§ 4. **Limite inférieure du glacier.** — Le mouvement des glaciers est lié à une progression de leur partie inférieure vers le bas de la vallée ; mais cette condition n'est remplie que dans les régions polaires où l'influence de la température la favorise. Dans les pays chauds ou tempérés cette extension vers le bas est empêchée par la chaleur. Le glacier peut ne pas dépasser la ligne de fusion, qu'il ne faut pas confondre avec la ligne limite des neiges, car il peut fondre à mesure qu'il avance au delà. La limite inférieure d'un glacier est donc le point où le degré de fonte et la vitesse de progression sont les mêmes. La limite de fonte est souvent à plus de mille mètres au-dessous de la ligne des neiges : pour un des deux glaciers de Grindelwald elle est à 1500 mètres. La ligne de fusion n'est pas tout à fait constante, elle varie un peu, d'une année à l'autre, avec les conditions de température. Dans les années froides, humides, pendant lesquelles une grande quantité de neige s'amasse et peu de glace

fond, le glacier avance dans la vallée ; au contraire, lorsque par des étés chauds la fonte a prédominé, le glacier recule et découvre des parties de la vallée auparavant cachées par les glaces.

La hauteur au-dessus de la mer de la ligne de fusion des glaciers est déterminée principalement par les différences de température dans les diverses parties de l'année. Elle se trouve plus haut dans les régions où les hivers sont très-froids, mais où les étés sont très-chauds, que dans celles où les étés sont plus froids : en un mot, plus les glaciers sont proches du pôle et plus ils se rapprochent du niveau de la mer. L'intensité des phénomènes atmosphériques a aussi une certaine influence sur la hauteur de la ligne de fusion.

Si les vents, avant d'arriver au glacier, passent au-dessus de larges étendues d'eau et se chargent en route d'humidité, ils contribuent à faire abaisser la ligne de fusion. C'est la cause pour laquelle les glaciers des pentes sud de l'Ilymalaya descendent plus bas que ceux du côté nord, visités seulement par les vents secs venant de l'Asie centrale. Enfin, l'importance du glacier lui-même est encore un facteur qui a une certaine influence.

La ligne de fonte des glaciers de l'Amérique tropicale est en général à 4 ou 5000 mètres au-dessus du niveau de la mer, sur l'Himalaya ils descendent à 3600 mètres, dans les Alpes, à part quelques exceptions, comme le glacier de l'Untergrindelwald qui descend à 983 mètres, sa hauteur est d'environ 1740 mètres ; en Norvége par 60° et demi de latitude nord la limite est de 325 mètres au-dessus du niveau de la mer ; en Laponie, en Islande, au Groënland et dans les parties les plus au sud de l'Amérique du Sud les glaciers descendent dans la mer.

§ 5. **Répartition des glaciers.** — Les glaciers sont limités à ces régions où les hivers sont froids et les étés tempérés. Une seconde condition est l'abondance des eaux tombant de l'atmosphère et il faut enfin que les conditions nécessaires pour un mouvement sur un plan incliné soient réalisées par des soulèvements du sol. Les hautes montagnes des zones tropicales et tempérées, les montagnes des terres plus froides, comme les continents des régions polaires satisfont à ces exigences. En Asie, le Caucase, le Mustagh, le Kuënlün, le Thianschan, le Jünling et l'Himalaya portent de vrais glaciers. Dans l'Amérique du Sud on ne les rencontre qu'aux plus hauts sommets et dans l'extrémité sud des Andes et dans les îles côtières, au delà de 50° de latitude ; dans l'Amérique du Nord on les trouve dans la montagne des Cascades, et dans la Nouvelle-Zélande dans les montagnes de l'île du Sud. Au sud de l'Europe, les Alpes et les Pyrénées, au nord la Norvége sont les régions où les champs de neige étendus sur les plateaux, donnent naissance à de puissants cours d'eau qui

s'écoulent par les gorges ou les rivières. Les glaciers des Alpes, au nombre d'environ 2000 occupent à eux seuls un espace de 60 milles carrés, et quelques-uns d'entre eux atteignent une puissance de 270 mètres et une longueur de 2 milles 1/2 (le glacier d'Aletsch a 3 milles 1/4 de long). En Suisse ce sont surtout le groupe du mont Blanc, mont Rose et Bernina, en outre les Alpes bernoises avec le Jungfrau et le Finsteraar qui forment les plus grands glaciers alpins parmi lesquels il faut compter la Mer de Glace, le glacier du Gorner, celui d'Aletsch, du Grindelwald, etc. Dans les Alpes autrichiennes sont les régions glaciaires très-étendues, de l'Œtzthal, du Stubay, du Gross-Glockner, etc. Les glaciers des Pyrénées sont proportionnellement moins importants que ceux des Alpes : ils sont limités à la pente nord de la partie la plus élevée de la chaîne, principalement entre le val d'Ossone et la vallée de la Garonne. Les glaciers scandinaves n'atteignent non plus les dimensions de ceux des Alpes ; le plus puissant d'entre eux, celui de Lodal a environ 1 mille de longueur sur 650 à 850 mètres de largeur. L'Islande, le Spitzberg et les îles arctiques de l'Amérique du Nord possèdent de grands glaciers, tandis que, tout l'intérieur du Groënland est recouvert d'un épais manteau de glace qui donne naissance, abstraction faite de nombreux autres glaciers plus petits, à cinq courants épais de glace qui se montrent sur la côte ouest et se jettent à la mer. Le plus important de ces glaciers est le glacier de Humboldt qui, au point où il se déverse dans la mer, a une largeur de 9 milles allemands et une puissance de 200 mètres. De la même manière partent d'énormes glaciers des gorges et fiords si nombreux à la pointe sud de l'Amérique du Sud. Un glacier, riche en phénomènes intéressants, se trouve au détroit de Kotzebue dans l'ancienne Amérique russe. Il est recouvert d'une couche de lehm à la surface duquel sont entassés des bruyères, des mousses, des lichens et qui contient des ossements de mammouth, de cheval, renne, bœuf musqué comme on les connaît dans le diluvium des autres contrées.

Autrefois, dans la période glaciaire qui a précédé l'époque actuelle, les glaciers avaient une répartition beaucoup plus considérable. Des principales vallées des Alpes partaient sur la plaine de puissants courants de glace dont les uns remplissaient complétement toute la large vallée entre le Jura et les Alpes ; d'autres s'étendaient sur le lac de Constance et s'avançaient loin en Bavière et en Souabe. Des pentes sud des Alpes descendaient les amas de glace jusque dans la vallée du Pô. La Grande-Bretagne et la Scandinavie, à l'époque glaciaire, ressemblaient à la Terre de Feu et au Groënland d'aujourd'hui par leur revêtement de glace et l'extension de leurs glaciers jusqu'au niveau de la mer (Voy. *Géologie historique*, période diluvienne).

§ 6. **Phénomènes dépendants des mouvements des glaciers.** — L'aide qu'apporte la glace à l'eau pour l'accomplissement de son œuvre, en travaillant activement à la démolition des montagnes, se montre de la manière la plus frappante dans le transport de masses de roches qu'effectue

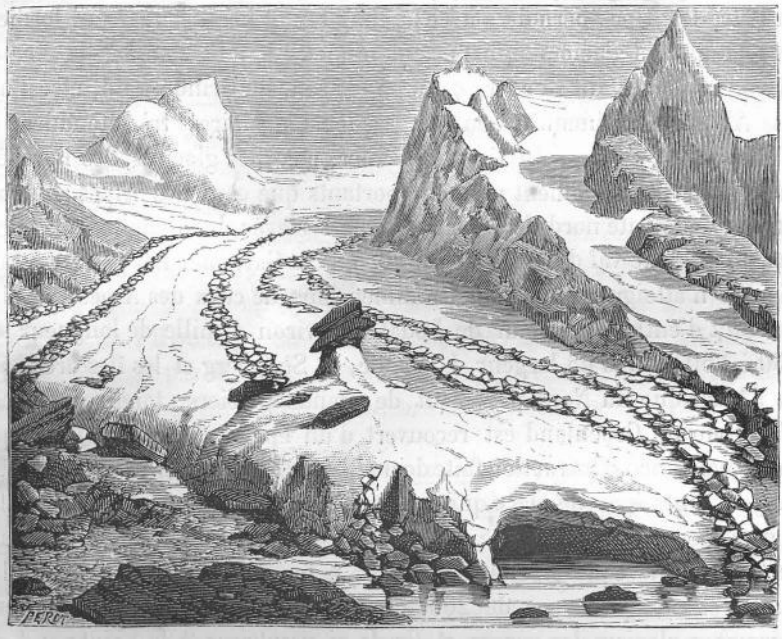


Fig. 54. — Glacier idéal.

le glacier. Dans les parties qu'il traverse, il reçoit à sa surface des fragments plus ou moins volumineux détachés des roches encaissantes par suite des fentes que détermine la gelée ou par l'action destructive des avalanches. Ces éboulis s'amassent lorsque le glacier s'arrête, mais comme le glacier va loin du point où les fragments se sont détachés, ils se disposent en séries parallèles à ses bords : c'est ce qui forme les *moraines* latérales. Chargé de ces masses de roches le glacier marche vers la vallée. Si, pendant le trajet, deux courants de glace se réunissent pour n'en plus former qu'un seul, les bords des deux glaciers se mettent en contact et se soudent, unissent chacun leur moraine, et il se forme ainsi, au centre du nouveau glacier une *moraine centrale*. Comme il se forme une moraine centrale chaque fois que deux courants de glace se réunissent, on peut, par leur nombre, évaluer celui des glaciers secondaires qui sont venus se joindre au glacier principal. Parvenue à sa limite, la glace du glacier se fond et elle décharge son fardeau sur le sol de la vallée : à la longue, elle amasse en ce point un mur élevé souvent de plu-

sieurs centaines de pieds, qui est la *moraine terminale* ou *moraine frontale*.

Les moraines s'élèvent souvent de 10 à 12 mètres à la surface du glacier, mais elles ne sont pas formées dans toute leur masse par des débris de roches. Ceux-ci forment simplement un revêtement proportionnellement mince (fig. 56) qui protége contre la chaleur du soleil la glace située en dessous de lui, tandis que les parties du glacier non recouvertes, perdent continuellement par la fonte. Les blocs de roche isolés accordent une même protection à la glace sous-jacente, aussi n'est-il pas rare de les voir supportés par une colonne de glace représentant ainsi une table (fig. 57).

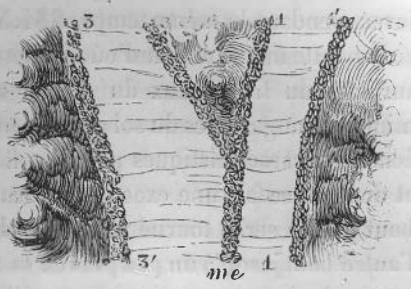


Fig. 55.

1 et 2, moraines latérales du glacier A ; 3 et 4, moraines latérales du glacier B; 5, moraine centrale formée par la réunion des glaciers A et B et les moraines latérales 2 et 3.



Fig. 56. — Coupe d'une moraine.



Fig. 57. — Table sur un glacier.

Les fragments de roche qui forment les moraines latérales et moyenne et se meuvent, par conséquent, avec la surface du glacier, conservent leur cassure fraîche et des angles et arêtes bien nets, parce qu'ils ne sont pas soumis sur leur route au frottement contre des corps durs. Il en est autrement des fragments qui tombent dans les fentes entre le glacier et les parois rocheuses qui l'enserrent ou entre le glacier et le sol de sa vallée. Sous la pression de l'énorme masse qui pèse en progressant sur eux, ils sont ou réduits en poussière, ou arrondis, polis et marqués à leur surface de fines stries. Ils forment ainsi, sous le courant de glace, une couche de galets et de vase qu'on a appelée aussi une moraine et qui, à la limite inférieure du glacier, s'arrête ou est emportée par le ruisseau qui y prend naissance. Dans le premier cas, ces débris s'amassent avec les éléments des moraines frontale et latérales et prennent part aussi à la formation des moraines terminales. Celles-ci sont formées, en conséquence de fragment anguleux à arêtes vives et de galets arrondis, striés : elles présentent toutes les espèces de roches qui se trouvent dans le territoire du glacier. La

quantité de matières charriées par les cours d'eau qui partent des glaciers est considérable. Le glacier de l'Aar, par exemple, qui fournit deux millions de mètres cubes d'eau par jour pendant le mois d'août, se laisse enlever, pendant le même temps, 284.374 kilogrammes de sable.

Par cette même action d'où résultent les moraines profondes, de grandes surfaces du lit rocheux du glacier sont complétement lisses. Des proéminences anguleuses du sol deviennent arrondies, moutonnées, polies. Les écueils si caractéristiques pour les fiords de Scandinavie et du Groënland et dont on se fait une exacte représentation, en imaginant un œuf dont le bout pointu serait tourné vers le nord, et qui serait enfoncé sous l'eau par l'autre bout jusqu'à un peu plus de la moitié de sa hauteur, sont semblables aux roches moutonnées qui font saillie sur le lit des anciens glaciers. Aux endroits polis par son glissement et sur les roches moutonnées, le glacier a gravé la direction de son mouvement par d'innombrables stries droites, plus ou moins parallèles. La faculté d'érosion du glacier se borne essentiellement au nivellement des inégalités de son lit et à sa transformation en un canal offrant le moins de résistance possible : lorsque ce but est atteint le pouvoir d'érosion du glacier diminue encore plus. Il ressort de tout ce qui précède que l'action destructive des glaciers est si faible, comparativement à celle de l'eau qu'on avait même assigné à ceux-ci le rôle de *préserver* de toute action atmosphérique ou des eaux courantes, les aires recouvertes par la glace.

Les phénomènes géologiques qui résultent des mouvements des glaciers sont tellement caractéristiques que l'on peut fixer avec exactitude l'extension, la puissance et la direction des glaciers disparus depuis longtemps. Que l'on suppose le cas où la température moyenne d'une région riche en glaciers s'élève et que, en même temps, la neige y tombe en moins grande quantité, le résultat sera le retrait de la ligne de fonte et la diminution rapide de la masse de glace : le glacier pourra disparaître complétement. Que certaines vallées, aujourd'hui vides, aient été autrefois le lit d'un glacier, cela résulte avec évidence des surfaces polies de leurs parois ; l'on pourra connaître sa puissance, son étendue, sa direction, son point d'origine, par la hauteur à laquelle il a laissé des traces, par les moraines profondes, les surfaces striées du sol, par les moraines latérales et frontale, en même temps que la nature des éléments des moraines renseignera sur la composition géognostique de l'ancien territoire glaciaire. C'est sur l'observation de ces traces laissées par les volcans que repose la connaissance exacte des glaciers étendus des âges anciens dont nous avons parlé plus haut.

§ 7. **Montagnes de glace ou icebergs.** — Dans les régions polaires, la chaleur de l'été est si faible et les rayons solaires ont si peu d'action sur

la glace des glaciers que ceux-ci descendent non-seulement jusqu'à la côte, où leur extrémité se brise et tombe dans la mer, mais qu'ils peuvent encore pénétrer loin dans celle-ci, dans les cas où la côte ne forme pas falaise. Les courants glaciaires marchent d'abord sur le fond des fiords comme sur la terre jusqu'à ce que la masse de glace qui s'enfonce sous les eaux soit détachée du reste du glacier par suite de la différence spécifique de son poids avec celui de l'eau, ou soit arrachée par les vagues qui souvent les font remonter tumultueusement à la surface de la mer. Les masses arrachées aux glaciers constituent les *montagnes de glace* ou *icebergs* ; elles peuvent s'élever au-dessus de l'eau de 70 à 100 mètres lorsqu'elles flottent. Le poids spécifique peu élevé de la glace fait que ce nombre égale seulement le 1/8 de toute la hauteur de la montagne de glace. On a rencontré au nord de l'océan Atlantique de ces montagnes de glace qui avaient 1 à 2 milles en longueur et en largeur et s'élevaient de 75 mètres. Les courants polaires charrient ces masses loin dans l'Océan et on a pu les rencontrer par 36° et 37° de latitude nord. Les icebergs qui flottent dans l'Atlantique échouent très-souvent contre le banc de Terre-Neuve : ils se fondent là sous l'influence de l'atmosphère chaude et aussi sous l'action du Gulfstream. Les glaciers polaires sont quelquefois, comme les glaciers des hautes montagnes, chargés de débris de roches qui sont transportés loin par les icebergs et qui tombent au fond de la mer lors de leur fonte. On a observé, dans la partie arctique de l'océan Atlantique des montagnes de glace qui mesuraient 1,500 mètres de circonférence, atteignaient une hauteur de 30 à 70 mètres au-dessus de la surface de la mer et qui étaient recouverts de lehm et de blocs de roche : on a pu évaluer leur poids total à 1 ou 2 millions de quintaux. Si des montagnes semblables échouent sur les rochers ou si elles les rayent au passage, elles peuvent produire à l'aide du sable qu'elles retiennent et absolument de la même manière que le glacier dans son lit, le polissage du sol et des sillons caractéristiques. De semblables traces sont limitées dans l'hémisphère nord aux pentes et aux sommets nord des collines et des ballons, par conséquent au côté disposé pour recevoir les montagnes de glace, tandis que leurs pentes sud sont restées rudes et anguleuses. Ces phénomènes sont très-accentués dans le district au sud du lac Supérieur dans l'Amérique du Nord. On trouve là certaines roches polies, couvertes de larges sillons parallèles profonds de plusieurs pieds qui doivent évidemment leur origine à une montagne de glace échouée sur cet emplacement, à la face inférieure de laquelle étaient maintenus par la gelée de gros blocs de quarzite : par suite du flux et du reflux, elle s'élevait et s'abaissait chaque jour de quelques pieds et était ainsi déplacée de çà et de là sur son plan incliné.

La plaine basse du Nord de l'Europe a joué pendant l'âge tertiaire, le

même rôle qui est rempli aujourd'hui par le banc de Terre-Neuve : c'était autrefois une zone sous-marine peu profonde sur laquelle arrivaient les montagnes de glace détachées des glaciers scandinaves. Chargées de fragments de roches, elles échouaient sur ce fond uni et sableux et laissaient les blocs erratiques comme traces de leur passage. Ces blocs erratiques étaient quelquefois d'un volume considérable : on les rencontre aujourd'hui disséminés en quantités innombrables.

Il résulte de ce qui précède que l'activité des glaciers et des icebergs qui en proviennent, se manifeste de deux façons : 1° par l'arrondissement et le polissage de la surface des roches primitivement rude et anguleuse ; 2° par le transport de masses de fragments et de blocs de pierres en d'autres points. On a surtout exagéré la première de ces actions, car on a été jusqu'à attribuer aux glaciers le creusement de certaines vallées des Alpes, la formation des fiords et celle des lacs alpins ; toutes vues qui ont été infirmées. En fait, certains glaciers ont pris part à la formation de ces lacs, mais par un autre procédé : leurs moraines frontales peuvent former des digues qui barrent les vallées de montagnes et retiennent les eaux. C'est de cette manière qu'a pris naissance le lac de Garde, par exemple.

L'ATMOSPHÈRE ET LA PART QU'ELLE PREND AUX PROCESSUS GÉOLOGIQUES

§ 1. **Action chimique des parties constituantes de l'atmosphère.** — La terre est environnée par une enveloppe gazeuse, *l'atmosphère*, jusqu'à une hauteur qui n'est pas exactement fixée, mais qui, à une grande distance, atteint un extrême degré de raréfaction. Mais la couche d'air au sein de laquelle se passent les phénomènes géologiques, n'a guère plus de 2 à 3 milles d'épaisseur. L'atmosphère est un mélange de 79 parties d'azote avec 21 parties d'oxygène qui, sur 1000 parties environ, en contient 3 à 4 d'acide carbonique et possède en outre une quantité variable de vapeur d'eau.

L'air atmosphérique n'est pas seulement condition indispensable à la vie végétale et animale et un des principaux agents de putréfaction, il possède encore toutes les propriétés des substances minérales. D'un côté, certaines de ses parties constituantes peuvent entrer en combinaison avec des minéraux, ce qui les décompose et les rend quelquefois solubles ; d'un autre côté il sert comme milieu pour transporter la vapeur d'eau du lieu où elle prend naissance, de la mer, sur le continent, où, sous forme de pluie, elle se répand à la surface de la terre pour reprendre de nouveau sa voie vers l'intérieur et déterminer les phénomènes chimiques et mécaniques dont nous nous sommes déjà occupé.

Par suite de la part prise par l'enveloppe atmosphérique aux modifications incessantes que subissent les éléments terrestres, trois de ses quatre parties essentielles, l'oxygène, l'acide carbonique et la vapeur d'eau sont dans un échange continuel et chacune peut être fixée par les matières minérales, par conséquent être retirée de l'atmosphère, pour y rentrer après un temps plus ou moins long. Les proportions relatives des diverses parties constituantes de l'atmosphère sont donc dans une variation continuelle. L'étendue de l'enveloppe gazeuse de la terre est cependant si considérable que ces variations dans la quantité de l'oxygène et de l'acide carbonique n'affectent pas nos sens, grâce aux mouvements continuels de l'air qui tendent à rendre sa composition uniforme.

Nous allons suivre l'action des parties constituantes de l'atmosphère dans ses manifestations chimico-géologiques les plus essentielles.

L'oxygène est continuellement enlevé à l'air. Abstraction faite de la respiration animale, de la putréfaction et de la réduction des matières organiques qui sont en dehors de notre sujet, l'enlèvement de l'oxygène se fait par l'*oxydation des corps minéraux*, par l'oxydation inorganique. Les combinaisons de ces derniers ont lieu presque exclusivement par l'intermédiaire et en présence de l'eau; nous en avons parlé à propos de l'activité chimique des eaux, et nous avons considéré sa teneur en oxygène comme venant de beaucoup renforcer son action. Nous renvoyons donc sur ce point à la page 178.

L'oxygène est continuellement restitué à l'air, et cela par la respiration des plantes qui retirent le carbone de l'acide carbonique pour le fixer dans leurs tissus et laisser l'oxygène en liberté dans l'atmosphère. C'est le seul procédé de renouvellement de l'oxygène de l'air; il suffit cependant pour rétablir l'équilibre détruit par les causes que nous venons d'indiquer.

C'est ici que se montre d'une façon évidente l'influence de la vie végétale sur les processus géologiques les plus importants : le principal élément des plantes, le carbone joue, pour ainsi dire, le rôle de véhicule pour l'oxygène dans sa migration de l'atmosphère au règne minéral, puis de ses combinaisons organiques à l'état libre dans l'atmosphère. Le carbone des substances organiques en décomposition, qui réduit les bases des sulfates se transforme ainsi en acide carbonique, redevenant ce qu'il était dans l'atmosphère avant d'être assimilé par les plantes et les animaux, avant d'entrer dans les combinaisons organiques. L'*acide carbonique* est donc lié en beaucoup de points et de la manière la plus intime, au cycle que parcourt l'oxygène, et, dans la plupart des cas, il est le résultat de l'activité chimique animale et végétale.

D'autres phénomènes se passent dans la circulation de l'acide carbo-

nique, qui sont indépendants de la vie organique. Ici se rangent l'altération des silicates de chaux, d'oxydule de fer, de soude et de potasse, et leur transformation en carbonates (voy. p. 186), dans laquelle l'acide carbonique, par conséquent aussi bien l'oxygène que le carbone, sont retirés pour longtemps de l'atmosphère et exclus des combinaisons organiques. C'est surtout le cas des silicates de chaux et des carbonates de chaux qui en résultent, calcaire, spath calcaire et aragonite. En outre, de grandes quantités de carbone sous forme de lignites, de houille et d'anthracite se trouvent en couches nombreuses, étendues et puissantes intercalées dans les divers terrains; elles sont donc immobiles pour de longues périodes. Il en est de même pour les matières bitumineuses dont presque toutes les formations sédimentaires sont plus ou moins imprégnées, pour le pétrole, le naphthe que l'on rencontre en d'innombrables points, pour l'asphalte et le bitume déposés en beaucoup d'endroits. Tous les carbures dont le carbone provient de l'atmosphère par réduction de l'acide carbonique sont dans le même cas : nous rechercherons plus loin de quelle façon se fait l'emmagasinage du carbone par les végétaux.

Par suite de cette action des végétaux et par le changement des silicates en carbonates, des quantités si importantes d'acide carbonique ont été retirées de l'atmosphère que, indubitablement, celle-ci a dû subir des modifications essentielles et principalement un appauvrissement en ce dernier gaz : c'est ce que témoignent les diverses flores récentes qui n'ont plus rien du luxuriant des périodes anciennes, principalement de l'époque carbonifère.

L'azote forme la partie la plus considérable de l'atmosphère, mais il ne prend point part, comme l'oxygène et l'acide carbonique, aux phénomènes géologiques. On connaît cependant dans la chimie organique le cas isolé d'une combinaison azotée qui se forme indépendamment de toute substance organique : c'est la production de l'acide azotique dans l'atmosphère sous l'influence de l'étincelle électrique. Les eaux de pluie contiennent de très-faibles traces de cet acide et de nitrate d'ammoniaque (1 à 20 parties pour 1 000 000). Dans le règne minéral on ne rencontre généralement que trois combinaisons de l'azote, et encore ne se trouvent-elles que localement, leur origine étant liée à la destruction de corps organisés.

§ 2. **Pluies atmosphériques.** — De toutes les parties constituantes de l'atmosphère, l'eau est celle dont la circulation est le mieux connue. Sous l'influence des rayons solaires qui la frappent perpendiculairement, l'eau de l'Océan s'évapore sous l'équateur, et la vapeur absolument transparente, invisible à l'œil nu, se mêle à l'air atmosphérique. Celui-ci, par le con-

tact de la surface de la mer ou du sol échauffés s'élève dans des couches d'air plus froides, par conséquent plus denses et plus lourdes, accompagné de la vapeur d'eau qui s'est mélangée à lui et qui est encore beaucoup plus légère. Cette zone équatoriale où l'air se trouve dans un mouvement d'ascension s'appelle la *région des calmes*. Arrivés dans des régions élevées, ces courants atmosphériques équatoriaux se divisent et coulent vers les pôles au-dessus des couches d'air plus denses, tandis que l'air frais des latitudes élevées appelé par l'air raréfié, se précipite vers l'équateur pour s'y réchauffer et pour se rendre également vers les pôles. De cette manière, le mouvement continuel de l'air atmosphérique est assuré; il s'élève haut sous l'influence de la température équatoriale et coule vers les pôles, mais, dans ce dernier trajet, il se rapproche de plus en plus de la surface du sol : l'air du pôle, en marche vers l'équateur, se meut toujours à une moindre profondeur (vents alizés).

La vapeur d'eau qui s'élève avec l'air dans les mers équatoriales n'accompagne cependant pas ce dernier dans toute sa course : parvenue dans les régions froides, elle se condense et forme des *nuages* qui retombent à la surface de la terre sous forme de *pluie* ou de neige. D'après la nature du phénomène, cette condensation devrait se passer exclusivement dans les parties polaires de la terre, mais, en fait, elle a lieu plus tôt, en partie du moins. En s'élevant, l'air chaud et riche en vapeur des tropiques se raréfie à mesure que la pression atmosphérique diminue; or, le refroidissement est lié à cette raréfaction, d'où la basse température de l'atmosphère. Par suite du refroidissement, une partie de la vapeur d'eau se condense, d'épais nuages se forment, et bientôt la vapeur retombe en fortes ondées; c'est le reste de la vapeur d'eau dégagée sous les tropiques qui se rend dans les régions polaires où il détermine la formation de la pluie, de la neige et de la grêle.

D'autres causes encore peuvent arrêter la vapeur d'eau dans sa route vers les pôles et la transformer en pluie plus tôt; ce sont, d'une part, les vents qui amènent des masses d'air plus froides et les mélangent avec un air chaud chargé d'humidité, d'autre part les hautes chaînes de montagnes contre lesquelles viennent frapper les courants d'air chargés de vapeur d'eau qui grimpent alors contre elles, se refroidissent ainsi très-fort et très-vite et précipitent, par suite, l'eau qu'ils entraînaient. Les montagnes jouent donc le rôle de condensateurs, et les régions dont les vents sont détournés, ou qui sont protégées du vent par les montagnes n'ont jamais de pluie. Un phénomène très-instructif, qui montre bien l'influence qu'ont des montagnes sur la condensation de la vapeur d'eau, est celui de ces bandes de nuages que l'on voit quelquefois au sommet d'une montagne alpine où ils paraissent attachés, et qui ne sont

point entraînés malgré des vents violents. La persistance de ces nuages est seulement apparente : par une de leurs extrémités, ils se perdent toujours dans l'atmosphère et par l'autre, ils se trouvent continuellement renouvelés, parce que l'air en courants puissants arrivant au contact, de la montagne froide, condense la vapeur qu'il contient et devient par conséquent visible. Un nuage, proprement, n'est qu'un point de l'atmosphère où se fait une condensation continuelle de la vapeur d'eau.

De même que les mers équatoriales, d'autres parties de l'Océan, et en outre les lacs et les fleuves fournissent l'atmosphère de vapeur d'eau.

L'eau qui retombe de l'atmosphère forme : la *rosée*, le *givre* (ou rosée en congélation), qui naissent du contact de l'air humide avec le sol froid ; le *brouillard*, nuage étendu sur le sol, formé par le mélange de l'air de deux courants à des températures différentes ; la *pluie*, qui naît de la réunion de vésicules de brouillard en gouttes qui tombent ; la *neige*, gouttes de pluie devenues solides et cristallisées par le froid ; le *grésil*, qui résulte du tassement des flocons de neige en petits grains ; la *grêle*, grains de grésil grossis par un dépôt de glace pendant leur trajet dans l'atmosphère humide.

L'eau qui tombe de l'atmosphère, par sa quantité, est un des facteurs géologiques les plus importants. On exprime en pouces la hauteur de l'eau de pluie que recouvrirait annuellement le sol si aucune évaporation, aucun écoulement de cette eau ne se faisait, et l'on compare entre elles les mesures prises en différents lieux. Les régions où les pluies sont le plus abondantes appartiennent à la *région des calmes* (Mahabuleshwar, 238 pouces 4 ; Cerra-Punjee, 524 p. 5) ; après viennent le pied sud des Alpes (Tolmezzo, 90 pouces) ; la côte ouest d'Écosse (Seathwaite avec 133 pouces 4) ; la Norvége (Bergen, 83 p. 3) ; la Patagonie (Valdivia, 102 p. 2) ; la Nouvelle-Zélande (Kokitika, 104 p. 8). Au contraire, les régions désertes qui forment le Sahara, s'étendent sur l'Arabie et jusqu'en Perse, le désert de Gobi dans l'Asie centrale, le bassin désert du grand lac Salé dans le Nord de l'Amérique, la ligne de côtes du Pérou et du nord du Chili sur le côté ouest des Andes, et enfin la pente est de la prolongation des Andes vers le sud, sont presque complétement privés de pluie.

§ 3. **Influence des vents sur la configuration de la terre.** — Les différences considérables que présente en divers lieux la température du sol sur lequel repose l'océan d'air qui entoure la terre, détermine, comme nous l'avons vu, la rupture de l'équilibre entre les couches d'air et donne naissance aux vents. Indépendamment de leur influence dans la production des météores et des phénomènes climatériques, les vents jouent un rôle qui n'est pas sans importance comme agents géologiques, soit qu'ils

transportent les sables et les fragments fins provenant de la destruction des roches, ou qu'ils deviennent la cause principale de la formation des vagues sur la mer et partant de l'activité mécanique, destructive ou édificatrice, de celle-ci. Nous avons parlé de ce dernier point dans un paragraphe précédent.

Comme moyens de transport, les vents agissent surtout sur les produits volcaniques meubles. On sait que les cendres et sables des volcans sont emportés par le vent à de grandes distances sous forme de nuages sombres, pour retomber en pluies épaisses, d'où la présence de dépôts de tuf là où il n'existe pas de points d'éruption. Les courants d'air déterminent la séparation des divers éléments. Tandis que les blocs ou fragments plus volumineux tombent au voisinage du volcan, les lapilli et cendres sont emportés, et d'autant plus loin qu'ils sont plus fins. Ainsi, en 1812, les cendres du volcan de Saint-Vincent arrivèrent aux Barbades, éloignées de près de 16 milles allemands, et elles y changèrent le jour en nuit sombre. Lors d'une éruption du Cosiguina dans l'Amérique centrale, en 1835, les cendres se répandirent sur un espace dont le diamètre fut évalué au moins à 270 milles allemands. Le Vésuve et l'Etna ont donné lieu à des pluies de cendres aussi importantes, de même que beaucoup d'autres volcans.

De la même manière, des masses de poussières ou de sables d'origine sédimentaire sont soulevées à une hauteur considérable par les tourbillons (bandes de sable et de poussière dans les glaciers et les neiges éternelles), ou bien elles sont entraînées au loin ; le sable fin du Sahara arrive jusque dans les terres du sud de l'Europe (à Lyon en 1846). Le sable des déserts est dans un mouvement continuel et, par exemple, l'Égypte n'est préservée d'un ensablement complet par le Sahara que grâce à la chaîne des monts de Lybie, tandis que de grandes régions comme le Tombuktu sont toujours couvertes de sable apporté par le vent. La stérilité du plateau de Karst est causée par ces tempêtes appelées « Bora » qui balayent le sol et enlèvent les parcelles de terrain cultivées et meubles qui, par l'imprévoyance humaine, ne sont plus protégées par des forêts. Le mistral produit les mêmes effets dans les montagnes de Provence. La formation de *lœss*, qui peut atteindre en Chine 500 mètres de puissance et qui recouvre de vastes surfaces, est attribuée à des tourbillons de poussière qui l'auraient apporté en grande partie de l'ouest de l'Asie. Les sables récents des côtes, quand ils ne sont pas soudés par un ciment, sont emportés de la mer à plusieurs milles de distance à l'intérieur des terres, où ils forment les dunes dont la progression peut ensevelir des villes et des villages et changer le cours des fleuves. Ainsi, par exemple, le Amudarja (Oxus), qui autrefois se jetait dans la mer Caspienne, a été détourné de son cours par les sables provenant des déserts situés au sud et rejeté dans la mer d'Aral.

LA VIE ORGANIQUE COMME AGENT GÉOLOGIQUE

Une autre cause a puissamment agi dans le cours des temps pour déterminer l'état actuel de la surface de la terre : c'est *la vie organique*. De la même manière que l'eau, et le plus souvent en étroite connexion avec elle, son action a été continue et calme par tout le globe.

§ 1. **Variété des processus géologiques par le moyen de l'activité organique.** — Les plantes poussent leurs racines dans les fentes étroites des roches et les élargissent par l'effet de leur croissance en pressant à la manière d'un coin. Elles sont capables de déplacer des blocs de roches volumineux et d'agir sur eux comme l'eau qui se congèlerait à leur intérieur, les faisant éclater et les jetant dans les précipices ou en bas des pentes abruptes où l'eau vient les réduire en petits fragments pour les emporter au loin. Les plantes qui *pourrissent* enrichissent d'acide carbonique les eaux atmosphériques et l'atmosphère elle-même ; les plantes *vivantes* mettent de l'oxygène en liberté et préparent ainsi l'important travail de la décomposition et de la dissolution des roches (voyez p. 178). La décomposition des végétaux et l'altération des produits bitumineux qui en résultent agit en réduisant les sels minéraux (voyez p. 185), de sorte que, par son intermédiaire, les sulfates métalliques donnent naissance à la pyrite de fer, à la galène, à la calamine. C'est pour cette raison que la galène, et quelquefois aussi la blende, se trouvent en efflorescences sur la houille ou remplissent à son intérieur les fines fentes et crevasses comme incrustations ou comme revêtement de troncs d'arbres volumineux. C'est ainsi que se présente, mais beaucoup plus souvent, la pyrite de fer dont beaucoup de lignites et de houilles sont complétement imprégnées ; c'est un moyen très-employé par la nature pour préserver des restes végétaux fossiles. Le cuivre gris apparaît aussi dans la décomposition des restes végétaux.

L'altération des sels métalliques par les matières organiques en décomposition peut encore aller plus loin et produire même des métaux à l'*état natif*. Certains bois de conifères dyasiques de Frankenberg, en Hesse, se montrent aujourd'hui, à l'état fossile, formés de couches alternatives de cuivre gris et de matières charbonneuses, qui enferment par places de minces écailles d'argent natif, vraisemblablement produites par la réduction du carbonate et du silicate d'argent sous l'influence du bois en décomposition. De semblables processus ont eu des résultats étonnants à Ducktown dans le Tennessee. Une partie des mines de cuivre de ce pays fut abandonnée pendant la guerre civile : leurs eaux, peu abondantes, contenaient en solution du sulfate de fer et du sulfate de cuivre provenant de la décom-

position des pyrites. Lorsqu'on les rouvrit, on vit que, dans le cours d'un petit nombre d'années, les bois recouverts par l'eau qui servaient au cuvelage étaient en certains points recouverts de dépôts de cuivre natif.

Les substances *animales* en décomposition peuvent, comme les plantes, réduire les solutions de sels métalliques; c'est pour cette raison que nous voyons si fréquemment les sulfures fossiliser des ammonites, gastéropodes, brachiopodes et bivalves. Un exemple fort instructif de ce mode d'action nous est donné par le *Kupferschiefer* du bord sud du Harz (voyez p. 46 et 203, et dans la géologie historique la partie qui concerne le dyas). Les schistes cuivreux qui forment cette zone ont vraisemblablement été déposés dans une baie à l'état de particules extrêmement fines. L'océan dyasique était abondamment peuplé de ganoïdes hétérocerques (Palæoniscus, Platysomus) : par une cause inconnue, des sels de cuivre, de fer, d'argent, de nickel et de cobalt, arrivèrent dans cette baie peu profonde, et suffirent pour empoisonner les eaux et tuer les poissons qui vivaient dans leur sein. Leurs corps courbés convulsivement, comme le montrent aujourd'hui les contours, indiquent bien leur genre de mort. Les cadavres de poissons furent enfouis par milliers dans la boue qui recouvrit le sol et commencèrent à pourrir. Ils fournirent ainsi, d'une part le bitume qui imprègne les schistes cuivreux, d'autre part ils commencèrent la réduction des sels métalliques. Mais les sulfates métalliques ne sont pas seuls réduits par les matières organiques en décomposition : elles attaquent aussi les alcalis et les terres, et forment des sulfures métalliques, des sulfures alcalins et des sulfures terreux. L'*hydrogène sulfuré* se montre en même temps dans ces décompositions, et ce gaz exerce la plus grande influence dans les transformations inorganiques. Il est dissous par les eaux qui circulent dans l'intérieur de la terre et vient avec elles à la surface sous forme de sources sulfureuses. Beaucoup de ces sources sulfureuses déposent du soufre par suite de la décomposition de l'acide sulfhydrique au contact de l'air, et ces dépôts peuvent devenir considérables avec le temps. Les conditions de la formation de l'hydrogène sulfuré se rencontrent partout où il y a des couches de gypse imprégnées de bitume. Une autre partie de ce gaz parvient avec l'eau souterraine dans des fentes où très-souvent il y a des accumulations de silicates et carbonates alcalins, et elle détermine alors leur transformation en sulfures; l'hydrogène sulfuré agit donc dans la formation des filons minéraux (voy. p. 196 et 198).

Les exemples d'étroits rapports entre la vie organique et les phénomènes du développement de la terre pourraient facilement être multipliés. L'échange continuel de matières entre la nature organique et la nature inorganique ne se montre mieux nulle part que pour l'acide phosphorique. Du règne minéral il passe au règne végétal; il quitte celui-ci pour entrer

dans le corps des animaux d'où, par la décomposition, il retourne à la terre. La plupart des phosphates ont les mêmes migrations : les plantes terrestres les enlèvent au sol et aux eaux souterraines, les algues et les coraux les prennent aux eaux de la mer, les vertébrés les reçoivent avec leur nourriture en quantité considérable, puisqu'ils forment un des principaux éléments des os et que, par exemple, le squelette d'un bœuf contient environ 15k,3 de phosphate terreux. Il se sépare des matières organiques lors de leur décomposition, pour retourner au règne inorganique et se prêter à de nouvelles combinaisons.

L'influence de la végétation sur la formation de *dépôts de chaux* est considérable. Les plantes qui végètent dans l'eau lui enlèvent l'acide carbonique faiblement combiné dans le bicarbonate de chaux pour le décomposer en oxygène qui se dégage et en carbone fixé par les tissus. La résultante est le dépôt de carbonate de chaux qui incruste la surface des plantes. De cette manière, et surtout par l'action des mousses aquatiques et des charagnes, il se forme des tufs calcaires quelquefois très-puissants. Nous nous bornerons à citer à ce sujet les dépôts de Cannstadt en Würtemberg, et de Burgtonna en Thüringe. Ce sont surtout les espèces des genres Hypnum et Fissidens qui agissent sur les eaux riches en bicarbonates de l'Anio et déterminent le dépôt de carbonate de chaux, accroissant sans cesse les formations de travertin des environs de Tivoli. Les diatomées, en enlevant à l'eau la quantité extrêmement faible d'acide silicique qu'elle tient en suspension, préparent de puissants sédiments. Les carapaces élégantes de ces êtres diatomés, malgré leur petitesse microscopique (1 pouce cube pourrait contenir 41 000 millions d'écailles de gallionelles) forment à elles seules de puissants dépôts de silice : à Bilin, en Bohême, ils atteignent 1,50 d'épaisseur ; à Oberlohe, le dépôt formé par les diatomées a 10 mètres de puissance sur 250 pas de long et 150 de large. Entre autres points où se rencontrent ces amas de silice, on peut citer le sol sur lequel est bâti Berlin. Là, à 4 ou 5 mètres de profondeur, il y a une argile noire de plus de 30 mètres de puissance dont les deux tiers de la masse sont formés de diatomées. On a calculé qu'il se déposait annuellement dans le port de Wismar environ 650 mètres cubes de matière siliceuse débris d'organismes (Ehrenberg).

La production de la limonite des marais qui a lieu sur une large échelle dans les régions basses de la Hollande, du nord de l'Allemagne et de la Pologne, est due à ce que l'oxyde de fer est enlevé aux sables ferrugineux par les plantes en décomposition et est réduit en oxydule dont s'emparent les eaux chargées d'acide carbonique et d'acide crénique pour l'emporter dans les bas-fonds, où cet oxydule de fer est suroxydé par l'oxygène de l'eau et revient à l'état d'oxyde de fer.

Les mollusques perforants agissent tout autrement sur les roches. Ils les creusent et fournissent ainsi aux eaux, partout destructives, de nouveaux points d'attaque. Le castor construit ses digues au travers des vallées et change les ruisseaux en larges étangs, couvre d'eau les marais par des canaux savamment distribués et arrête ainsi leur végétation, en même temps qu'ils donnent naissance à de nouveaux cours d'eau. Tous les phénomènes que nous venons de rappeler ont cependant peu d'importance relative. Le résultat général des fonctions vitales des organismes au point de vue géologique est autrement considérable. Leur influence sur la nature inorganique se montre principalement dans le *dépôt de chaux au fond de la mer* pour les animaux, et, pour les plantes, dans l'*absorption de l'acide carbonique*, l'*assimilation* et l'*emmagasinement du carbone*.

a. Séparation de la chaux des eaux marines.

Comme nous l'avons vu, les courants apportent continuellement à la mer des quantités considérables de bicarbonate de chaux. On pourrait s'attendre à ce que la mer devienne progressivement une solution saturée et que le carbonate de chaux se précipite enfin. En réalité, l'eau de la mer contient seulement 0,0001 de carbonate de chaux, par conséquent à peine la dixième partie de ce qu'elle peut tenir en solution et, malgré l'apport incessant des fleuves, elle ne s'approche jamais davantage du point de saturation. Cet équilibre est dû aux habitants de la mer qui, pour soutenir ou pour protéger leurs parties molles, se forment un squelette interne ou une coquille calcaire. Dans ce but, ils prennent à la mer le carbonate de chaux qui y est peu abondant, pour le déposer à l'intérieur ou à l'extérieur de leur corps en dépôts continus ou pour le disposer en innombrables baguettes calcaires dans leurs téguments extérieurs. Les animaux qui se caractérisent le plus dans ces fonctions sont les *polypes* (coralliaires), les *échinodermes*, les *mollusques* et les *foraminifères*.

§ 2. **Travaux des polypes.** — La prospérité des coraux formateurs de récifs présuppose une température moyenne de l'eau de la mer de 25 à 30° c., bien que certains d'entre eux, par exception, puissent supporter 20° et même 16°. Leur vraie patrie est par conséquent la zone entre les 28° degrés de latitude nord et de latitude sud, lorsque des causes locales, comme les courants polaires qui refroidissent, et les courants équatoriaux, qui élèvent la température, ne modifient pas quelque peu ces limites. A l'intérieur de cette région océanique, ils s'établissent partout sur les côtes, là où le rivage n'est pas formé de boue fine et où de grands cours d'eau,

par le trouble qu'ils apportent dans l'eau de la mer, ne leur rendent pas le séjour impossible. Les constructions des coraux sont le plus répandues dans les parties tropicales de l'océan Pacifique, où l'on connaît 290 vraies îles de coraux, indépendamment des innombrables bancs et des récifs côtiers que ces mêmes animaux ont formés. Ils ont la même extension dans l'océan Indien, dont les îles et les côtes continentales offrent une quantité extrêmement grande de récifs coralliens. Les Lacquedives et les Maldives sont les plus grandes îles de coraux du monde. Dans l'Atlantique, les Bermudes, les bancs et les îles Bahama, une grande partie de la Floride, sont l'œuvre des coraux. Nous avons déjà dit, page 168, que les coraux constructeurs de récifs vivaient dans une zone comprise entre la surface de la mer et une profondeur d'environ 30 ou 40 mètres.

Non-seulement les polypes vivent en colonies, réunis par milliers sur la même tige, mais ils poussent aussi d'innombrables racines, et se développent les uns au-dessus des autres, ce qui est nécessaire pour la formation des bancs et récifs. Il y a de nombreuses espèces de ces coraux appartenant à beaucoup de genres, mais surtout aux genres Madrepora, Porites, Astræa, Meandrina, Millepora et Fungia. Les Porites peuvent former des polypiers de 8 à 9 mètres de diamètre ; les Astræa et les Meandrina atteignent de 3 à 5 mètres. C'est seulement la partie périphérique de ces polypiers, épaisse de 5 à 10 millimètres, qui porte les animaux vivants, tandis que les parties internes en sont privées, et sont tout à fait mortes. Les dimensions des bancs de coraux comparées à celles de l'animal qui les produit sont extraordinairement grandes. La largeur de beaucoup de récifs est de quelques lieues et leur hauteur peut-être de 100, 300 et même de 600 mètres. Certains récifs circulaires enferment un bassin de 30, 40 milles de largeur ou plus ; certains récifs-barrières à l'ouest du groupe des Fidji et à la côte nord de l'Australie sont larges de 100 à 150 toises et ont 40 milles de longueur.

Lorsque les constructions des coraux atteignent le niveau de la mer, les lames peuvent se livrer sur elles à leur rôle de destruction. Elles arrachent les rameaux les plus exposés et les broient contre les bords du récif jusqu'à ce qu'ils soient réduits en poussière. Les vagues étalent régulièrement ces débris sur le récif ou les amoncellent en certains points, mais pendant ce temps, le développement des coraux ne reste pas stationnaire, ils réparent leur pertes et reprennent leur ancienne configuration formant par l'accumulation des débris à leur partie supérieure, sous l'action des vagues, un récif peu élevé au-dessus du niveau de la mer, ou une île de coraux. Les constructions des polypes sont : 1° des *récifs en bordures* qui entourent immédiatement les côtes sans espace intermédiaire ; 2° les *récifs en digues*, ou en barrières, séparés de la côte par un détroit et qui

sont d'ordinaire disposés en cercle autour d'une île s'élevant en leur milieu; 3° les *atolls* (Lagunenriffe), récifs de forme ovale ou circulaire quelquefois complétement fermés, entourant un espace dans lequel l'eau n'est pas agitée. Ces différentes formes des îles coralliennes sont, comme nous l'avons fait voir, les diverses phases d'un seul et même phénomène dû à l'affaissement du fond de la mer.

§ 5. **Bancs de coquilles et de foraminifères.** — Les mollusques, comme les coraux, travaillent à soustraire le carbonate de chaux de la mer pour l'employer à la construction de leurs coquilles. Les résultats de leur activité ne sont pas aussi frappants que ceux des polypes dont les travaux gigantesques s'élèvent jusqu'à la surface de la mer, mais cependant, si l'on compare la répartition générale des mollusques à la localisation des coraux constructeurs de polypiers, on voit que ceux-là ne le cèdent en rien à ceux-ci. La fixation du carbonate de chaux par les mollusques se fait surtout voir aux points où ils se rassemblent en grandes quantités pour former des *bancs*. Outre les Erycines et les Cyrènes qui habitent les rivages sableux, il y a encore les bivalves inéquivalves, Huîtres, Peignes, Moules, qui vivent réunis en grand nombre, serrés les uns contre les autres, tandis que dans les intervalles ou sur les coquilles mêmes vivent d'autres mollusques nombreux en espèces, et des annélides tubicoles, des Serpules, par exemple, qui séparent également du carbonate de chaux. Ces Serpules peuvent se multiplier au point de jouer un rôle prépondérant et de gêner la multiplication des mollusques qu'elles finissent par détruire pour former à elles seules des bancs puissants.

L'action des Foraminifères dans la formation du calcaire est d'autant plus importante qu'ils peuplent cette aire énorme des grands fonds de l'Océan que l'on croyait, naguère encore, impropre à toute vie : les Foraminifères édifient là de puissants dépôts. Des échantillons de ces couches retirés, par exemple, du fond de l'océan Atlantique dans sa partie nord, étaient formés de 85 p. 100 de coquilles calcaires de Foraminifères, Globigérines, Textilaires, Biloculaires, Cristellaires, et ces dépôts de Foraminifères s'étendent de l'Irlande à Terre-Neuve, par conséquent sur une étendue de plus de 350 milles, et au delà des Açores. En outre de ces coquilles de nature calcaire, tout le fond de la mer paraît tapissé d'une matière visqueuse, de couleur gris-jaunâtre, de nature protoplasmique, à laquelle on a donné le nom de *Bathybius*. Dans cette matière organique primitive (Urschleim) sans trace d'organisation, on trouve de nombreux corpuscules calcaires arrondis, les coccolithes et les coccosphères. Grâce à sa large répartition, le Bathybius enlève à l'eau de la mer, pour la construction des coccolithes, une quantité très-importante de carbonate de chaux. L'accumulation de ces corpuscules calcaires est l'élément d'une boue

crayeuse semblable à la vraie craie et à d'autres roches sédimentaires de nature calcaire formées en partie de semblables coccolithes. Les coccolithes ont donc ainsi une importance géologique considérable et tout à fait imprévue.

En somme, les coquilles de Foraminifères se trouvent sur certaines côtes et en beaucoup de points dans l'Océan mêlées en telles quantités à une boue calcaire ou sableuse qu'ils forment certainement un élément important dans la composition de puissantes masses de la croûte terrestre. Aux périodes anciennes, l'importance de ces êtres inférieurs pour la formation des roches était la même qu'aujourd'hui, peut-être même était-elle plus considérable, comme nous le verrons dans l'étude des roches zoogènes (pétrogénétique).

De la même manière que les mollusques et Foraminifères, les échinodermes emploient une grande quantité du carbonate de chaux dissous dans la mer pour former les enveloppes des oursins, les baguettes et le squelette des astéries, les plaques et autres productions de même nature des holothuries. Ils ont ainsi fourni l'élément principal de bancs et de complexes de couches. Nous en parlerons à propos des roches zoogènes.

Nous tenons donc que les Foraminifères et surtout les organismes qui retirent le calcaire des eaux dans les grandes profondeurs de la mer, les coraux aux profondeurs moyennes, la masse des mollusques et des échinodermes sur les côtes et dans les baies peu profondes, sont les agents formateurs de beaucoup de roches calcaires.

b. Emmagasinement du carbone par les végétaux.

§ 4. **Carbonisation et plantes carbonifères.** — Les animaux qui sécrètent le calcaire purifient la mer de cette substance qui lui est apportée par les fleuves et la mettent dans les conditions nécessaires pour la vie organique. Les plantes jouent un rôle tout semblable par rapport à l'atmosphère. Elles enlèvent à l'air l'acide carbonique produit par la respiration et elles en emploient le carbone pour la formation de leurs tissus, mais tout n'est pas fini là : elles pourrissent après leur mort, et le carbone se change de nouveau en acide carbonique pour retourner dans l'air, à moins que les processus de carbonisation n'entrent en jeu et ne soustraient le carbone à l'air pour faire des roches ou des amas de charbon. Par cette action, d'un côté, l'air, primitivement trop riche en acide carbonique, fut rendu habitable aux animaux, et c'est cette même action qui enlève à l'atmosphère l'excès d'acide carbonique déversé par le vulcanisme en maintenant ainsi l'équilibre dans l'enveloppe gazeuse du globe. Tout le carbone contenu dans les fibres du bois ou dans la masse des roches charbonneuses

a cette origine et il est dû à la décomposition de l'acide carbonique de l'air sous l'influence des végétaux.

La plus grande partie du tissu cellulaire des plantes forme les fibres ligneuses, composées de carbone, d'oxygène et d'hydrogène. Le bois, abstraction faite d'une petite quantité d'azote et de cendres, est généralement formé de 50 pour 100 de carbone, 6 pour 100 d'hydrogène et 44 pour 100 d'oxygène. Si des plantes se décomposent à l'air libre, leurs éléments se combinent avec ceux de l'air atmosphérique et forment des gaz et de l'eau, et les plantes mortes disparaissent complétement, abstraction faite de ce qu'elles contiennent en matière inorganique. Mais il en est autrement dans la décomposition lente effectuée à l'abri de l'air (putréfaction, *carbonisation*). Dans ce cas, les éléments des plantes se combinent entre eux : une partie du carbone s'unit à l'oxygène pour former de l'acide carbonique, une autre se combine avec l'hydrogène en protocarbure et un peu de gaz oléfiant (?) qui se dégage, et enfin une partie de l'hydrogène s'unit à l'oxygène pour donner naissance à de l'eau. Dans l'acide carbonique il y a 1 partie en poids de carbone et 2 parties d'oxygène, dans l'eau 1 partie d'hydrogène et 8 d'oxygène, dans le gaz des marais 3 parties de carbone avec 1 partie d'hydrogène : il en résulte que la décomposition dont ils sont les produits a lieu surtout aux dépens de l'oxygène et de l'hydrogène. Ces deux éléments sont enlevés beaucoup plus promptement aux plantes en putréfaction en plus grande abondance que le carbone, d'où une augmentation relative de ce dernier. Le résultat de la putréfaction et de la carbonisation définitive est donc que la substance des plantes ne soit plus représentée, avec le temps, que par du carbone pur. Des amas de plantes recouverts de sédiments marins subissent cette décomposition dans un temps extrêmement long, parce que les conditions pour la putréfaction, c'est-à-dire l'accès de l'air atmosphérique et le dégagement des produits gazeux, se trouvent très-restreints. Aussi, bien que des millions d'années se soient écoulées depuis que les couches houillères ont été ensevelies, leur décomposition n'est point parfaite, et le carbure d'hydrogène qui s'échappe continuellement d'elles le montre bien. Le graphite et l'anthracite sont le produit de la décomposition complète des végétaux; ils restent dans le sol à cet état jusqu'à ce que l'homme les exploite pour les brûler et renvoyer ainsi le carbone dans l'atmosphère. La longue durée des périodes géologiques supplée par conséquent au libre accès de l'air ou à l'influence d'une température élevée, de manière que la richesse en carbone des roches carbonifères s'accroît selon qu'elles sont plus anciennes. La tourbe, les lignites et la houille sont les stades isolés d'un même travail de carbonisation d'amas végétaux et l'anthracite et le graphite sont leurs produits définitifs comme cela résulte du tableau suivant.

PÉRIODES GÉOLOGIQUES.	ROCHES CARBONIFÈRES.	COMPOSITION DE 100 PARTIES APRÈS DÉDUCTION DES CENDRES.		
		C.	H.	O. et N.
Contemporaine. . .	(Fibres ligneuses).	52,65	5,25	42,10
Diluvienne.	Tourbes d'Irlande.	60,02	5,88	34,10
Tertiaire.	Lignites de Cologne . . , ...	66,96	5,25	27.76
	Lignites du Meissner.	72,00	4,93	23,07
	Lignites terreux de Dax.	74,20	5,89	19 90
Carbonifère	Houille bitumineuse de Sarrebrück. .	81,62	5,50	14,50
	Cannelcoal de Wigan	85,81	5,85	8,34
	Hartleycoal de Newcastle	88,42	5,61	5,97
	Houille bitumineuse d'Eschweiler. . .	89,16	3,21	6,45
Carbonifère, dévonienne, silurienne.	Anthracite	94,00	3,00	3,00
Huronienne et laurentienne.	Graphite	100,00	0,00	0,00

La carbonisation est activée localement : 1° par la formation de nombreuses fentes résultant des plissements et cassures subies par les dépôts carbonifères ; 2° par le morcellement de champs étendus de charbon, par suite de l'érosion, ou par des soulèvements de montagnes. Dans les deux cas, il y a accès de l'air atmosphérique, les gaz s'échappent et la carbonisation est ainsi hâtée. C'est la raison pour laquelle les charbons restés en strates horizontaux sont d'ordinaire bitumineux, tandis qu'ils sont d'autant plus maigres qu'ils ont été plus bouleversés et que, finalement, ils sont transformés en anthracite dans les points où les fractures sont le plus considérables et les plissements le plus puissants. De là les bassins d'anthracite de la Pennsylvanie séparés par l'érosion, par des soulèvements et des plissements des bassins de ces charbons bitumineux des Appalaches restés dans leur situation horizontale primitive, et aussi les petits amas d'anthracite des monts Métalliques ; 3° lors de la production d'une température élevée par suite de l'éruption de roches ignées qui traversent des formations carbonifères : ainsi, les lignites terreux du Meissner, au contact de la dolérite et du basalte, sont transformés en un charbon analogue à l'anthracite, en jais, houille scapiforme, charbon luisant ; le charbon de Waldenburg au contact du mélaphyre est devenu de l'anthracite. Dans tous ces cas la carbonisation a été précipitée par des influences locales.

La carbonisation lente des amas de végétaux a donc donné naissance d'un côté à la houille et aux productions analogues, et d'un autre côté elle a mis en liberté différents gaz (acide carbonique, gaz des marais, gaz

oléfiant). Mais, outre les hydrocarbures gazeux, la décomposition des végétaux provoque aussi la formation de combinaisons solides et liquides de carbone et d'hydrogène, comme la napthe, le pétrole et l'ozokérite. Beaucoup de sources d'huiles minérales n'ont pas d'autre origine et beaucoup de roches doivent à cette même cause le bitume qu'elles contiennent. D'autres matières bitumineuses paraissent provenir de la décomposition des matières animales. On ne peut élever aucun doute sur l'origine de ces matières carbonées lorsqu'on les voit transsuder directement de la masse du charbon, ou même s'en écouler comme dans les puits de *Dawley* et *The Dingle* dans le Shropshire où les mineurs sont obligés de se garantir de l'huile minérale par un planchéiment.

Les dépôts et amas de végétaux qui formeront plus tard la houille peuvent appartenir à des époques géologiques très-diverses; ils peuvent donc provenir de flores très-différentes et se présenter avec des caractères variés.

La formation de la *tourbe* est due à ce que les algues et autres plantes des eaux stagnantes laissent tomber sur le sol leurs parties détruites. A la longue, il peut se former de cette manière un dépôt d'épaisseur considérable. En même temps les roseaux, les prêles, les joncs, les carex, d'abord limités aux berges, s'avancent progressivement et de toutes parts dans la nappe d'eau, traversant le sol en tous sens par le réseau de plus en plus serré de leurs racines. Pendant toute l'année, les feuilles et tiges mortes des nénuphars, renoncules, lentilles d'eau, etc., tombent, s'enfoncent et viennent se joindre aux amas de racines, feuilles et branches déjà réunies et traversées de racines et rhizomes; ils prennent ainsi la place de l'eau, jusqu'à ce qu'il se forme un feutrage dense reposant sur un fond boueux. C'est sur cette couche de débris peu ferme, oscillante, que s'établissent les sphaignes, linaigrettes, ményanthes, bruyères et autres plantes. Les débris végétaux recouverts ainsi et préservés de l'action de l'air se décomposent, mais non plus complétement : l'oxygène, l'hydrogène, l'azote, continuent à se dégager, mais le carbone reste et s'accumule, la masse qui doit former la tourbe augmente aussi par le haut. Tandis que les parties inférieures, dues principalement à la longue accumulation des sphaignes, vont en se détruisant, les parties supérieures croissent avec vigueur et retirent l'eau du fond en agissant à la manière des éponges. La masse, qui formait primitivement une sorte de bouillie, devient ainsi, avec le temps, de plus en plus compacte jusqu'à ce qu'enfin elle ait acquis la consistance de la tourbe solide. Les sphaignes, toutefois, maintiennent humide le fond sur lequel elles croissent, ce qui entretient sur la tourbe une végétation luxuriante que favorise encore l'abondance de l'humus. Plus tard, il s'établira là des arbres et des arbrisseaux, saules, aunes

bourgenès, nerpruns et enfin aussi des conifères ; si les vents les renversent ou les brisent, ou si, par leur propre poids, ils s'enfoncent dans les couches inférieures, la tourbe se développe au-dessus d'eux et les enfouit complétement en peu d'années. Préservés du contact de l'air, ces arbres ne se décomposent pas et laissent encore voir leur structure après des siècles.

Certaines tourbières sont formées presque exclusivement de mousses feutrées et serrées les unes contre les autres, parmi lesquelles il faut surtout citer les sphaignes et les hypnes. Les plantes de ces deux genres, mais surtout les sphaignes, ont la propriété de s'accroître par le haut en produisant de nouvelles racines, tandis que leurs parties inférieures se détruisent. De cette façon, elles travaillent sans arrêt à augmenter la puissance des tourbières. L'existence des tourbières est liée à une assez grande humidité ; elles ne pourraient acquérir une certaine puissance et s'élever beaucoup au-dessus de leur niveau primitif, si toutes les mousses qui prennent part à leur formation n'étaient extrêmement hygroscopiques et ne fixaient dans leurs tissus l'humidité de l'atmosphère. Lors de leur changement en tourbe, les mousses perdent leur aspect feutré, augmentent de poids, deviennent friables, prennent une consistance terreuse ; leurs diverses parties ne sont plus facilement reconnaissables, leur couleur passe au brun, puis au noir. On trouve de ces tourbières dans les marais protégés par les dunes : par la progression de celles-ci, elles sont recouvertes de sables, et c'est ainsi que, sous la pression de la colline de sable qui ralentit d'ailleurs la carbonisation, la tourbe se change en une masse stratifiée d'apparence ligniteuse.

Les *lignites*, charbon de l'âge tertiaire, sont essentiellement formées, par la décomposition à l'abri de l'air, de débris de Conifères (Taxites, Pinites, Sequoia, Cupressinoxylum), Palmiers (Palmacites, Sabal, Flabellaria), et d'arbres dicotylédons tels que les Betula, Juglans Quercus, Cinnamomum. (Voyez Géographie historique, terrain tertiaire, formation des lignites.)

La *houille* de la formation *crétacée* (Wealdenkohle en partie) doit son origine à une végétation luxuriante de Cycadées, Conifères et Fougères arborescentes, dont les débris se sont très-vite amoncelés. (Voy. Géol. hist., formation crétacée.)

La *houille* et l'*anthracite* de la période *carbonifère* sont dus à des cryptogames vasculaires géants, déjà près de disparaître : Sigillariées (et stigmaria), Lepidodendron, Calamites et Fougères avec de rares Araucariées, Palmiers et Cycadées. (Voy. Géol. hist., Format. des couches houillères.)

L'*anthracite* du *silurien*, connu par exemple à l'île de Man, ne peut

provenir que des algues, car, dans les argiles siluriennes si propres à la conservation des fossiles végétaux, on n'a que rarement rencontré des traces de cryptogames vasculaires ou de végétaux plus élevés. Cependant, les *schistes* et *dépôts graphitiques* des gneiss huronien et laurentien n'ont évidemment pas d'autre origine. D'après leurs rapports de stratification, ce sont des intercalations d'origine végétale, absolument analogues aux couches de houille et aux schistes bitumineux, et ils représentent, grâce à leur grand âge, le produit final de la carbonisation (Voyez Géol. hist., laurentien).

§ 5. **Sources de gaz considérées comme produits de décomposition des substances végétales.** — Le développement du gaz acide carbonique et des carbures d'hydrogène provenant de la carbonisation est quelquefois si abondant, qu'il peut donner naissance à de véritables sources de gaz. Abstraction faite des émanations gazeuses qui se rencontrent dans presque tous les districts volcaniques, il y a en des points innombrables de la surface de la terre des dégagements d'acide sulfhydrique, d'acide carbonique, de protocarbure d'hydrogène et de gaz oléfiant d'origine organique. Les plus remarquables sont ces sources de carbure d'hydrogène que l'on peut embraser et qui donnent des flammes puissantes s'élèvant à une grande hauteur et dont l'intensité lumineuse est plus ou moins forte. Les plus nombreuses et les plus importantes de ces sources en ignition sont celles de Baku et de toute la péninsule sur la mer Caspienne, puis celles des Apennins dans la Haute-Italie et dans l'Italie moyenne. Dans le Pays du pétrole (Amérique du Nord), beaucoup des puits creusés pour l'exploitation de ce combustible laissent échapper des carbures d'hydrogène avec un bruit qui s'entend au loin. Les dépôts de sel gemme donnent assez fréquemment issue à des exhalaisons de carbures d'hydrogène qui peuvent même être assez considérables pour servir à l'éclairage des fosses dans lesquelles elles se produisent (Szlatina en Hongrie). Le gaz dégagé dans la saline de Gottesgabe (principauté de Rhein) sert au chauffage; en Chine, le gaz inflammable qui se dégage de certaines salines sert à l'évaporation de la saumure. Le sel crépitant de Wieliczka contient des gaz hydrocarbonés sous une forte compression.

La quantité d'acide carbonique qui résulte de la destruction des masses de végétaux est extrêmement considérable. Presque toutes les sources d'eau amènent dans l'atmosphère de ce gaz qu'elles ont pris à l'intérieur du sol. D'un autre côté, les plantes qui se décomposent à la surface du sol développent également du gaz acide carbonique, que les eaux de pluie dissolvent et entraînent. Grâce à leur teneur en acide carbonique, elles sont en état de dissoudre des minéraux nombreux et de les décomposer, de sorte qu'après avoir traversé de grandes masses de roches elles repa-

raissent sous forme de sources minérales, et se débarrassent des matières qu'elles n'ont pas déjà déposées à l'intérieur des grottes ou des fentes.

§ 6. **Volcans de boue, résultat de décompositions organiques.** — Les volcans boueux ou salses sont en étroite connexion avec les sources de gaz et particulièrement avec celles de carbures d'hydrogène. Celles-ci, comme nous l'avons montré, tirent leur origine de la décomposition des matières organiques, ce sont des produits de distillation en état de lente carbonisation. Si elles viennent au jour dans des points argileux, boueux, détrempés par des eaux stagnantes, les conditions nécessaires à la production de volcans boueux se trouvent réalisées. Ceux-ci ressemblent aux vrais volcans par leur structure et leur action, mais ils ne sont pas dus aux réactions de la masse ignée du centre de la terre ; ce sont simplement les produits de violentes éruptions de gaz dus à la décomposition de corps organisés, ces gaz sont très-souvent accompagnés de carbures d'hydrogène liquides (naphthe et pétrole).

Les volcans de boue forment de petits tertres coniques aplatis, d'ordinaire d'un mètre de hauteur, mais qui parfois atteignent 30, 50 et, dans quelques cas isolés, 150 mètres. Ils sont formés de boue argileuse, à l'état pâteux pendant l'activité, mais qui se dessèche par un long repos et se crevasse alors d'innombrables fentes. Au sommet du cône de boue se trouve une dépression cratériforme qui possède au fond un certain nombre de petites ouvertures, vrais canaux d'éruption. A l'état ordinaire d'activité calme et régulière, il s'échappe de ces ouvertures, en un courant plus ou moins fort, du protocarbure d'hydrogène mêlé d'un peu d'oxyde de carbone ou d'acide carbonique. Les eaux atmosphériques s'amassent dans le cratère et détrempent une partie de l'argile formant avec elle une sorte de mortier : les grosses bulles de gaz qui éclatent dans le cratère impriment alors un mouvement ondulatoire à cette masse pâteuse et la chassent tout autour dans un état plus ou moins fluide. Dans les régions où se trouvent réunis un grand nombre de ces petits cônes de boue, toute la masse d'argile s'imprégne d'eau et ne forme plus qu'un vaste bourbier qui bouillonne dans les points où s'échappent les gaz. A l'état paroxysmal, qui, à la vérité, ne s'observe que rarement et est de peu de durée, les volcans de boue montrent les mêmes phénomènes que les volcans stratifiés. Le tonnerre souterrain et les oscillations du sol aux environs annoncent les fortes éruptions. La boue s'échauffe dans le cratère, une colonne de vapeur et de gaz s'élève, qui lance avec force à plus de 30 mètres de hauteur de la boue et des pierres, et il jaillit enfin un courant de boue argileuse chaude ou bouillante tenant en solution du chlorure de sodium et de la naphte en quantité parfois considérable projetée à des distances qui peuvent atteindre 1/2 ou 1 mille. En général, à

proximité des volcans de boue, on trouve des sources de pétrole quelquefois très-importantes, produites de la même manière que les gaz du volcan de boue.

Les volcans de boue sont restreints à la Sicile, l'Italie, l'Islande, la région du Caucase, de la mer Caspienne, à Java et à la Trinité. Un des plus important est la Macaluba près de Girgenti, qui a 50 mètres de haut et près de 1/2 mille de circonférence, sur les pentes douces qu'il forme se trouvent plus de 100 petits cônes de boue la plupart en activité. Aux extrémités E. et O. du Caucase (dans l'île Taman et sur les bords de la mer Caspienne) les salses sont en si grand nombre et dans de telles proportions qu'aucune autre région ne peut leur être comparée à cet égard. La dépendance des volcans de boue à l'égard de vastes centres souterrains de décomposition organique se montre ici à l'évidence par les sources de naphte qui les accompagnent toujours.

LE TEMPS COMME FACTEUR GÉOLOGIQUE

Les agents principaux du développement de la terre ont eu besoin de périodes de temps considérables pour en arriver au point actuel. La durée de ces espaces de temps est si grande que, habitués que nous sommes à compter par années, il nous manque un point de comparaison pour les évaluer. Pour s'en faire une idée, on a cherché à calculer la durée de la période actuelle, c'est-à-dire de l'espace de temps écoulé depuis que la vie organique a pris le caractère qu'elle a aujourd'hui et n'a pas essentiellement changé. Mais ces supputations ont amené à un chiffre si énorme qu'on hésite à les admettre, si l'on réfléchit qu'ils concernent seulement l'époque actuelle et que celle-ci n'est qu'un point entre les centaines de périodes qu'il faut compter dans l'histoire du développement de la terre et de ses habitants. Depuis longtemps cependant on est accoutumé à voir une autre branche des sciences naturelles, l'astronomie, dont les rapports avec la géologie sont si nombreux, compter par des mesures absolument insaisissables à l'esprit humain, lorsqu'elle se sert du diamètre de l'orbite terrestre, par exemple, comme unité dans l'évaluation de beaucoup de distances cosmiques.

Si l'on parvenait à montrer la relation des processus géologiques avec les changements astronomiques, il serait possible aussi d'assigner à la géologie une unité absolue de mesure pour les périodes de temps qu'elle embrasse, mais jusqu'ici on n'a pu établir cette comparaison. Nous pouvons seulement essayer de fixer la durée de certains processus actuels

et nous sommes obligés, pour les périodes anciennes, de nous contenter de la détermination de leur âge relatif. En d'autres termes, nous pouvons seulement trouver réponse à cette question : tel phénomène est-il plus récent ou plus ancien que tel autre? Pour ce qui concerne la recherche de la durée d'un phénomène actuel, nous ne pouvons mieux faire que prendre pour exemple le recul de la cataracte du Niagara.

Le Niagara sort du lac Érié et se dirige dans la direction nord vers l'Ontario, formant ainsi entre les deux lacs un trait d'union qui aurait 6 milles de longueur. Presque au milieu de cette distance, le fleuve forme une chute de 55 mètres de haut. L'eau qui coulait jusque-là sur un plateau se précipite alors dans une fente étroite, profonde, à parois perpendiculaires étendues sur l'espace d'un mille et demi, pour entrer près de Queenstown dans la plaine ouverte et se diriger alors lentement jusqu'au lac Ontario.

Le pays entre l'Érié et l'Ontario est formé par les lits du silurien supérieur qui plongent faiblement vers le sud, par conséquent vers le lac Erié, de manière que leurs têtes de couches soient dirigées du côté de l'Ontario, vers lequel elles forment un mur escarpé. Leur partie supérieure est formée de calcaire compacte, solide, les parties inférieures (27 mètres) de schistes, sous lesquels sont des grès et des marnes. Le Niagara a entamé ce complexe silurien, depuis sa chute jusque Queenstown, à une profondeur de 70 à 80 mètres. La falaise du haut de laquelle se précipite la cataracte est donc formée dans sa moitié inférieure par des schistes relativement tendres, tandis que sa moitié supérieure est calcaire ; les eaux du fleuve, au pied de la chute, fouillent ces schistes peu durs et minent ainsi le calcaire qui surplombe d'abord, puis se détache et tombe : la chute d'eau remonte ainsi lentement le cours du Niagara. Il en était de même autrefois et, primitivement, la cataracte se trouvait à Queenstown d'où elle se précipitait de la falaise directement dans la plaine de l'Ontario ; par suite du creusement de ses eaux, elle a reculé depuis lors jusqu'à l'endroit où elle se trouve aujourd'hui et tous les points entre ce lieu et Queenstown ont été successivement occupés par la cascade. Si nous pouvions savoir de combien la chute du Niagara recule annuellement, nous serions en état d'évaluer approximativement l'époque à laquelle le phénomène qui nous occupe a pris naissance. On estime ce recul tout au plus à 0,33 par an, de manière que, la gorge ayant une longueur de 12,000 mètres (1 mille 1/2), elle a exigé au moins une période de 36,000 années pour son creusement — étant admis que le recul n'a pas eu des mouvements d'arrêt dus à la rencontre de roches plus dures, auquel cas cette période devrait encore être augmentée. Maintenant on connaît, sur le plateau entamé par le Niagara et des deux côtés de

cette rivière, des dépôts de sable et de galets dans lesquels on rencontre des coquilles d'Unio, de Mélanies et de Paludines d'espèces vivant encore

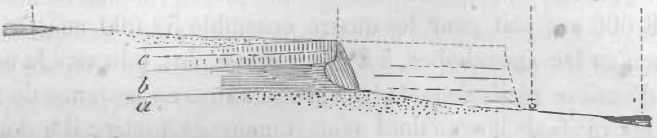


Fig. 58. — Coupe du Niagara et de sa chute.
a, grès tendres d'Onéida et de Medina et Clinton-Gruppe; *b*, schistes du Niagara; *c*, calcaire dur du Niagara.

aujourd'hui dans ces lacs et qui peuvent seulement avoir été apportées lorsque la chute d'eau se trouvait au lac Erié, avant que le plateau fût entamé par la gorge profonde qui le creuse aujourd'hui. D'après l'identité des fossiles avec les espèces vivantes, il faut nécessairement conclure que cette période de 36,600 ans et plus, vraisemblablement, nécessaire à l'entaillement de cette partie du lit du Niagara qui nous occupe, appartient à l'époque actuelle.

La longueur de cet intervalle de temps permet de juger celle qu'a employée le fleuve Colorado (voy. p. 208) pour creuser son lit, long de 60,000 milles, et son système de fentes profondes de 2,000 mètres, entaillées en partie dans le plus dur granit.

On peut conclure de périodes d'aussi longue durée par les rapports entre les constructions des coraux et le temps de leur croissance. Les madrépores qui élèvent des récifs se haussent de 2 cent. environ par an. mais les extrémités supérieures de leurs branches sont brisées par les vagues, réduites en poussière et employées à remplir les vides laissés entre les rameaux, pour former un banc compacte. Cela diminue donc leur accroissement et on peut estimer qu'il ne dépasse guère 1 centimètre par an. Il y a des îles de coraux de 600 à 700 mètres de haut qui, d'après les considérations qui précèdent, auraient exigé 70,000 ans pour leur construction. Les affaissements séculaires du fond des mers (voy. p. 173) ont rendu ce développement possible. Nous voyons maintenant que, par exemple, la Scandinavie se soulève d'un mètre par siècle : si nous calculons, d'après la même raison, les changements de niveau du sol de l'océan Pacifique, nous trouverons qu'un affaissement de 6 à 700 mètres a exigé environ 66,000 ans, — ce nombre concorde avec celui que nous avions conclu de l'accroissement des coraux.

Les récifs corallins qui entourent maintenant la Floride fournissent encore une autre évaluation de la durée d'une période géologique. Une grande partie de la côte de cette presqu'île est circonscrite par 4 récifs concentriques formés par les coraux, construits les uns après l'achève-

ment des autres et qui semblent les derniers venus d'une longue série de semblables constructions dont l'ensemble forme la presqu'île elle-même. Le développement de chacun de ces bancs de coraux récents a exigé au moins 8,000 ans, soit pour les quatre ensemble 32,000 ans. Or, la Floride jusqu'au lac Ogeechobee, à 2° de latitude plus loin vers le nord, est formée d'anciens récifs distants les uns des autres en moyenne de 1 mille, comme les récifs de la côte dont nous venons de parler : il a donc fallu pour les former 200,000 ans. Et pendant tout ce laps de temps les animaux des coraux et d'autres espèces dont les débris ont été retenus dans les bancs sont restés les mêmes dans le golfe du Mexique.

Lorsqu'on voit de telles périodes de temps pendant lesquelles l'état de la faune terrestre reste absolument stationnaire et ne subit aucun changement, on se demande ce qu'il en a pu être de l'âge tertiaire pendant lequel les flores et les faunes se succèdent presque partout et changent complétement. Si l'on est en droit d'assigner à l'époque actuelle une durée de 50,000 années, il faut donner à la période tertiaire grand nombre de centaines de milliers d'années. Si l'on considère maintenant que l'âge tertiaire n'est que la dernière page du livre de l'histoire de la terre, l'on reconnaîtra que l'ensemble des caractères des habitants de notre planète a évidemment changé de très-nombreuses fois, ce qui a exigé un temps énorme ; si l'on songe d'ailleurs qu'avant l'apparition des êtres vivants sur la terre il a dû s'écouler de longues périodes, l'on admettra que l'âge de la terre est incommensurable.

On a aussi cherché à se faire une idée de la durée des périodes géologiques par l'évaluation de l'intervalle de temps qui a été nécessaire pour accumuler les puissantes quantités de carbone que recèle la formation carbonifère. La végétation de nos forêts fournit en 100 ans une quantité de carbone suffisante pour former une couche de 16 millimètres à la surface du sol qu'elle recouvre. La puissance des lits de charbon réunis à Sarrebrück s'élève à 113 mètres, de sorte que sous les mêmes conditions il aurait fallu plusieurs centaines de milliers d'années pour les former. Si nous comparons, en outre, la flore de la formation carbonifère supérieure (houiller) avec celle de la formation inférieure, l'on voit que la flore de cette dernière compte 104 espèces, dont tous les genres, mais seulement 1/10 des espèces, passent à la formation carbonifère supérieure. Cette extinction presque complète d'une flore nous indique qu'il faut assigner une longue durée aux divisions isolées. Si l'on considère, en outre, la dissemblance totale de la flore carbonifère avec la flore jurassique qui lui succède, ou de celle-ci avec la flore tertiaire, ou si l'on compare l'ensemble des formes animales qui vivaient à l'époque silurienne avec celles de l'âge jurassique, diluvien ou actuel, et si dans l'histoire du dévelop-

pement de la terre l'on fait abstraction de la période pendant laquelle les êtres commencèrent à s'organiser, on se trouve devant un passé dont l'évaluation est effrayante et qui dépasse les limites de notre imagination. Comme disparaissent devant cette énorme accumulation des âges anciens le petit nombre de milliers d'années auxquels remontent les documents écrits que nous possédons sur notre propre espèce ! — Toutes les supputations des temps géologiques peuvent donc seulement nous convaincre que *nous devons admettre dans l'histoire du développement de la terre des périodes de temps incommensurables.*

QUATRIÈME PARTIE

GÉOLOGIE PÉTROGÉNÉTIQUE

§ 1. **But de la géologie pétrogénétique.** — Après avoir vu précédemment les caractères pétrographiques des roches qui composent la croûte terrestre et étudié les forces qui ont agi dans la formation ou dans la configuration actuelle de la partie solide du globe, nous devons nous demander de quelle façon chaque espèce de roches en particulier a pris naissance, quelles forces la maintiennent sous son état actuel, comment elle a gagné son facies pétrographique. C'est ce que cherche à résoudre la pétrogénie.

Nous ne pouvons concevoir qu'une roche tellurique quelconque ait été formée indépendamment de l'eau ou des actions volcaniques; et en fait, la formation de toutes les roches se laisse rapporter à l'une de ces deux causes. Selon qu'elles doivent leur origine à l'eau ou au vulcanisme, on a, en conséquence, partagé les roches en *éruptives* et *sédimentaires*.

a. — ROCHES ÉRUPTIVES

§ 2. *Formation des roches éruptives.* — Les roches éruptives à l'état de fusion sortent de l'intérieur de la terre et se durcissent plus ou moins vite à la surface ou dans leur trajet. L'eau surchauffée ou la vapeur d'eau n'est pas nécessairement exclue de ce mode de formation des roches et on peut même admettre qu'elle y prend part le plus souvent. L'analogie avec les phénomènes que présentent aujourd'hui les volcans fait croire à la coopération de l'eau dans la formation des roches éruptives aux époques anciennes. Chaque éruption est liée à la production d'énormes quantités de vapeurs qui déterminent des explosions ou se manifestent par des courants, et les courants de lave aussi développent, tant que dure leur refroidissement, de grandes quantités de vapeur d'eau dégagées par leurs fentes et crevasses. La masse de lave en fusion est donc imprégnée de vapeur d'eau surchauffée, bien qu'à l'état solide elle soit presque complétement privée

de ce corps. La présence de l'eau, décelée par l'analyse de nombreuses roches éruptives, ne suffit pas pour démontrer que cet agent a coopéré à leur formation, car elle pourrait s'y être introduite seulement plus tard. Mais beaucoup de roches éruptives en donnent la preuve par les petites cavités microscopiques remplies d'eau ou de solutions aqueuses (solutions de chlorure de sodium, par exemple) qu'elles contiennent. Ces inclusions liquides (voy. p. 55) existent en quantité considérable dans le quartz de presque tous les granites, syénites, porphyres quartzifères et mélaphyres et dans les feldspaths de la plupart de ces roches ; elles contiennent quelquefois de petites vésicules d'air qui, dans les mouvements imprimés à la lamelle observée, se meuvent de côté et d'autre. A côté de ces bulles, il n'est pas rare d'observer de petits cubes de chlorure de sodium libres dans la solution (voy. p. 56). La circonstance que ces bulles et liquides sont dans une cavité tellement bien fermée que même la chaleur la plus élevée ne les met pas en liberté s'élève contre l'hypothèse qu'ils se seraient infiltrés avec le temps dans les vésicules qu'ils occupent : en effet, ils devraient s'échapper par les fentes capillaires ou les pores imperceptibles qui leur ont livré passage.

La supposition d'un état dans lequel la masse en fusion de quartz cristallisé aurait été chargée de vapeur d'eau trouve un nouvel appui dans la présence du quartz chez beaucoup de roches éruptives; ni l'expérience ni l'observation ne nous montrent ce minéral se ségrégeant d'un mélange à l'état de fusion, or le quartz par sa richesse en pores indique que l'eau a pris part à sa formation.

Une série particulière de phénomènes qui se passent au contact de certaines roches éruptives avec les roches voisines (métamorphoses de contact) ne trouvent d'explication satisfaisante que si l'on suppose les premières contenant de l'eau. On peut seulement admettre que l'eau surchauffée dégagée lors du refroidissement des laves éruptives pénètre, chargée de substances minérales, dans les roches voisines, et détermine leur transformation pétrographique. Cette manière de voir reçoit une confirmation importante par les observations de Daubrée, qui montrent l'influence de l'eau surchauffée dans la formation des minéraux. Par l'emploi de cet agent, lui et d'autres après lui ont pu transformer l'obsidienne en une masse trachytoïde finement grenue et obtenir la ségrégation dans cette masse du quartz et du feldspath.

On a appelé les roches éruptives du nom de *hydatopyrogènes* parce que l'eau surchauffée ou à l'état de vapeur joue un rôle dans leur formation (Gümbel). Avant que cette origine hydatopyrogène des roches éruptives eût été généralement reconnue, on avait cherché à écarter les difficultés que présentait l'hypothèse de la formation ignée simple, en admettant

que ces roches avaient été solidifiées en masses primitivement amorphes ou compactes et que c'était seulement au cours des temps, par les actions hydrochimiques, qu'elles avaient acquis leurs caractères actuels. Le fait que les laves formées aujourd'hui sous nos yeux renferment, immédiatement après leur refroidissement, des individus cristallins complets semblables en tout à ceux des anciennes roches éruptives s'élève contre cette supposition. Les caractères cristallins du granite, du porphyre, du trachyte et autres roches volcaniques, même des plus récentes, les cristaux rompus d'orthoclase du felsitporphyre et les cristaux de sanidine que l'on trouve dans le trachyte, aux faces de cassure déplacées l'une à l'égard de l'autre, présentant dans leurs crevasses une infiltration de matière fondamentale grenue, apportent enfin la preuve définitive que la formation de ces cristaux a été déterminée par la solidification du magma éruptif et non par un acte ultérieur de transformation.

Au sujet des roches volcaniques d'Islande et du Transcaucase d'abord et plus tard aussi pour les roches éruptives plus anciennes, *Bunsen* a émis l'idée qu'elles résultaient du mélange de deux roches primitivement normales provenant de foyers volcaniques distincts et qui pouvaient s'allier en proportions différentes. Les deux extrêmes et, en même temps, les deux membres primitifs de la série de roches nées de cette façon, reçoivent dans cette hypothèse la qualification de *normo-trachytiques* et de *normo-pyroxéniques*. Leur différence est essentiellement dans leur teneur en acide silicique ; l'élément normo-trachytique est très-riche en acide silicique (soit 75 à 76 0/0), l'élément normo-pyroxénique est très-basique, et, en conséquence, plus pauvre en acide silicique (48 à 46 0/0). Le rapport de la quantité d'oxygène de l'acide à celui des bases est dans le premier cas :: 3 : 0,597 (soit :: 5 : 1), dans le second cas il est :: 3 : 1,998 (soit : : 3 : 2), tandis que, dans toutes les autres roches volcaniques, ce rapport oscille entre les deux extrêmes, ce qui permettrait de les considérer comme dues au mélange en proportions variables des deux types. Une manière de voir plus admissible est due à *Sartorius von Waltershausen :* à l'intérieur de la terre, il y a une augmentation progressive de densité qui détermine un changement progressif dans l'état de la masse en fusion. D'après ce géologue, les deux éléments primitifs dont parle Bunsen ne proviennent pas de foyers séparés, ils représentent des parties très-éloignées les unes des autres de cette série continue de matériaux de nature diverse, tous à l'état de fusion et dont les caractères se modifient avec l'accroissement de la profondeur à laquelle ils sont situés. Selon donc que les massses éruptives proviendront d'une profondeur plus ou moins grande, leur composition sera différente.

§ 3. *Particularités des roches éruptives.* — En beaucoup de cas, il

est difficile de décider si l'origine d'une roche est éruptive ; les roches les plus anciennes considérées comme telles sont différentes, sous beaucoup de rapports, des roches plus récentes et certainement volcaniques, de l'éruption desquelles l'homme a été témoin. Certains rapports de structure et de gisement sont cependant si généralement liés à une origine éruptive, qu'ils peuvent mettre sur la voie de la genèse des roches qui les présentent. Nous pouvons donner comme caractères d'une origine éruptive :

1. La *structure massive :* c'est le manque de vraie stratification ou de la schistosité si bien développées dans les roches sédimentaires ; la séparation en plaques ou l'indication d'une structure parallèle peuvent aussi être complétement absentes.

2. L'*absence de restes organiques*, si fréquents dans les roches sédimentaires qu'ils en forment un des caractères les plus distinctifs, sans que cependant ils s'y trouvent nécessairement.

3. La *division en colonnes* ou *en sphéroïdes ;* cette dernière disposition se montre surtout après l'altération de la roche.

4. La *structure vitreuse*, *bulleuse*, *scoriacée* ou *amygdaloïde.*

5. Une *substance vitreuse* interposée et des *inclusions vitreuses* dans les éléments minéraux cristallins des roches éruptives : on ne peut les interpréter que comme restes du magma en fusion ou comme particules de même substance enfermées lors de la formation du cristal.

6. La *structure fluidale* (Fluctuations structur), comme la montrent les roches vitreuses et semi-vitreuses (pechstein, obsidienne), ou la matière vitreuse intercalée aux roches grenues (basalte, mélaphyre).

7. Le *gisement sous forme d'injection*, c'est-à-dire le passage au travers d'autres roches qui peut avoir lieu sous forme de *filons* ou de *culots*. Sont compris ici la formation des *ballons*, *dômes* et *courants* et, en certains cas aussi, les *volcans stratifiés.*

8. La *formation de fentes* dans la roche voisine et, par suite, *injections* latérales de la masse en fusion dans ces fentes (apophyses) ou bien trituration de la roche par la masse éruptive qui s'élève (formation de *brèches d'arrachement* (voyez p. 112), *enveloppement* par la roche éruptive de fragments de la roche traversée arrachés souvent à une grande profondeur ; enfin, *changement de niveau* des extrémités des couches en contact et en conflit avec la roche éruptive.

9. Les *surfaces d'arrachement* ou les *marques dues au frottement* sur les parois des fentes d'éruption.

10. La *diminution en volume des grains* dans les points de contact, par conséquent aux surfaces de refroidissement ; par un refroidissement très-rapide, il peut même se former une structure vitreuse ou, au moins, une augmentation en quantité de la substance vitreuse.

11. En des cas peu fréquents, *formation de fentes* et *altération de structure des couches* au voisinage de roches éruptives, sans que, cependant, on puisse toujours affirmer que les éruptions en soient la cause. On doit plutôt considérer ces phénomènes comme ayant précédé les éruptions qu'ils ont pu faciliter.

12. Les *métamorphoses* déterminées parfois au contact de la masse éruptive avec la roche voisine, et qui se manifestent comme effritements, vitrifications, cristallisation périphérique, apport de minéraux (imprégnations hydato-thermiques).

Il ne peut exister le moindre doute quant à l'origine éruptive d'une grande série de roches : on les voit sortir à l'état de fusion et se solidifier en roches cristallines, en laves basaltiques ou trachytiques. Chez d'autres formées avant l'apparition de l'homme, l'identité des caractères tant pétrographiques que de gisement sont tellement identiques avec ceux des laves formées sous nos yeux qu'il en résulte une certitude complète au sujet de leur nature. Les basaltes, andésites, trachytes et phonolithes des volcans homogènes se rangent ainsi près des laves des volcans stratifiés qui reçoivent le nom de *roches éruptives volcaniques* ou *récentes*. Celles-ci, par les volcans homogènes, sont étroitement liées aux *roches éruptives anciennes*, qui, au sein des formations paléozoïques et mésozoïques, se montrent aussi en filons, en amas, en culots, en dômes et parfois sous forme de vastes manteaux. On les qualifie de *roches plutoniques* et l'on a cru devoir admettre qu'elles étaient dues à des éruptions de laves émises sous une haute pression à travers la croûte solide et dont la partie supérieure aurait été détruite et entraînée dans la suite des âges. Cette manière de voir est erronée, comme nous le montrent la disposition en nappes de la diabase, du mélaphyre, etc., au fond des anciennes mers, l'accompagnement des diabases et porphyres par les tufs et enfin la fréquence de fragments de roches éruptives dans les conglomérats un peu plus récents, et elle ne fait qu'établir une barrière imaginaire entre les produits volcaniques de l'ère actuelle et ceux des périodes anciennes, aussi faut-il rejeter le mot *plutonique*, et l'expression de *roche éruptive ancienne* doit lui être préférée.

La comparaison des caractères pétrographiques de ces deux séries de roches éruptives différentes par l'âge donne ce résultat remarquable, que les plus récentes ne sont, en quelque sorte, que des répétitions, de nouvelles reproductions des combinaisons minérales qui formaient les anciennes. Au granite et au felsitporphyre, avec les felsitfels et le pechstein, correspondent les trachytes quartzifères, grenus, porphyriques et felsitiques avec la perlite et l'obsidienne (tous formés d'orthoclase ou de sanidine, et d'oligoclase, de quartz et de mica) ; à la diabase, le basalte plagioclasique et la dolérite (plagioclase, augite et fer magnétique) ; à la

diorite et à la porphyrite, l'andésite amphibolique (oligoclase, hornblende et quelquefois quartz).

§ 5. **Nature éruptive des roches basaltiques, andésitiques et trachytiques.** — Les produits d'éruption des volcans stratifiés actuels sont, en partie, des laves en fusion qui se durcissent plus tard, en partie des éléments meubles tels que scories, lapilli, cendres. Les *laves*, à leur surface, se montrent scoriacées, mais à l'intérieur elles sont grenues ou porphyriques, et leur développement cristallin est plus ou moins net, selon la lenteur de leur refroidissement et de leur solidification. Déjà plus haut (voy. p. 146) nous avons parlé des particularités que présentent certains courants de lave dans leur mode de formation, particularités diverses que l'on peut observer au Vésuve. Certaines laves, *laves en blocs*, sont formées, après leur solidification, d'un amas meuble de fragments rudes et anguleux. D'autres, au contraire, *laves en coulées*, sont recouvertes d'une couche continue, bosselée, ondulée, vitreuse. Les premières se solidifient immédiatement en dégageant une quantité énorme de vapeur, tandis que les secondes en développent peu et passent insensiblement à l'état solide. Mais si l'on fait abstraction de ce changement définitif de nature, certains phénomènes, comme on les observe si souvent au microscope, montrent que les petits cristaux de feldspath, d'augite, d'apatite et de leucite des masses basaltiques se brisent et que leurs fragments sont déplacés, et en outre, la présence d'innombrables cristaux bien développés sous forme de produits meubles montre que la cristallisation des minéraux des laves avait déjà lieu dans la gorge volcanique, par suite du dégagement partiel des gaz et vapeurs qui servaient comme fondants, et la solidification des laves rejetées repose sur la consolidation définitive de la partie restée fluide du magma de la lave. La structure de cette partie qui se solidifie, et, par conséquent, celle de toute la roche, dépend de l'élévation de la température de la lave, de sa richesse en gaz et en vapeurs, et enfin du pouvoir rayonnant des environs du courant de lave. Selon ces diverses circonstances, elle peut être vitreuse, pumicitique, grenue ou porphyrique, et même elle peut être fragmentaire ou cohérente. Il ne faut pas conclure, cependant, que les individus cristallins qui prennent naissance dans la cheminée volcanique augmentent en dimension après qu'ils en sont sortis, jusqu'à complète solidification du reste du magma. Toutefois, la grosseur des ségrégations cristallines au sein d'une masse porphyrique dans de nombreux filons de lave augmente vers la partie centrale, parce que celle-ci reste plus longtemps en état de fusion, ce qui permet aux cristaux de s'accroître davantage.

Les parties constituantes essentielles des laves sont ou l'augite, le plagioclase, la néphéline, l'olivine et la leucite, ou la sanidine, l'oligo-

clase et la hornblende ; d'où la division en trois groupes : des laves *basaltiques*, *andésitiques* et *trachytiques*. Toutes les laves de l'époque actuelle sont formées de silicates ; elles ne contiennent cependant presque jamais d'acide silicique libre, de *quartz*. Wolf a montré, d'après les laves andésitiques quartzifères de l'Antisana et du Quamini, que cependant, dans les vraies laves scoriacées, le quartz existe en grande quantité comme partie constituante essentielle, macroscopique. D'après l'existence en Ecuador de laves quartzifères assez fréquentes, d'âge ancien ou récent, il est démontré que dans le mélange de silicates en fusion, sous certaines circonstances, l'acide silicique en excès peut se ségréger. La teneur en eau des laves reste faible, tout important que soit le rôle joué par ce liquide lors de leur émission. Les laves qui s'échappent aujourd'hui des volcans stratifiés ne se distinguent pas, pétrographiquement, des diverses roches basaltiques, andésitiques et trachytiques des volcans homogènes, nappes volcaniques, coulées et filons de l'âge tertiaire ; seulement, dans beaucoup de trachytes, d'andésites, le quartz joue un rôle beaucoup plus important, comme partie constituante essentielle, et il est plus généralement répandu que dans les laves actuelles. Les pores, bien que peu abondants à l'intérieur du quartz des trachytes, montrent que l'eau était mélangée au magma fluide dont la solidification a permis la séparation du quartz, tandis que les inclusions vitreuses et la matière vitreuse située entre les cristaux donnent la preuve d'un état primitif de fusion. Si, aux éruptions de laves basaltiques et trachytiques tertiaires, de vrais cratères ne se sont formés que rarement, cela est dû, comme nous l'avons vu page 152, à leur consistance, par suite de laquelle elles s'amassent au-dessus du point qui leur livre passage et en déterminent l'occlusion. La faible part que prenaient à ces éruptions les gaz et les vapeurs explique l'absence de produits éruptifs meubles et, par conséquent, le manque de stratification de ces volcans.

Si les masses éruptives d'une coulée homogène se refroidissent très-rapidement, il se forme de ces roches vitreuses, homogènes, ou au moins d'apparence telle, comme la *perlite*, l'*obsidienne*, à la surface desquelles on voit leur variété poreuse, spongieuse, la *pierre ponce*. La présence de l'eau dans beaucoup de ces verres naturels est également le résultat d'une solidification rapide, par suite de laquelle le dégagement de la vapeur a été empêché en partie, tandis que, par un lent refroidissement, elle eût pu s'échapper insensiblement et complétement.

Nous avons déjà suffisamment étudié à propos des volcans (p. 106) le mode de formation des produits éruptifs meubles, nous n'y reviendrons pas.

Abstraction faite de la ressemblance pétrographique du basalte et du trachyte avec les vraies laves, les rapports de position des premiers ne

laissent pas de doute sur leur nature éruptive. Ils s'élèvent en filons quelquefois ramifiés au travers des roches, s'amassent en dômes ou s'étalent en nappes horizontales. Il n'est pas rare que la matière du filon enferme des fragments de roches provenant de la profondeur et qui, sous l'influence de la fusion, semblent vitrifiées ou cuits. Il y a des filons basaltiques, en Islande, par exemple, dont les surfaces limites sont vitreuses parce que le refroidissement y a marché plus vite, exactement comme certains filons et coulées de lave du Vésuve. Si la partie centrale du filon est cristallisée en gros grains, les parties périphériques sont compactes. Cela se voit très-bien au *Blaue Kuppe* près Eschweg. Là, à la périphérie de la masse basaltique, par conséquent au contact du grès bigarré, la roche est un basalte compacte qui passe vers le centre à l'anamésite et enfin se transforme en dolérite. On a observé la même chose dans les filons de trachyte quartzifère de certaines localités, où l'on voit en outre une structure schisteuse parallèle aux salbandes. On a aussi observé, en des points très-nombreux, des transformations au contact du trachyte et surtout du basalte avec les roches voisines, transformations qu'il faut attribuer à l'incandescence de la matière du filon. Les grès au contact du basalte sont durcis, frittés ou vitrifiés, ou partagés en prismes, les argiles sont transformées en jaspe-porcelaine et les lignites sont carbonisés. On a observé des phénomènes semblables avec les trachytes, quoique plus rarement. Ces différents faits, joints à la ressemblance pétrographique, tendent à faire réunir les basaltes et trachytes, comme roches éruptives, aux laves actuelles.

§ 6. **Nature éruptive de certains granites, felsitporphyres, syénites, mélaphyres, diabases, diorites.**— Les mêmes preuves que nous venons de donner peuvent nous servir à démontrer l'origine des roches anciennes caractérisées autrefois comme plutoniques, et dont le représentant principal est le *granite*. Déjà, à propos de sa description pétrographique (voy. p. 58), nous avons fait remarquer la présence de certains granites comme membres importants de la série de couches *sédimentaires* les plus anciennes, et principalement du laurentien ou formation gneissique primitive, et nous l'avons considéré dans ces gisements comme une variété granitique du gneiss, laissant les autres granites parmi les roches éruptives. Ceux-ci seulement nous occuperont ici.

Pétrographiquement, le granite éruptif est en connexion avec les roches volcaniques par certains trachytes quartzifères cristallins de la Nouvelle-Zélande. Le développement des individus minéraux et la richesse en quartz du granite font penser que l'eau surchauffée ou la vapeur d'eau ont agi dans son éruption et sa solidification lente, et les inclusions liquides du quartz et du feldspath de nombreux granites viennent entre

autres corroborer cette supposition. Une semblable théorie de formation hydato-pyrogène écarte l'objection à l'hypothèse d'une origine éruptive tirée de la succession dans la solidification des minéraux du granite. En partant de ce fait que le minéral le plus difficilement fusible se solidifie aussi le premier lorsque arrive le refroidissement, on a établi l'échelle suivante de fusibilité : d'abord le quartz, beaucoup plus tard le feldspath, puis enfin le mica. L'observation de l'agrégation des parties constituantes isolées du granite nous montre cependant le contraire en beaucoup de cas et souvent on en tire argument contre l'origine éruptive du granite. Mais *Bunsen*, d'un côté, fait remarquer que le point de solidification d'un corps, à l'état de fusion, n'est pas le même lorsque ce corps, *dissous* dans d'autres substances, devient solide, mais que, dans le dernier cas, ce point est déterminé par la pression, et influencé surtout aussi par les rapports des substances en solution. D'un autre côté, d'après *Daubrée*, les silicates peuvent, sous l'influence de l'eau mêlée à la masse granitique, se ségréger en une série qui souvent s'écarte de leur point de fusion normal. Enfin, *Zirkel* a montré que dans les vraies laves l'augite enferme aussi bien des petits cristaux de leucite que la leucite de petits cristaux d'augite : d'où la conclusion que c'était tantôt l'augite, facilement fusible, et tantôt la leucite, difficilement fusible, qui se segrégeait la première. Il n'y a donc pas une succession déterminée dans la solidification des éléments des laves et ainsi tombent les preuves tirées de la succession dans la cristallisation des parties constituantes du granite, d'où l'on croyait pouvoir conclure que cette roche ne provenait pas de substances en fusion. A côté des vraies laves quartzifères de l'Antisana, que l'on connaît depuis peu, rien ne peut démontrer davantage la faculté qu'a le quartz du granite de se ségréger d'une masse fondue, que l'exemple de nombreuses inclusions vitreuses dans le quartz de beaucoup de roches éruptives, comme le pechstein d'Arran. Dans le granite même, on ne trouve cependant aucune de ces preuves directes de solidification d'une masse primitivement en fusion, comme des inclusions vitreuses ou une masse vitreuse intercalée aux grains.

Les caractères pétrographiques du granite ne sont pas en opposition avec ceux des roches éruptives, et son mode de gisement, en certains cas, lui assigne une place parmi elles. Les granites éruptifs traversent les roches en filons et en amas parfois très-puissants, et se ramifient à leur intérieur par des apophyses qui s'étendent au loin. Ils ont arraché au passage des masses de dimension souvent énorme, qu'ils ont entourées et portées à un niveau plus élevé ; certains fragments même ont été soulevés beaucoup au delà du point où ils gisaient primitivement. Il n'est pas rare que les parties formant parois au filon soient devenues polies, marquées

d'un grand nombre de sillons rectilignes — caractère d'un frottement puissant qu'il faut attribuer à la pression énergique de la matière granitique à l'intérieur d'une fente. En certains cas, les têtes de couches tournées vers la fente primitive sont déjetées, brisées ou contournées, ou bien le granite s'entasse comme un coin entre elles. Le développement pétrographique de la masse granitique qui forme les filons s'harmonise complétement avec les faits observés dans certains filons de basalte : la masse centrale est formée de grains plus gros, et les parties périphériques sont finement grenues ou même felsitiques (exemple : les filons granitiques dans les gneiss de Christiania), ou prennent une structure faiblement madrée, tandis que les apophyses de la masse principale pénètrent et se ramifient dans la roche sus-jacente. La grosseur des grains diminue d'ordinaire avec la puissance de ces apophyses, ce qui est dû à la rapidité du refroidissement et de la solidification de la masse fluide. Lorsque le magma granitique en fusion a pénétré dans une fente étroite, il peut, par le refroidissement, prendre la structure porphyroïde. Après la cristallisation de certaines parties constituantes du granite, la masse semi-fluide peut encore changer de place. On en a la preuve, par exemple, dans la présence de nombreux cristaux de tourmaline qui peuvent atteindre jusqu'à 15 centimètres et plus de longueur au sein des filons de granite de Snarum (près Christiania), et sont presque tous brisés : la matière granitique a pénétré jusque dans les plus petites fentes de ces cristaux. De même, on trouve souvent des cristaux brisés d'orthoclase dans le granite du Fichtelgebirge et de l'île d'Elbe.

Les métamorphoses de contact déterminées par les granites sont importantes au point de vue de l'origine de ces derniers. Les calcaires sont changés en marbre ou imprégnés de minéraux variés, les schistes argileux sont métamorphosés en hornfels. Non-seulement ces actions témoignent d'un degré de chaleur élevé, mais elles montrent que les matières minérales granitiques ont été amenées en solution dans l'eau d'éruption surchauffée du granite.

Les autres roches cristallines anciennes montrent, par leur nature pétrographique et leurs rapports de stratification et de contact, de telles analogies avec le granite qu'on peut leur assigner la même origine.

Le *porphyre quartzifère* est un agrégat des mêmes espèces minérales que le granite, dont il se distingue seulement par son développement pétrographique. Il semble que, par suite d'un refroidissement primitivement très-lent, peut-être pendant l'émission de la masse en fusion (et pour cette dernière hypothèse plaiderait l'existence dans le porphyre de cristaux feldspathiques brisés), les plus gros individus cristallins se soient séparés, tandis que l'épaisse masse fondamentale s'est solidifiée ra-

pidement, en arrivant à la surface du sol, sur lequel elle s'étend souvent en nappe ; tandis que, au contraire, une solidification lente et régulière lui aurait donné les caractères du granite. Le felsitporphyre est donc dans les mêmes rapports avec le granite que le trachyte quartzifère porphyrique avec ses variétés cristallines, et il est souvent à peine possible de le distinguer, dans les échantillons, des vrais trachytes quartzifères volcaniques. L'état primitif de fusion du porphyre quartzifère est nettement rappelé par les inclusions vitreuses de son quartz et de son feldspath, et par la matière intercalaire, felsitique ou vitreuse qu'il contient.

Les filons de porphyre quartzifère, qui parfois atteignent quelque milles de longueur, traversent les couches paléozoïques, rarement les formations récentes. Ils envoient des apophyses dans les roches voisines et englobent les fragments de celles-ci en quantité souvent si considérable, qu'ils forment des brèches ; il n'est pas rare de voir leurs parties périphériques prendre l'aspect de colonnes ou se partager en plaques. Les changements de contact déterminés par le felsitporphyre sont moins fréquents et se sont surtout manifestés dans la métamorphose du charbon en une substance semblable au coke (Altwasser en Silésie). Le felsitporphyre est fréquemment aussi sous forme de dômes, de nappes ou en strates, qui peuvent avoir une étendue et une puissance considérables. La masse porphyrique de Bozen et de Meran, dans le sud du Tyrol, et celle du cercle de Leipzig, recouvrent une surface de 20 milles carrés. Elles sont remplies sur leurs bords de fragments arrachés aux roches voisines et ainsi transformées en brèches. Le porphyre de Flöha, en Saxe, a une puissance d'environ 60 mètres, et il est situé entre les conglomérats et les grès de la formation carbonifère. Ces porphyres se sont étalés sur un sol formé de conglomérats grossiers, ce qui explique pourquoi ils renferment une quantité innombrable de galets.

Le *felsitfels*, le *pechstein porphyrique* et le *pechstein* doivent être considérés comme des modifications spéciales du felsitporphyre, déterminées par une rapide solidification du magma en fusion. Les deux derniers sont des verres naturels, dont l'eau n'a pu se dégager à cause du refroidissement rapide et qui contiennent encore à l'état de magma homogène les éléments qui se ségrégeront en cristaux dans le felsitporphyre ; — l'obsidienne est dans le même cas. Des éruptions de cendres ont accompagné l'épanchement du felsitporphyre et ont fourni l'élément d'*argiles* (felsittuffe) ; enfin, on trouve dans les conglomérats porphyriques du Rothliegend, liés à certains felsitporphyres, des amas de vraies *bombes*, scoriacées et bulleuses (exemple : Wittekind près Halle).

Les *syénites* sont en rapports si étroits avec les granites et elles y sont quelquefois si bien reliées par des formes de passage, qu'on ne peut

leur refuser la même origine. Comme nous l'avons déjà dit page 68, on les trouve exactement comme les granites sous forme de puissants dépôts intercalés aux gneiss syénitiques ; d'autre part, on peut observer des gisements de ces roches en amas ou en filons, elles présentent des métamorphoses de contact, par exemple, le changement du calcaire en marbre à Skye, ce qui est péremptoire pour fixer la nature éruptive des autres syénites. Cependant, il leur manque, comme au granite, les preuves microscopiques directes de cette origine, principalement les inclusions vitreuses et la substance intercalaire amorphe.

La *diorite*, le *mélaphyre* et la *porphyrite*, la *diabase*, sont liés de la manière la plus intime au point de vue pétrographique, les trois premières avec l'andésite amphibolique, la dernière avec la dolérite et le basalte plagioclasique. Ils y sont aussi liés génétiquement, et ceci acquiert d'autant plus de vraisemblance, que ces trois espèces de roches ont exactement les allures caractéristiques de gisement des autres roches éruptives. Elles se présentent en filons, en amas, en dômes à la surface du sol, et montrent souvent à leur périphérie une structure en plaques ou en colonne. Il arrive aussi que ces portions périphériques sont beaucoup plus finement grenues. Ces roches sont quelquefois développées en amygdaloïdes, ce qui indique alors une origine analogue à celle des scories et des bombes; çà et là elles peuvent englober des fragments volumineux arrachés aux terrains voisins, et souvent elles ont métamorphosé les roches qu'elles traversaient (par exemple : la houille dans la région de la Sarre et les schistes argileux à Ilmenau) par le mélaphyre. Elles se présentent fort souvent, comme la diabase, en couches intercalées régulièrement aux strates sédimentaires et alternent avec elles, les accompagnant dans leurs plissements et leurs cassures (Nassau, Voigtland, Bohême, New-Jersey, au lac Supérieur). Il arrive aussi que des filons de ces roches s'étendent brusquement en nappe pour se relever encore en filons. Ces dispositions ne doivent pas nous surprendre, car nous avons déjà appris à les connaître dans les basaltes et felsitporphyres. On trouve aussi des tufs de ces roches dans les éruptions de porphyre augitique, mélaphyre, et surtout de diabase (tuf diabasique du Voigtland). Les mélaphyres du Rothliegend de Bohême forment en grande partie de véritables coulées de lave et sont en continuité indubitable avec des filons nettement visibles. Dans les environs de ces roches il y a d'ordinaire des champs de vraies cendres et de scories. L'éruption de mélaphyre près de Mansfeld fut accompagnée d'une émission de bombes scoriacées qui, réunies par un ciment de grès, forment un conglomérat spécial dans le Rothliegend. S'il était encore besoin de preuves pour démontrer la nature éruptive du mélaphyre, on pourrait prendre les plus certaines dans la structure de

cette roche. La structure fluidale y est très-nettement développée; non-seulement les microlithes sont rapprochées en couches parallèles qui contournent les gros cristaux, mais ceux-ci ont pris une direction et une situation qui montrent à l'évidence que la masse rocheuse s'est trouvée à l'état de fusion. La richesse en inclusions vitreuses du feldspath de certains mélaphyres conduit à une même conclusion. A la vérité, les inclusions vitreuses manquent aux diabases, mais il n'est pas rare qu'elles présentent le phénomène des fluctuations de structure microscopique.

D'après tout cela, nous devons admettre la nature volcanique des diabases, mélaphyres et porphyres, quoique leur éruption ait eu lieu à des époques géologiques anciennes : les dômes de porphyre et de diorite, au point de vue géologique, ne sont rien autre que les volcans basaltiques homogènes des âges récents; les filons de granite correspondent aux filons de trachytes; les variétés amygdaloïdes de la diabase et du mélaphyre ne sont autre chose que des laves vésiculeuses et scoriacées; les pechsteins sont dus au mode de solidification, absolument comme les ponces; les dépôts tufacés résultent des pluies de cendres qui accompagnaient les éruptions volcaniques; une partie des conglomérats de diabase, mélaphyre et felsitporphyre, est formée de bombes volcaniques souvent scoriacées. En un mot, entre les roches éruptives anciennes, appelées autrefois plutoniques, et les produits volcaniques de l'époque actuelle, il n'y a aucune différence, en tant qu'il s'agit du mode de formation.

Il y a encore différents problèmes auxquels il n'est pas facile de répondre à propos de la théorie de l'origine des roches hydato-pyrogènes (granite, syénite, mélaphyre et autres roches voisines). Le grand nombre des géologues s'accorde pour admettre leur origine éruptive; mais pour le reste, ils divergent, chacun s'inspirant de ses études et de ses observations particulières.

La première croûte solide de la terre, due au refroidissement de sa surface en fusion, d'après cela n'appartient pas aux roches éruptives, c'est-à-dire aux roches qui se sont élevées à l'état fluide de l'intérieur de la terre. On a quelquefois considéré certains gneiss comme représentant la croûte primitive de notre globe; mais cette croûte primitive n'est connue avec certitude en aucun point de la terre, et les gneiss que l'on avait considérés comme tels semblent plutôt appartenir aux formations sédimentaires les plus anciennes qui recouvrent partout la croûte primitive. La terre actuellement rayonne encore de la chaleur dans l'espace, et nous ne pouvons admettre qu'il en soit autrement, puisque ce dernier possède une température inférieure à celle de notre planète et qu'il n'y a pas de corps isolant autour du noyau fluide du globe; aussi l'épaississement de

la croûte terrestre par la formation de roches sur sa face interne marche-t-il sans être interrompu.

b. Roches sédimentaires.

§ 7. **Formation et éléments des roches sédimentaires.** — On appelle roches sédimentaires les agrégats minéraux cristallins provenant d'une solution aqueuse ou d'un dépôt mécanique de l'eau. La plupart des sédiments se font au sein de la mer, tandis que les couches formées par les sources et les fleuves dans les lacs et les marais n'ont qu'une importance secondaire, correspondant à l'étendue respective de surface que les eaux douces et l'Océan occupent sur la terre. Il s'agit ici exclusivement de dépôts d'origine chimique ou mécanique et nous excluons les formations éruptives et les incrustations des cavités.

Les *éléments* de toutes les roches sédimentaires proviennent de la destruction d'autres roches plus anciennes par l'action chimique ou mécanique de l'eau.

Primitivement, aux périodes éloignées pendant lesquelles les premières eaux se condensaient à la surface du sol, cette action destructive était limitée à la croûte de solidification de notre planète. C'est seulement alors que l'eau lui eut enlevé des substances diverses, gardées un certain temps en solution ou en suspension et déposées après avoir subi des modifications variées, après que des matières éruptives nouvelles eurent percé la croûte terrestre pour atteindre sa surface, que l'action chimique de décomposition et de dissolution entra en jeu et vint en aide aux démolitions purement mécaniques. Il en est de même pour les roches récentes. La matière qui formait la croûte de solidification primitive se trouve donc, par suite de ce mode d'action de l'eau que nous avons décrit au chapitre précédent, dans une circulation continuelle, toujours sous une forme nouvelle et dans des points différents ; elle s'épaissit d'ailleurs, d'un côté, par l'apport de nombreuses productions éruptives qui, à la vérité, depuis la formation de la croûte solide du globe, n'apparaissent plus qu'en quantités restreintes, d'un autre côté par l'acide carbonique enlevé un peu à la fois à l'air et qui, uni aux bases comme carbone ou carbure, prend une part importante à l'édification des couches sédimentaires. Il en est de même de l'eau qui, en proportion du refroidissement de la terre, s'est condensée et a ainsi augmenté à sa surface. L'uniformité relative de l'habitus pétrographique de la série des couches sédimentaires dépend de cette reproduction ininterrompue de la matière minérale de même que l'impossibilité où l'on est généralement de reconnaître l'âge d'une roche sédimentaire d'après ses caractères pétrographiques.

Nous avons étudié précédemment les phénomènes de destruction chimique et mécanique, de transport et de dépôt des éléments des roches par l'eau. Il résulte de ce que nous avons vu que la formation de roches peut consister dans le simple dépôt de matières en solution ou en suspension, ou qu'elle a lieu par l'influence d'organismes. Dans le premier cas, la roche semble être un simple amas de matières minérales et nous l'appellerons *minérogène ;* dans le second elle est composée essentiellement ou exclusivement de restes de corps organisés et, selon que ces corps organisés auront été des plantes ou des animaux, nous les désignerons sous le nom de *zoogènes* ou de *phytogènes*.

§ 8. **Caractères des roches sédimentaires.** — Les roches sédimentaires se distinguent des roches éruptives par les caractères suivants qu'elles présentent le plus souvent réunis :

1. La *stratification :* une masse importante de roches est formée de couches parallèles nettement distinctes, quelquefois de nature entièrement différente, ce qui indique des dépôts successifs. La structure schisteuse est souvent une conséquence de la stratification. La stratification *réunie* à la schistosité est la marque sûre des roches sédimentaires.

2. La présence de *galets roulés* qui, quelquefois, prédominent sur les autres éléments de la roche et dont on ne peut concevoir la formation sans le secours de l'eau.

3. La rencontre de *débris d'animaux et de plantes* en nature, transformés en substances minérales ou indiqués par des empreintes.

4. La rencontre de *sillons ondulés*, l'impression de *gouttes de pluie* et les pseudomorphoses de chlorure de sodium à la surface des couches.

§ 9. **Roches sédimentaires minérogènes d'origine mécanique.** (Voy. Pétrographie, 68, 70, 71, 72, 74, 75.)— Elles sont formées entièrement ou en prédominance et sans l'aide de corps organisés des fragments, parties constituantes, produits de lessivage ou de décomposition de roches plus anciennes, sans que toutefois les restes organiques en soient complétement exclus. Elles sont donc dues à des roches plus anciennes, brisées, pulvérisées, séparées d'après leur grosseur ; la plupart de ces débris sont réunis par un ciment beaucoup plus récent.

Les membres principaux de la série sédimentaire, de beaucoup les prédominants, sont les roches argileuses et sableuses ; les conglomérats et brèches se rangent près d'elles sous la même division.

Pour ce qui concerne l'origine, le transport et le dépôt des fragments qui forment ces roches, nous renverrons au chapitre qui traite de l'activité mécanique des eaux (p. 204). La destruction des roches par la gelée et les éboulements forme des amas de débris aux *formes anguleuses*

qui, emportés par les eaux, se transforment en *galets* d'abord, puis plus tard se fragmentent, passent à l'état de *graviers* et enfin à celui de *sables*, tandis que les plus fines particules sont emportées beaucoup plus loin et forment, en se déposant, des couches de boue. La grosseur des fragments diminue à mesure qu'ils s'éloignent du lieu où ils ont été formés et ils s'arrondissent toujours de plus en plus. C'est par l'accumulation des galets et des fragments que se forment les *amas meubles*. Si les intervalles que ces parties laissent entre elles se remplissent de matière fine en suspension, argileuse ou sableuse, ou si les vides sont remplis par le dépôt d'un ciment calcaire siliceux ou ferrugineux, laissé par des solutions minérales qui les traversent, la masse meuble devient plus ou moins solidement cimentée. C'est ainsi que, avec des fragments anguleux, se forment les *brèches;* les *conglomérats* sont dus à des galets plus ou moins volumineux ; les *grès* au sable, tandis que les couches de boue se durcissent en *lehm* et en *argile*. La pression déterminée sur le lehm et l'argile par des dépôts postérieurs en fait des *argiles dures* et des *schistes argileux ;* dans le cas où ils contiennent du calcaire, ils deviennent des *marnes* ou des *schistes marneux*.

Aux sédiments d'origine mécanique appartiennent aussi certains *tufs*. Ce sont des roches de nature mixte, formées de cendres, lapilli, sables, bombes, fragments d'origine volcanique, et qui doivent aux eaux dans lesquelles ils sont tombés leur disposition en couches uniformes, les pétrifications qu'il n'est pas rare d'y rencontrer et leur décomposition partielle.

§ 10. **Roches sédimentaires minérogènes d'origine chimique.** — Les roches reconnues comme telles jouent dans la série des couches un rôle relativement secondaire, quant à leur puissance, depuis le silurien jusqu'à l'époque actuelle. Les formations minérales dans les druses et les fentes étant laissées de côté, le tuf calcaire, le travertin, les pisolithes, les oolithes, de même que certains calcaires grenus et la dolomie, le quartz cristallisé, le grès quartzeux cristallin, certaines sidéroses et limonites, l'anhydrite, le gypse et le sel gemme doivent, sans aucun doute, leur origine à des précipités chimiques dus à la concentration locale de solutions ou à des réactions. Nous avons parlé de la formation du tuf calcaire du travertin et de la limonite à la page 199, du quartz hyalin et des pisolithes à la page 154, et nous avons exposé l'origine des solutions minérales qui produisaient ces espèces de roches à la page 181. Il nous reste donc à étudier un peu plus à fond l'origine des gisements de sel gemme, de gypse, d'anhydrite, de calcaire, de dolomie, et du grès quartzeux cristallin.

Les gisements de *sel gemme* sont des dépôts formés directement par les eaux de mers, dont le principal élément en solution était le chlorure

de sodium. L'eau de la mer contient en moyenne 3,527 pour cent de sels qui se partagent ainsi : chlorure de sodium 75,786, chlorure de magnésium 9,159, chlorure de potassium 3,657, bromure de sodium 1,184, sulfate de chaux 4,617, sulfate de magnésie 5,597.

Dans les solutions salines au repos, la proportion du sel est plus forte à la surface par suite de l'évaporation et le liquide de la couche supérieure, devenu plus lourd, glisse dans les parties profondes et s'y amasse, de sorte que la salure augmente avec la profondeur. Dans les mers ouvertes, riches en courants, une semblable concentration ne saurait avoir lieu, parce que, d'une part, ceux-ci tendent toujours à mélanger les eaux riches en sel avec celles qui en contiennent moins et, d'un autre côté, les fleuves viennent sans cesse réparer les pertes dues à l'évaporation. Dans les mers intérieures, particulièrement dans celles où coule peu d'eau, ou même qui reçoivent de l'eau contenant du chlorure de sodium en solution, tout se passe comme dans l'éprouvette d'un physicien, et l'eau saturée s'accumule au fond pour y déposer des cristaux et former progressivement une couche de sel. Au printemps, lorsque les affluents sont troublés par les particules de calcaire et d'argile en suspension, il s'amasse au-dessus des couches de sel des sédiments de chaux et d'argile, tandis qu'il ne se fait aucun dépôt de sel, grâce à l'augmentation de la quantité d'eau amenée par les fleuves. En été, au contraire, où il s'évapore plus d'eau qu'il n'en arrive, il se forme exclusivement des dépôts de sel, de sorte que, au cours d'une année, il y a des alternances régulières de couches de sel gemme, et des couches argileuses et calcaires. Si l'eau d'un bassin où se passent ces phénomènes de dépôt et d'évaporation contient du sulfate de chaux, ce dernier corps doit être précipité avant que le chlorure de sodium ait commencé à se déposer, car le point de saturation de l'eau par le sulfate de chaux est moins élevé que par le chlorure de sodium. Ce fait explique pourquoi l'anhydrite et le gypse sont très-ordinairement à la base des couches de sel gemme et pourquoi, en correspondance avec le commencement de chaque période d'évaporation, on rencontre le gypse et l'anhydrite intercalés aux couches de sel (comme à Stassfurt). Des dépôts de sulfate de chaux au-dessus des dépôts de sel se reproduisent chaque fois qu'il y a augmentation dans la quantité d'eau apportée au bassin salifère. Si des dépôts de gypse ou d'anhydrite se trouvent seuls, sans être accompagnés de sel gemme, c'est que, ou bien l'évaporation n'a pas été jusqu'au point de saturation du chlorure de sodium, ou que le sel déposé a été redissous par l'eau qui arrivait dans le bassin. Pour ce qui concerne le sulfate de chaux que l'on rencontre tantôt anhydre, tantôt chargé d'eau de cristallisation et transformé en gypse, la chimie nous présente des phénomènes analogues. La cause qui

détermine l'un ou l'autre état peut être attribuée au degré de pression, car, sous 10 atmosphères, le sulfate de chaux peut cristalliser en anhydrite. Cette pression est atteinte à un fond de 107 mètres.

L'eau des mers intérieures au fond desquelles se dépose le sel gemme contient, avec le chlorure de sodium et le sulfate de chaux, des sels encore plus solubles, comme les chlorures de magnésium, de potassium, de calcium, les sulfates de potasse, de soude et de magnésie. Ces corps, par suite de l'évaporation de l'eau dans laquelle ils sont dissous d'une part, et par l'apport incessant des affluents, forment bientôt une lessive-mère ; et, lors de l'évaporation totale de l'eau du bassin, ils se précipitent au fond en masse solide. Par le desséchement d'une mer placée dans ces conditions il se forme donc, d'après ce que nous venons de dire : d'abord, un dépôt de gypse, puis, au-dessus, un complexe de couches de chlorure de sodium et de minces lits d'argile, de marne ou de gypse, et enfin, à la partie supérieure, un dépôt des sulfates et des sels haloïdes plus facilement solubles. L'ébullition dans les salines donne des résultats tout à fait analogues. Elle commence par la concentration de la solution qui fait précipiter le gypse ; le chlorure de sodium se dépose ensuite, tandis que les autres sels plus solubles restent dans la lessive et ne cristallisent qu'à la dernière période de l'évaporation.

Un exemple très-instructif de la manière dont se forment les gisements de sel nous est donné à Stassfurt (voy. *Géologie historique*, Dyas, groupe du Zechstein). Des lits de sel tout à fait semblables se formeraient aujourd'hui, si la mer Rouge se séparait de l'Océan par des digues de sable ou des récifs de coraux. Il se fait d'ailleurs des dépôts de cette nature dans la *mer Morte*, dont les eaux se trouvent à l'état d'une solution saline qui aurait subi une évaporation de longue durée. La forte proportion de bromure de magnésie qu'elle contient est due à ce qu'une grande partie de son chlorure de sodium s'est déjà déposée. Cette mer n'ayant pas d'issue, l'eau qui lui arrive ne s'échappe que par évaporation et elle conserve tous ses sels. Le Jourdain, son principal affluent, est très-riche en matières dissoutes et surtout en chlorures de sodium et de magnésium, dont, pour 100 000 parties, il contient 52 parties de l'un et 25 de l'autre ; le degré de la solution que forme la mer Morte s'élève donc continuellement. Le sulfate de chaux et le sel gemme se sont naturellement déposés les premiers et le chlorure de magnésium est resté dissous : le pouvoir dissolvant de l'eau à l'égard du chlorure de sodium a diminué, par suite, dans la proportion que son contenu en chlorure de magnésium augmentait, et aujourd'hui, à cause de la nature des eaux, le dépôt du sel apporté par le Jourdain et ses affluents est ininterrompu dans cette mer, bien que la quantité qui y soit dissoute s'élève seulement de 8,41 à 15,59 pour 100. Nous avons

donc dans la mer Morte l'exemple d'un dépôt continu de sel gemme déterminé par l'évaporation, et celui de la formation d'une lessive dont le dessèchement par la suppression possible des affluents donnerait naissance essentiellement à du chlorure de magnésium, et en outre à des chlorures de sodium, de calcium, de potassium, et à du bromure de magnésium.

Les lacs Elton et Bogdo sont situés dans une vaste steppe entre l'Oural et le Volga, dans laquelle s'élève une montagne salifère, le Tschaptschatschi. De la montagne un certain nombre de ruisseaux salés s'écoulent vers les lacs qui se comportent exactement comme la mer Morte. Comme ils n'ont aucune issue et que l'eau s'échappe par évaporation, le sel gemme se précipite en un banc solide. Mais les ruisseaux, outre le chlorure de sodium, apportent aussi aux lacs des chlorures de potassium et de magnésium, du sulfate de magnésie, et de la boue au printemps. Cette dernière forme, en conséquence, de minces couches entre les dépôts de sel faits pendant l'été, tandis que les sels facilement solubles augmentent en proportion dans l'eau du lac et en font une lessive-mère concentrée qui contient : sulfate de magnésie 5,32; — chlorure de sodium 3,83; — chlorure de potassium 0,23; — chlorure de magnésium 19,75; — eau 70,87.

Les gisements de sel gemme des terrains anciens ont dû se former d'une manière analogue ; ils représentent, par conséquent, les mers intérieures d'autrefois, ou d'anciennes baies séparées de l'Océan par des bancs de sable ou des soulèvements et dont les affluents qui contenaient des sels en solution ne suffisaient pas à compenser la perte due à l'évaporation. Le sel gemme se rencontre par toutes les formations, comme nous l'avons montré par le tableau de la page 41. Il en est de même du gypse et de l'anhydrite.

Les *calcaires*, dont nous devons étudier ici l'origine, sont grenus, compactes ou oolithiques. La différence entre les deux premiers cas n'est que relative et porte seulement sur la grosseur des individus cristallins qui forment la roche. Sous le microscope, les calcaires, d'apparence absolument compacte, se résolvent en un agrégat de rhomboèdres. Les calcaires, compactes ou grenus, contiennent toujours du carbonate de magnésie en quantité qui oscille de 1 à 21, 75 pour 100. Entre les vraies dolomies et les calcaires magnésiens et la chaux pure, on ne peut assigner de limite tranchée. De là, et aussi de leur étroite liaison et de la ressemblance de leurs gisements, il résulte que les calcaires normaux et les calcaires magnésiens peuvent n'avoir présenté aucune différence essentielle dans leur mode de formation. Les calcaires ne sont pas les produits de la vie animale ou végétale seule, car nous connaissons de ces roches en dépôts de puissance énorme et d'étendue considérable, pendant la formation desquelles l'existence des êtres organisés était très-restreinte

même dans les cas les plus favorables. Pour les dépôts de calcaire et de dolomie, l'hypothèse d'une origine exlusivement chimique est la seule admissible, et c'était le cas pendant les périodes géologiques les plus anciennes. Ce mode de formation, d'après les idées dominantes aujourd'hui, n'a pas dû cesser brusquement, et il s'est continué jusqu'à présent, quoique peut-être à un degré moindre. Mais, tandis que les calcaires et dolomies des âges anciens étaient des précipités chimiques purs ou presque purs, il s'est ajouté, aux produits correspondants des âges plus récents, une quantité de plus en plus grande de restes calcaires d'êtres organisés; de sorte que ceux-ci, dans certaines roches, prédominent de beaucoup sur les précipités de nature chimique.

L'observation microscopique des calcaires compactes ordinaires nous les montre, non pas toujours formés de fragments de coquilles, mais aussi de petits rhomboèdres de spath calcaire, ce qui vient encore corroborer l'opinion d'après laquelle la plupart des couches calcaires et la plus grande partie de ces masses de même nature qui, par leur réunion, forment un membre de la série des sédiments, ne sont pas exclusivement un produit organique, comme l'admettent certains géologues. Les petits rhomboèdres de la craie ne se sont pas formés par la cristallisation du détritus laissé par les coquilles, car on rencontre à côté d'eux de nombreux restes organiques parfaitement conservés, quelquefois extrêmement délicats; ce sont plutôt des dépôts chimiques directs. Il en est de même pour la dolomie, dont les variétés compactes possèdent une structure microcristalline caractérisée. Les organismes qui sécrètent du carbonate de chaux ne séparent qu'une quantité extrêmement faible de carbonate de magnésie, ce qui écarte aussi l'idée de la formation de la dolomie et des autres calcaires fortement magnésiens par l'action animale. Cette circonstance, jointe à la structure cristalline de la dolomie, à son alternance répétée avec les calcaires, et enfin le dépôt qui se fait sous nos yeux de roches dolomitiques par les fleuves et les sources, parlent de la manière la plus convaincante en faveur de l'origine de la dolomie et des calcaires dolomitiques de toutes les formations, par voie directe de précipitation chimique; plus tard, par une action spéciale que nous avons déjà exposée, certaines de ces roches ont augmenté leur proportion de dolomie.

Ce n'est pas par la simple séparation des carbonates de chaux et de magnésie des bicarbonates de ces bases en solution dans la mer que se forment en général ces petits cristaux de spath calcaire et dolomitique qui servent à la construction des roches, car aucune des conditions convenables n'est réalisée dans ce cas. Les sources qui déposent du calcaire subissent une évaporation, et il se fait un dégagement de leur acide carbonique qui n'est plus retenu que pour moitié, et c'est pour cette cause que le

carbonate de chaux se précipite. Il faudrait une évaporation de 75 pour 100 de l'eau de nos mers actuelles pour que son carbonate de chaux pût se déposer ; cette condition n'étant réalisable que dans une mer fermée, la séparation du carbonate de chaux dissous dans l'eau de mer n'a pu avoir lieu pour l'Océan d'une manière générale, mais elle a pu se présenter localement, surtout à proximité de l'embouchure des plus grands fleuves. Ceux-ci, en effet, viennent étaler leurs eaux contenant du bicarbonate de chaux à la surface de la mer dont l'eau est spécifiquement plus lourde à cause des sels qu'elle retient en solution : étant donné alors, d'un côté l'action des rayons du soleil, d'autre part l'active évaporation déterminée par les vents, une partie de l'acide carbonique se dégage et du carbonate de chaux se précipite. Un tel mode d'action a pu intervenir sur une grande échelle dans les océans des anciennes périodes. Alors, les pluies atmosphériques étaient plus riches en acide carbonique qu'elles ne le sont aujourd'hui, parce que tout l'acide carbonique emprisonné actuellement en nature dans les roches carbonatées et dans les plantes, les roches charbonneuses et le diamant à l'état de carbone, dans les bitumes sous forme de carbures, était libre alors et en circulation. Ces eaux riches en acide carbonique avaient à un haut degré des effets destructeurs sur les silicates de chaux et de magnésie de la croûte de solidification du globe, et elles emportaient à la mer des solutions concentrées de carbonate de chaux et de magnésie. Le degré de concentration, au moins à la surface, de l'eau de la mer dans laquelle se déposaient les carbonates de chaux et de magnésie comme calcaires dolomitiques, est encore un argument contre la présence d'animaux et de plantes sécrétant du carbonate de chaux à ces très-anciennes périodes de l'histoire de la terre. On peut supposer, pour expliquer la formation des calcaires dolomitiques, qu'il y a eu une décomposition des chlorures de calcium et de magnésium dans l'eau de la mer par les carbonates provenant de la décomposition des silicates et principalement par le carbonate de soude. Localement, il a pu aussi se déposer du carbonate de chaux par la réaction de solutions de gypse sur des solutions de carbonates alcalins.

Enfin il ne peut y avoir de doute sur la manière dont se sont formés le *rogenstein* et l'*oolithe*, leur structure, soit qu'elle présente des fibres disposées radialement, ou des couches concentriques, ne peut être autrement interprétée que comme due à un dépôt en couches régulières, autour d'un grain minérogène ou zoogène préexistant. La formation des pisolithes de Carlsbad nous montre aujourd'hui un mode d'action tout à fait analogue.

Les grès *quartzeux cristallins* ont une assez grande répartition dans la série des couches sédimentaires. Ils forment non-seulement des couches

entières et des systèmes de couches (formations carbonifères, du grès bigarré, infra-silurienne, formées de cristaux de quartz plus ou moins complétement développés), mais on rencontre encore très-souvent des individus cristallins de quartz en nombre plus ou moins grand, dans les vrais grès clastiques de beaucoup de formations, comme dans les quartzites des systèmes de couches présiluriens. Les quartz qui font partie des roches, et dont les angles sont nets, la couleur claire, parfois presque incolores, peuvent seulement avoir pris naissance par la séparation chimique directe d'une solution d'acide silicique ou par la réaction d'une eau faiblement chargée d'acide carbonique sur une solution de silicate d'alcali extrêmement faible, par exemple.

Les *schistes argileux* et l'*argile schisteuse*, de même que les argiles et les marnes, ne sont pas exclusivement clastiques; ils sont aussi en partie cristallins. A côté des fragments pulvérulents provenant de la destruction de roches plus anciennes, on rencontre des individus cristallins de quartz, de mica, de hornblende, de taille microscopique; ces minéraux ne sont pas sans importance dans les schistes argileux paléozoïques et en certains points ils acquièrent même la prédominance. Il existe aussi dans les argiles schisteuses de formations plus récentes, mais en quantité moindre, de ces minéraux cristallisés. Dans la formation des *marnes*, le carbonate de chaux est apparu en cristaux dans des dépôts de boue meuble. Cette roche n'a donc pas dû se former à une trop grande distance de l'embouchure des fleuves.

§ 11. **Roches sédimentaires zoogènes et phytogènes.** — Dans l'étude que nous avons faite de l'influence de la vie organique sur les processus géologiques, nous avons montré que beaucoup d'animaux enlevaient à l'eau de la mer du carbonate de chaux pour la construction de leurs coquilles ou de leur squelette. La même chose se passait aux âges anciens, aussi trouvons-nous dans toutes les formations qui contiennent des restes organisés des calcaires formés plus ou moins exclusivement des parties calcaires de leur corps. Les principaux animaux qui fabriquent les roches et surtout les calcaires sont :

Foraminifères. — *Calcaires nummulitiques* et *milliolitiques* du tertiaire, craie à écrire et *tuf crayeux* du crétacé, *calcaire à Fusulines* du carbonifère de la Russie et de l'Amérique du Nord.

Spongiaires. — *Calcaires à Éponges* du Jura blanc, de Franconie et de Souabe.

Polypes.— *Calcaire corallin* du Jura blanc, en Hanovre, en Souabe et en Angleterre; *craie corallienne* du Jutland et de Zélande.

Échinodermes. — *Calcaire encrinitique* (calcaire à Entroques) du trias, *calcaire* à Crinoïdes de la formation carbonifère de l'Amérique du Nord.

Mollusques. — *Bancs à Térébratules*, bancs *à Gervillies* du Muschelkalk, *calcaire à Gryphées* du lias, *calcaire à Cyrènes* du Weald, calcaire à *Hippurites* de la craie, *calcaires à Cérithes* et à *Littorinelles* du tertiaire.

Vers. — *Serpulite* de Deister, *couches à bryozoaires* de la craie supérieure de Maëstricht et du New-Jersey.

Certains Vertébrés aussi, par l'accumulation de leurs squelettes et de leurs excréments (coprolithes), ont contribué presque exclusivement à la formation de certaines couches. Ainsi le *bonebed* du trias est formé de fragments d'os et de dents de Batraciens (*Labyrintodontes*) et de Ganoïdes ; — les *brèches osseuses* sur le sol de certaines cavernes sont formées de débris d'Ours et d'Hyènes, celles des cavités des montagnes calcaires de l'Italie et de la Grèce, de débris de Rhinocéros, d'Hippopotames et de Cerfs ; le Guano est dû à l'accumulation d'excréments d'oiseaux.

Nous avons déjà parlé de l'origine végétale des lignites, de la houille, de l'anthracite et du graphite, de la naphte et du pétrole, du bitume, de beaucoup de schistes bitumineux et de l'asphalte. A côté de ces représentants principaux des *roches phytogènes* il en est encore quelques autres dues aussi à l'activité des végétaux, principalement les *guhr* siliceux, formés de carapaces de diatomées, et les tripolis; mais ces roches ont une importance beaucoup moins considérable.

c. Roches métamorphiques.

§ 12. **Métamorphisme.** — Il résulte déjà, de la comparaison superficielle des dépôts boueux ou sableux d'une côte marine avec ces autres dépôts qui ont eu certainement une même origine, comme par exemple les argiles schisteuses et les grès du jurassique, que les roches, depuis leur formation, ont subi certains changements. Ces changements sont dus à un durcissement et une augmentation de densité résultant de la pression de puissants complexes de couches sus-jacents et d'autre part à la cimentation des grains de sable isolés, par une solution minérale qui les pénètre par degrés. Toutes les roches sédimentaires de la croûte terrestre ont subi cette transformation de dépôts meubles en roches de caractère opposé. Ces modifications sont indispensables pour la formation des roches solides, et nous n'appelons pas les roches ainsi modifiées des roches métamorphiques, mais bien des roches primitives. L'expression de *métamorphique* est seulement employée lorsqu'il s'agit d'une roche primitive qui, pour une cause quelconque, a subi une transformation dans sa composition chimique, sa constitution minéralogique, ou dans sa structure.

Nous avons suffisamment insisté, à propos de l'activité chimique de l'eau, sur la tendance qu'elle avait à métamorphiser les roches. Nous rappellerons seulement que la dissolution, la décomposition et l'enlèvement de certaines parties constituantes, rendent bulleuses, caverneuses ou meubles, des roches jusque-là compactes ; que ce sont les moyens em-

ployés par la nature pour former le *kaolin* aux dépens du granite, du porphyre et du gneiss; que l'*argile* et la *wacke basaltiques* sont le résidu de l'altération des basaltes et que, d'autre part, le dépôt des substances minérales lessivées dans les cavités de roches scoriacées forme les *amygdaloïdes*. Cependant, on a l'habitude de ne pas considérer ces changements et métamorphoses que subissent les roches comme des manifestations du métamorphisme, et l'on réserve ce nom aux phénomènes, liés parfois avec des décompositions partielles, qui conduisent à la formation d'une roche nouvelle et souvent cristalline, laquelle peut d'ailleurs subir des décompositions ultérieures, ce qui ne peut guère être le cas chez les roches que nous venons de citer et qui sont des résidus d'altération.

On a reconnu comme causes évidentes du métamorphisme de certaines roches primitives : 1° les sources minérales et les eaux d'infiltration, 2° les exhalaisons volcaniques de gaz et de vapeurs, 3° le feu souterrain, 4° les roches éruptives. Les changements que déterminent ces causes sont des phénomènes locaux et leur limite d'action est à leur voisinage ; c'est au contact que l'action est le plus énergique et elle diminue et s'éteint avec la distance. C'est seulement sur les fondements les plus solides, aussi bien sur la démonstration de la cause des transformations, que sur l'observation de passages insensibles entre la roche métamorphisée et la roche mère primitive, que l'on est autorisé à considérer une roche comme métamorphique.

§ 13. **Modifications dans les roches par les sources minérales.** — L'action la plus puissante que l'on puisse classer sous ce chef est la *dolomitisation* de calcaires magnésiens, c'est-à-dire leur transformation en dolomie. La plupart des explications que l'on a voulu donner de ce phénomène n'ont qu'un intérêt historique, nous en rapporterons seulement deux à cause de leur vraisemblance.

1° Les eaux chargées d'acide carbonique agissent sur les calcaires magnésiens ; elles en retirent sous forme de bicarbonate une quantité plus ou moins grande de carbonate de chaux, et elles laissent ainsi une dolomie, c'est-à-dire un calcaire riche en magnésie (voyez p. 182). Avec cette augmentation relative du contenu en magnésie d'une roche calcaire primitivement peu dolomitique marche une diminution de volume due à l'enlèvement du carbonate de chaux.

2° Une solution de carbonate de magnésie dans une eau chargée d'acide carbonique agit sur les calcaires ordinaires ou déjà magnésiens, leur arrache du carbonate de chaux plus soluble que le carbonate de magnésie et dépose ainsi du carbonate de chaux et de magnésie. Cette action n'est pas nécessairement liée à une diminution de volume, et elle est

fondée sur ce que la solution de bicarbonate de magnésie enlève d'abord du carbonate de chaux au calcaire dolomitique, jusqu'à ce qu'elle soit assez saturée pour déposer de la dolomie cristalline. Mais, de cette manière, comme sa proportion en acide carbonique reste la même, elle redissout de nouveau une certaine quantité de carbonate de chaux, et elle continue ainsi à déposer de la dolomie aussi longtemps qu'elle contient du carbonate de magnésie, jusqu'à ce qu'elle forme une solution saturée de bicarbonate de chaux. Le carbonate de chaux se dépose enfin aux points où l'acide carbonique de la solution peut se dégager.

Cette hypothèse sur la marche de la dolomitisation trouve sa complète confirmation dans certaines pseudomorphoses de dolomie après le spath calcaire, où le cristal primitif se trouve transformé en dolomie cristalline grenue à la surface, tandis qu'il reste souvent encore un noyau de spath calcaire. Un gisement de dolomie près de Tharand est très-instructif et très-probant à cet égard. Entre des schistes argileux se montrent des zones de calcaire qui prennent les caractères de brèches au voisinage des porphyres ; ces brèches sont formées de fragments calcaires petits ou volumineux, aux angles vifs, soudés par une matière dolomitique cristalline quelquefois caverneuse, et presque toujours ces fragments sont transformés en dolomie. Ici, par conséquent, un amas meuble de débris calcaires a été traversé par une solution acide de carbonate de magnésie qui a déterminé aussi bien la cimentation des fragments par la dolomie cristalline que leur transformation progressive en dolomie. —Nous connaissons donc maintenant trois modes différents par lesquels peut se former la dolomie : 1° par séparation chimique directe, 2° par l'extraction du carbonate de chaux d'un calcaire magnésien, 3° par l'échange de carbonate de chaux, entraîné, contre du carbonate de magnésie.

Un autre exemple remarquable de métamorphisme par l'action de l'eau atmosphérique et de l'eau d'infiltration est la transformation du gypse en anhydrite. Nous en avons suffisamment parlé à la page 183. Il en est de même pour la métamorphose de la sidérose et des pyrites en limonite (p. 184).

Il faut ranger ici, enfin, le changement en *serpentine* des roches qui contiennent de l'augite, du mica, du hornblende, du grenat, de la diallage, de l'olivine et de la chondrodite ; par conséquent surtout de l'éklogite, de l'olivinite, de la diabase, du gabbro, des schistes amphiboliques, de la diorite. La serpentine représente donc le terme définitif d'une tendance à la production d'un silicate de magnésie hydraté moins attaquable par les agents atmosphériques ; il se réalise, non-seulement parce que cette combinaison demeure comme résidu de décomposition et de lessivage par des eaux chargées d'acide carbonique, mais encore aux dépens

des solutions de sulfate, carbonate ou chlorure de magnésie, aussitôt qu'ils rencontrent des silicates alcalins, du calcaire et de l'argile (voy. *Géologie dyn.*, p. 192).

§ 14. **Métamorphisme des roches par les vapeurs volcaniques.** — Les cratères des volcans et les fentes qui traversent le sol dans les régions volcaniques laissent échapper de l'acide carbonique, de la vapeur d'eau chaude, de l'acide chlorhydrique, de l'acide sulfhydrique, de l'acide sulfureux. L'acide sulfurique, produit de l'oxydation de ces deux derniers gaz, agit plus rapidement sur les roches voisines que l'acide carbonique, pour chasser l'acide silicique de ses combinaisons et, en se combinant aux bases, donne naissance à de nombreuses substances nouvelles. En général les roches, sous ces influences, changent leur couleur sombre ou noire et deviennent jaunâtres, ou d'un blanc éblouissant, perdent de leur dureté, sont poreuses, friables, et se changent finalement en matières argileuses ou tuffacées dans lesquelles les cristaux des minéraux le moins facilement attaquables restent quelquefois enfermés sans subir de modifications. Les décompositions sont particulièrement énergiques là où les courants de matières gazeuses sont accompagnés de vapeur d'eau ou de sources d'eau chaude. Ces phénomènes se montrent sur la plus vaste échelle dans les tufs palagonitiques de diverses localités d'Islande, où ces roches sont changées en couches d'argile alternativement blanches et bigarrées au moyen des acides sulfureux et sulfhydrique et de la vapeur d'eau qui s'échappent avec abondance par les fentes du sol. On a observé des faits analogues à Java, à l'île Vulcano, dans la Solfatare près de Naples, au pic de Ténériffe.

L'hyalithe, l'alun, les pyrites et surtout le gypse sont des produits de nouvelle formation de la vapeur d'eau acide et des matières extraites de la roche. L'action continue des fumerolles sur les roches trachytiques peut les transformer complétement en alunite comme dans le comté de Beregher, en Hongrie, et à Tolfa. De même, il n'est pas rare de voir une formation importante de gypse marcher de pair avec la métamorphose de tufs volcaniques en roches analogues à l'argile. La masse de tuf, complétement altérée, est alors traversée de filons de gypse fibreux et blanc, ou bien elle renferme des couches, des amas ou des groupes de cristaux lamellaires de ce même minéral (Islande, Lipari). Si le calcaire se trouve à proximité des fumerolles ou de sources qui contiennent de l'acide sulfhydrique, son acide carbonique est déplacé par l'acide sulfurique et la roche est transformée en gypse ; ce changement est accompagné quelquefois d'un dépôt de soufre. C'est ce qui a lieu à la Solfatare près de Naples, au lac Agnano et à la grotte de San Calogero (Lipari), où le calcaire donne l'albâtre le plus pur. — L'on voit que ce minéral peut avoir des origines

variées. Nous savons déjà que le gypse peut prendre naissance par précipitation directe (p. 278), par la décomposition réciproque du carbonate de chaux et des sulfates de fer, de cuivre et de zinc (p. 192), par une métamorphose de l'anhydrite (p. 183), par la décomposition de tufs volcaniques sous l'influence des fumerolles, et, enfin, par l'action des sources sulfureuses et des fumerolles sur le calcaire.

§ 15. **Métamorphoses des roches par la carbonisation.** — Les couches de houille et de lignites s'enflamment parfois spontanément et brûlent lentement et de proche en proche sur des étendues souvent considérables. Une des conséquences naturelles de ce phénomène est que les roches en relation avec ces matières enflammées, grès argileux, argiles schisteuses, argile, sont modifiées de la même manière que les briques par la cuisson. Après avoir subi longtemps une température très-élevée, elles deviennent scorifiées, frittées et quelquefois aussi vitrifiées, d'autres fois elles sont colorées en gris-bleu, en rougeâtre ou bigarrées; elles peuvent se présenter en scories bulleuses renfermant dans leurs cavités des fragments d'argile et de schistes argileux calcinés ou fondus. On peut constater tous ces phénomènes à Duttweiler près Sarrebrück, à Zwickau, par suite de l'incendie de dépôts houillers; à Bilin et à Karlsbad en Bohème, à Zittau en Saxe, où leur cause est dans la combustion des lignites.

§ 16. **Changements déterminés par les roches éruptives.** — Quand les roches éruptives sont injectées à l'état igné dans les fentes de la croûte terrestre, les parois du canal qui leur sert de passage, aussi bien que les fragments enfermés dans leur masse, subissent des modifications que l'on qualifie de métamorphoses de contact ; elles sont moins fréquentes qu'on ne le suppose généralement. Dans des points innombrables où l'on a observé le contact des roches éruptives avec les roches voisines, on n'a pu constater de changements dans ces dernières et l'on ne peut expliquer la susceptibilité d'autres roches par rapport à la chaleur. Les métamorphoses de contact, relativement rares, sont quelquefois dues à la masse éruptive fluide, mais, d'autres fois, les solutions aqueuses surchauffées, mélangées au magma éruptif, semblent jouer le rôle principal dans la métamorphose des roches avoisinantes. Les phénomènes de contact dus à la température communiquée aux parois du canal et aux roches voisines consistent en cuisson, combustion, vitrification, cristallisation et division en colonnes. Les phénomènes de vitrification, de frittement et de combustion, se montrent surtout nettement là où des roches volcaniques, comme par exemple les basaltes, ont arraché des fragments aux roches qu'elles traversaient et les ont conservés dans leur masse. Il n'est pas rare de les voir en petits fragments crevassés, scoriacés, durcis en porcelaine, fendus en petites colonnes, rougis par le feu ou autrement colorés ; il peut même

y avoir fonte complète de l'inclusion et, en sa place, des formations nouvelles peuvent remplir les cavités. Ces effets d'une haute température se montrent dans les fragments de schistes argileux et de grauwacke rejetés par les volcans de l'Eifel et du Roderberg au-dessus de Bonn, en compagnie de bombes, cendres et lapilli et, en outre, dans les débris de micaschistes, quartz et gneiss des amas de scories volcaniques du Kammerbühl, près d'Eger, qui sont parfois recouverts d'une croûte vitreuse. Les basaltes ont agi de même sur les grès, marnes et argiles qui les limitaient ; ils ont coloré les grès, les ont frittés en une sorte d'émail brillant et ont fondu en verre le ciment argilo-calcaire de certains grès, tandis que les grains de quartz restaient inaltérés (Oberellenbach dans la Basse-Hesse) ; ils ont changé en masses scoriacées des fragments de granite dont le feldspath a été fondu et le mica calciné (par exemple au Puy-de-Dôme). Enfin, certaines dolérites d'Islande ont provoqué une fusion complète de tuf et de phonolithe, dont elles ont fait une sorte d'obsidienne. Ces métamorphoses de contact sont beaucoup moins fréquentes chez les trachytes et elles sont rares chez les mélaphyres et porphyres. On ne les connaît guère chez les diabases et on ne les a pas encore observées pour le granite et la syénite. Un bel exemple de métamorphisme de contact dû au trachyte nous est fourni par un courant de lave du mont Thabor, à Ischia, qui a métamorphisé le sol sur lequel il coulait et dont l'influence se constate avec une rare netteté au nord de l'île, à la Punta della Scrofa (fig. 59). Dans la coupe de ce courant que nous mettons sous les yeux de nos lecteurs, *a* représente le courant trachytique, puissant de 10 mètres, scoriacé à la surface, massif à l'intérieur, scoriacé dans le bas et renfermant des fragments et des blocs d'un trachyte plus ancien. Sa limite inférieure est inégale, déchiquetée, parce que la lave a visiblement raviné le sol *b* alors encore plastique, argileux ; — *b* est une formation marine post-tertiaire, composée à sa partie supérieure d'argiles marneuses grises, riche dans ses niveaux plus profonds en petites bombes de pierre ponce et d'obsidienne, formée presque exclusivement, dans sa partie inférieure, d'amas de pierre ponce, de bombes scoriacées et de blocs d'obsidienne. Au contact avec le courant trachytique, les argiles marneuses se sont tout à fait calcinées, ont perdu leur couleur grise primitive et sont devenues jaunes ou rouges, mais, en même temps, elles se sont divisées d'une manière très-nette dans le sens vertical (*b'*). Cette action du

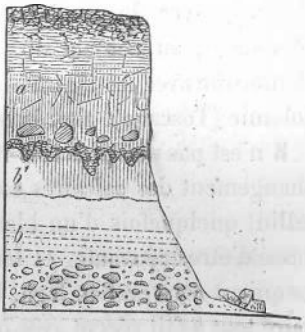


Fig. 59. — Métamorphose de contact par un courant de trachyte. *Punta della Scrofa à Ischia.*

trachyte s'est propagée à l'argile sur une distance de 2 à 3 mètres.

Le basalte, le trachyte et la phonolithe, de même que le mélaphyre et le porphyre, ont provoqué, sur un grand nombre de points, le changement des lignites en houille et en anthracite et celui de la houille en anthracite et en graphite. L'exploitation de mines étendues a permis de bien suivre cette action sur le Meissner. Le dépôt de lignite, épais là de 20 mètres, est recouvert directement d'un manteau de basalte et de dolérite (voy. p. 149), et se trouve fortement métamorphisé à son contact. Immédiatement sous le basalte, se trouve une mince couche de charbon argileux (Lettenkohle) qui montre tous les caractères de la calcination complète. Le charbon qui vient au-dessous est transformé en anthracite d'un brillant métallique, puis on trouve un charbon brillant partagé en colonnes, et plus bas, du jais en fragments, brillant comme du verre. Puis un charbon brillant, gras, suivi d'un charbon compacte, noir sombre, qui passe au lignite terreux sans valeur commerciale. La puissance de ces diverses couches charbonneuses ainsi modifiées par le basalte et la dolérite, en d'autres termes, l'épaisseur de la zone du métamorphisme de contact, s'élève à 5^{m} 30.

Une conséquence fréquente de la haute température communiquée aux roches voisines lors de l'éruption d'une masse à l'état igné est leur *division prismatique*, comme on l'observe dans la chemise des creusets des hauts fourneaux et au contact du basalte avec le grès bigarré (près de Büdingen), avec le *quadersandstein* (Zittau), avec l'argile et les lignites (Meissner), au contact du trachyte avec la houille (Commentry), de la phonolithe avec les lignites (nord de la Bohême), du felsitporphyre avec la dolomie (Toscane), avec la houille (Altwasser en Silésie).

Il n'est pas non plus très-rare de voir les roches éruptives déterminer le changement des calcaires compactes ordinaires en un marbre grenu, cristallin, quelquefois d'un blanc de neige ; dans ce cas, la stratification a cessé d'être apparente, et toute trace de restes organiques a disparu. C'est ce qui est arrivé à San Iago, l'une des îles du cap Vert, au contact d'un calcaire tout à fait récent avec un courant de lave. La même chose se répète à l'île Rathlin, sur la côte d'Antrim en Irlande. Ici, les couches sont traversées par deux filons parallèles de basalte, séparés l'un de l'autre par une masse de craie épaisse de 12 mètres (fig. 60). Celle-ci, traversée en outre par un autre filon épais de $0^{m}50$, est complétement changée en marbre. La même chose s'est passée à l'extérieur des filons basaltiques à une distance de 1 mètre, d'où le marbre passe insensiblement à la craie. Les pétrifications ont disparu sans laisser de traces dans la craie cristallisée qui les environnait. Certains calcaires des Pyrénées et de la Scandinavie ont été de même transformés en marbre par le granite et la

syénite, comme on le voit, par exemple, dans le défilé d'Escabar (Pyrénées), où le phénomène présente un haut intérêt. Là, des fragments calcaires d'âge silurien ont été enveloppés par la masse granitique en éruption et emportés à un niveau plus élevé. Ces fragments, qui atteignent parfois 0^m30 d'épaisseur, présentent à leur centre la même consistance que la roche mère dont ils proviennent et qui se trouve encore au plus profond de la montagne. Comme elle, ils sont en ce point d'un gris-bleu sombre, mais, vers la périphérie, ils deviennent de plus en plus cristallins, de couleur plus claire, jusqu'à ce qu'enfin l'enveloppe extérieure soit formée, sur une épaisseur de 0^m02, d'un marbre blanc à cristaux grossiers. On peut observer la même chose en différents points de l'île de Skye, où, communément, le calcaire à Ammonites et à Gryphées passe au marbre blanc cristallin au contact du granite syénitique et du felsitporphyre syénitique. C'est encore le cas du contact des filons de diabase avec les calcaires siluriens des environs de Christiania.

Toutes ces actions de contact des roches éruptives sur les roches voisines se laissent rapporter à une application de la chaleur pendant une plus ou moins longue durée, surtout si l'on admet que la conductibilité des roches traversées est augmentée par la présence de l'eau qui remplit les pores et les fentes et permet ainsi l'extension des phénomènes de contact. L'eau semble surtout jouer un rôle essentiel dans la cristallisation des calcaires.

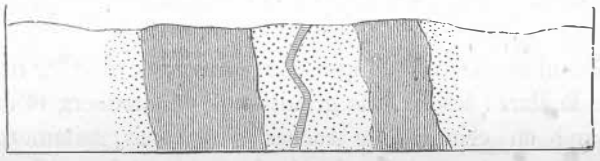


Fig. 60. — Craie changée en marbre au contact des basaltes.

Cependant G. Rose a récemment montré, par des observations répétées, que la chaleur sèche pouvait aussi changer la craie en marbre. Son expérience consiste à placer dans des tubes épais, fermés, du calcaire lithographique et de la boue de craie et à les soumettre longtemps à la plus forte chaleur de fusion : *sans se fondre*, cette craie est transformée en marbre à grains fins.

Les manifestations *hydato-thermiques* des métamorphoses de contact sont d'une autre nature, comme on le voit par la pénétration dans la roche voisine des solutions surchauffées échappées du magma éruptif. Ces solutions chaudes pénètrent dans les pores des roches voisines où elles déterminent la cristallisation, en même temps qu'elles déposent les éléments qu'elles tiennent dissous. Non-seulement elles modifient ainsi

la structure de ces roches, mais elles changent leur composition chimique. Ces phénomènes sont le plus frappants, là où des calcaires ordinaires ont été non-seulement transformés en marbre, ce qui aurait pu avoir lieu sans intervention de l'eau éruptive, mais où s'est faite en même temps une imprégnation de la zone de contact par des minéraux étrangers, principalement par des silicates calcaires, tels que le grenat, la vésuvienne, l'épidote, la hornblende, la grammatite et aussi la spinelle, le spathfluor, le mica (Pyrénées, Scandinavie, Alpes). Les plus connues de ces formations de contact sont celles de Predazzo en Tyrol, où, par l'action de la monzonite éruptive, le calcaire triasique a été changé en un marbre à grains fins, imprégné par endroits, jusqu'à une distance de 3 mètres, par la vésuvienne, le grenat, la gehlenite, la spinelle, le mica, le fer magnétique. On connaît aussi des exemples de calcaire tertiaire, imprégné de cristaux de leucite et de sodalithe au contact de lave leucitique (à la Somma). Une semblable métamorphose de contact due au granite change en *hornfels* la grauwacke et la grauwacke schisteuse (environs du Brocken). La métamorphose de ces roches sédimentaires en hornfels n'a pas eu lieu par suite de leur vitrification ou de leur frittement, mais par imprégnation de l'eau provenant du granite, qui tenait en solution les parties constituantes de cette dernière roche. Par suite, la teneur en acide silicique de la grauwacke schisteuse a été considérablement augmentée, le grenat, la tourmaline, les petits cristaux de feldspath, les lamelles de mica, se sont séparés, en un mot, la constitution minérale et chimique de la roche a été changée.

Les phénomènes de contact que nous venons de décrire ne sont pas isolés dans le Harz ; les massifs granitiques du Ramberg et du Brocken sont entourés en ceinture de roches siluriennes métamorphisées en hornfels et en schistes tachetés (Fleckschiefern), et les schistes argileux, au contact de la diabase, abondante dans ces points, ont été changés en spilosite et en desmonite. Les phénomènes analogues ne sont pas rares : nous citerons encore le contact du granite avec le calcaire silurien et les schistes argilo-calcaires du mont Konnerud au sud-ouest de Christiania. Là, le granite forme un filon qui s'étend en nappe dans le silurien : de sa surface irrégulièrement ondulée s'élèvent des apophyses nombreuses qui ont quelquefois 100 mètres de long et qui pénètrent dans les terrains sus-jacents. Les couches siluriennes sont complétement métamorphisées par le granite ; le calcaire est devenu du marbre, et les schistes, sur une puissance de 70 mètres, se sont changés en une roche cristalline schisteuse dont les diverses couches, de couleur grise, verte, brune ou blanche, correspondent à des masses schisteuses incomplétement développées de grenat, d'épidote, ou à des sortes de mélanges gneissiques de mica

brun, de quartz et de feldspath. Des rognons de schistes siluriens sont transformés en nodules de grenat brun.

Un autre phénomène de contact déterminé encore par les eaux éruptives du granite, selon certains géologues, est le changement des schistes argileux en schistes tachetés, noueux, fasciculés, etc. (Fleck-, Fruchts-, Knoten-, Garbenschiefer), les schistes chiastolithiques, les micaschistes quartzifères et la cornubianite. Dans toutes ces métamorphoses, les schistes argileux, en se rapprochant du granite, prennent une texture finement écailleuse, cristalline ; des lamelles de mica, de petits grains de quartz, apparaissent un peu à la fois à leur intérieur, deviennent plus abondants, augmentent en volume et se développent en même temps dans la roche sous forme de taches sombres, de concrétions en faisceaux ou perlées. Les cristaux de chiastolithe et de feldspath devenant de plus en plus abondants peuvent aussi, selon que les schistes argileux se rapprochent du granite, finir par leur donner l'apparence de schistes chiastolithiques ou de micaschistes felsdpathiques. Il n'est pas rare que ces produits de métamorphose entourent de tous côtés les masses granitiques qui s'élèvent comme des îles sur un territoire schisteux. Cela se voit surtout dans les parties granitiques des Cornouailles, comme en Bretagne et dans les Pyrénées, dans les montagnes schisteuses de la Saxe, etc. On peut se demander si certaines roches cristallines adossées au granite et à la syénite doivent à ceux-ci leurs caractères et ont été métamorphisées par eux : il faut établir la nature éruptive de ces granites et de ces syénites pour résoudre a question. Au voisinage de certains granites gneissiques, laurentiens ou appartenant à la formation gneissique primitive que l'on avait faussement considérés comme éruptifs, se rencontrent des calcaires cristallins qui, à leur contact immédiat avec ces roches, plus anciennes qu'eux, deviennent riches en minéraux accessoires. Ils reposent en concordance ou alternent avec elles ou avec leurs variétés schisteuses : le calcaire et le granite gneissique sont donc là des membres d'un même complexe de couches. Ces dispositions, que l'on observe surtout dans l'Amérique du Nord, sont données quelquefois comme exemples typiques des métamorphoses hydato-thermiques produites par le contact du granite.

Un autre exemple significatif peut trouver place ici. Naguère encore on tenait le gneiss cordiéritique, qui affleure en divers points des montagnes granulitiques de Saxe, comme un produit métamorphique des schistes argileux déterminé par la granulite, que l'on croyait éruptive, et l'on démontrait par l'analyse chimique la voie suivie par la métamorphose. Mais l'on a reconnu que la granulite n'était nullement éruptive, qu'elle formait une roche schisteuse cristalline, que le gneiss cordiéritique n'était pas un accident, mais qu'il était bien intercalé au système de couches

dont il était un membre. On ne peut donc plus parler dans ce cas de métamorphose hydato-chimique.

La théorie du métamorphisme hydato-chimique de contact a trouvé un important appui dans certaines expériences de *Daubrée* sur l'action de l'eau surchauffée sur les agrégats minéraux et les substances minérales.

De l'eau pure chauffée à 300° R. et maintenue longtemps à cette température change des fragments d'obsidienne en trachyte cristallin finement grenu, le verre devient une masse kaolinique formée principalement de cristaux de quartz et d'aiguilles de wollastonite. L'observation de l'eau thermale de Plombières, riche en substances minérales et surtout en silicates d'alcalis, a montré que cette eau avait déposé dans les fentes, crevasses et pores des constructions romaines de cette station, de la chabasite, de l'apophyllite, de l'hyalithe, du spath-fluor, de l'aragonite, du calcaire spathique, etc.; que par conséquent il s'est passé là quelque chose d'analogue à la formation de zéolithes et de carbonates à l'intérieur des amygdaloïdes. Ces eaux thermales surchauffées, concentrées par la vapororisation, ont changé le kaolin en cristaux de feldspath et dans la masse kaolinique résultant de la décomposition du verre il s'est formé de petits cristaux de diopside, — résultats remarquables, qui se laissent très-bien interpréter par le métamorphisme hydato-chimique de contact.

§ 17. **Théorie du métamorphisme général.** — Nous nous sommes occupé jusqu'ici d'une série de roches dont nous avons pu expliquer l'origine et la manière d'être actuelle avec une apparente certitude, mais il existe en outre de puissantes séries de couches de gneiss, de micaschistes, de schistes amphiboliques, de schistes chloritifères, de talcschistes et de granulites avec des granites et syénites intercalés, sur le mode de formation desquels les géologues sont loin d'être fixés. Ces roches ne forment pas seulement ces systèmes de couches cristallines schisteuses et gneissiques de plus de 30 000 mètres de puissance, désignées sous les noms de laurentien et de huronien et qui sont les plus anciennes formations connues : elles se répètent dans diverses périodes plus récentes, comme des séries intercalées en concordance aux autres couches, entre les vrais grès calcaires et les schistes argileux fossilifères, comme on peut l'observer dans le silurien de la Norvége et du nord de la Suède, dans le silurien d'Écosse, dans le jurassique, dans la craie et l'éocène des Alpes centrales. On ne peut mettre en doute l'origine sédimentaire de tous ces gneiss et surtout de tous ces schistes cristallins : leur division en couches parallèles est exactement celle des calcaires, schistes et grès fossilifères, et d'innombrables couches alternantes formées par les roches les plus diverses se tiennent en concordance de stratification avec elles. Les calcaires dolomitiques de la formation schisteuse présilurienne sont en couches aussi nettes que

les calcaires ondulés (wellenkalk) du trias; on trouve entre eux des couches régulières de quartzites, poudingues, grès grossiers et schistes argileux. Leur surface de stratification en certaines localités est recouverte de sillons d'ondulation très-nets; elles alternent dans la plus grande régularité avec les gneiss, les schistes chloriteux et amphiboliques, les talcschistes et les micaschistes, entre elles se trouvent des amas de granite, des couches de fer magnétique et de graphite avec des complexes de schistes graphitiques, et enfin, ils passent aux couches siluriennes fossilifères ou sont intercalés entre des couches riches en fossiles de formations plus récentes. Toutes ces raisons parlent en faveur de l'origine sédimentaire des gneiss et schistes cristallisés qui nous occupent. Leurs caractères actuels, selon la plupart des géologues, ne sont pas leurs caractères primitifs, mais, au cours des temps, ces roches primitivement clastiques ont subi une métamorphose, et elles ont pris la structure cristalline et les caractères pétrographiques qu'on leur voit aujourd'hui. La nature et la cause de ces changements sont très discutées. Les uns considèrent les faits dont nous venons de parler comme résultant de la haute température dégagée par la masse centrale de la terre en fusion, les autres veulent voir là des actions hydrochimiques, c'est-à-dire des actions chimiques engagées par l'eau qui a traversé ces roches. En d'autres termes, on les considère d'un côté comme une manifestation du *vulcanisme*, d'un autre côté, comme le résultat des actions *atmosphériques*.

Métamorphisme plutonique. D'après l'opinion de Hutton, défendue plus tard principalement par Lyell et Cotta, le métamorphisme des sédiments primitifs est la conséquence de l'action persistante de la chaleur centrale de la terre, conjointement à la pression des couches sus-jacentes : les parties les plus inférieures ont été fondues, les supérieures ont subi une cristallisation intime, avec échange de certaines parties, et modification de structure. Les eaux, qui primitivement remplissaient les pores des roches sédimentaires et augmentaient ainsi leur conductibilité, qui d'ailleurs, surchauffées, avaient une action de dissolution et de destruction importante, jouaient un très-grand rôle dans ces processus, de même que les gaz et les vapeurs qui s'élevaient du noyau terrestre et pénétraient les dépôts. D'après cette théorie du métamorphisme le gneiss n'est rien autre chose que du grès modifié par une demi-fusion, la phyllite, une argile modifiée par la chaleur ; les schistes amphiboliques sont des schistes argileux changés par l'application d'une haute température, le calcaire cristallin est un calcaire ordinaire, mais fondu.

Comme l'action métamorphique de la matière en fusion diminue en intensité du centre vers la périphérie, ce sont les couches situées plus profondément qui, d'ordinaire, sont le plus influencées par elles. C'est pour cela

que le gneiss est toujours à la base, qu'après lui viennent les micaschistes et les schistes amphiboliques, et enfin la phyllite, encore plus analogue aux schistes argileux. Si, au lieu d'un ramollissement partiel, il s'est fait une fusion complète de la masse sédimentaire, celle-ci peut s'élever à l'état plastique dans les fentes comme nos laves volcaniques, et se solidifier en *granite* et en *syénite*. Ces roches ont donc leur foyer d'éruption dans les niveaux plus élevés de la croûte terrestre autrefois à l'état de fond de mer.

Cette théorie suppose que la température de l'intérieur de la terre passe progressivement à un niveau plus élevé et principalement dans les roches sédimentaires laissées par les plus anciens océans. Elle veut que par suite de l'exhaussement du niveau du sol par le dépôt de puissants systèmes de couches, les températures constantes de la croûte terrestre (surfaces chtonisothermes) aillent s'élevant en niveau. De cette manière, la température de formations primitivement superficielles d'un bassin profond d'environ 3300 mètres s'élèverait de 100 degrés environ par le remplissage de ce bassin. Les phénomènes de ce métamorphisme *hypogène* ou *plutonique* déterminés par l'influence de la chaleur pendant la durée des époques géologiques trouvent leurs analogues dans certains phénomènes de métamorphose de contact par suite desquels les schistes argileux, par exemple, ont été transformés en micaschistes, en schistes chiastolithiques et en gneiss par l'action du granite éruptif. Si l'on applique cette théorie à l'origine de toutes les roches silicatées cristallines et stratifiées, on laisse *complétement dans l'obscurité* le fait que des complexes de vrais gneiss avec des intercalations granitiques, de même que des schistes cristallins, reposent sur des couches sédimentaires fossilifères *non métamorphisées* et sont recouvertes par elles directement et en concordance.

Métamorphisme hydrochimique. En opposition à cette théorie on oppose la théorie *hydrochimique* qui, d'après Bischof principalement, ne tient pas compte d'une influence plutonique de la chaleur, mais reconnaît pour cause de ce grand phénomène l'action des eaux qui traversent les roches pendant une longue durée. C'est donc la continuation dans la profondeur du globe des actions qui se passent à la surface et dont l'eau est le point de départ (p. 178). L'eau, qui contient de l'acide carbonique et de l'oyxgène, en tombant de l'atmosphère, pénètre les roches voisines de la surface, perd son oxygène, employé à l'oxydation, en même temps que l'acide carbonique lui est enlevé par la décomposition de certains silicates. Au lieu de ces gaz, l'eau est alors chargée de substances minérales qu'elle porte dans des couches plus profondes, changeant ainsi la structure des roches. Les silicates calcaires et alcalins emmenés en solution s'unissent à ceux qui existent déjà pour former des silicates composés (par exemple :

feldspath, mica), lesquels, par suite de l'extrême lenteur de l'action, se déposent à l'état cristallin. Les silicates simples contiennent de l'acide silicique en quantité plus grande que les silicates doubles qu'ils forment en se combinant entre eux, il y a donc séparation de quartz. Le métamorphisme hydrochimique des roches consiste, en résumé, dans l'apport aux niveaux profonds de minéraux en solution enlevés aux niveaux supérieurs, par des actions réciproques de combinaison et de décomposition entre ces solutions et les roches qu'elles traversent, et enfin dans la formation lente de nouveaux cristaux au sein de ces solutions : il transforme donc complétement les combinaisons chimiques, la constitution pétrographique et la structure des roches primitives. Malgré la pression des couches sus-jacentes, malgré l'accroissement de température qui vient à leur aide, ces actions exigent un temps énorme pour leur accomplissement. — La conséquence naturelle de cette théorie est que, par exemple, un même calcaire, selon la nature des solutions minérales qui circulent à son intérieur et, par suite, selon les modifications chimiques qu'il subit, peut se développer en un point en roche pyroxénique ou amphibolique, ailleurs, en roche granitique ou en épidote, ailleurs encore en une roche quartzeuse ou feldspathique.

La principale objection à la théorie du métamorphisme hydro-chimique est celle-ci: Elle réclame pour transformer les roches de plus longs intervalles de temps que ceux, par exemple, qui se sont écoulés depuis le silurien jusqu'à nos jours pour toutes les formations ; car, depuis le silurien, là où elles sont normalement développées, les roches ne sont pas encore métamorphisées. Or, toutes les formations paléozoïques et surtout les systèmes de couches cambriennes et siluriennes, qui reposent directement sur les schistes cristallins, contiennent des galets de gneiss et de schistes cristallins, dont l'aspect est exactement le même que celui de la roche mère. Ces prétendus lents processus de métamorphose des formations présiluriennes étaient donc déjà terminés lors du commencement de la période silurienne ; mais il ne peut plus être question alors d'une transformation lente, car, s'il en était ainsi, toutes nos formations paléozoïques seraient depuis longtemps transformées en schistes et gneiss cristallins.

Mode primitif de formation cristalline. Outre cette dernière objection et celle faite plus haut au métamorphisme plutonique, quelques géologues en font encore valoir d'autres qui montrent que, au lieu d'avoir subi un métamorphisme général de cette espèce, les plus anciennes roches sédimentaires, au contraire, ont conservé le caractère qu'elles avaient primitivement — le mot primitivement employé ici dans le même sens que s'il s'agissait de schistes argileux, de conglomérats, de grès, de marnes schisteuses, etc. A côté de ces deux objections nous pouvons encore placer les sui-

vantes : 3) Partout où l'on connaît la formation présilurienne, comme dans les Indes, en Scandinavie, au Canada ou en Bavière, elle se divise de la même manière, possède la même structure pétrographique et ses couches isolées fournissent les mêmes alternances des roches les plus diverses. Cette concordance absolue des caractères pétrographiques dans une série de couches puissante de plus de 30,000 mètres ne peut être attribuée à la pénétration des eaux dans la roche. 4) La nature des roches de la formation schisto-gneissique qui se succèdent aussi bien en minces lames qu'en masses puissantes est toujours en parfait accord avec les divisions que forment les couches, et la séparation des strates marche de concert avec leur changement de nature. Les éléments de ces couches ont été successivement modifiés avec les conditions qui les produisaient. Si le métamorphisme eût été hydrochimique, au contraire, par suite du changement des matériaux, des roches assez uniformes se seraient déposées, mais elles n'auraient pas souvent changé complétement leur facies sur de faibles étendues. 5) La disposition des lamelles de mica toujours parallèles aux couches et celle des colonnes de hornblende dans les micaschistes et les schistes amphiboliques, l'enveloppement de cristaux accessoires, comme par exemple le grenat, par des lamelles de mica, se laissent seulement expliquer par une précipitation chimique. 6) L'opinion de quelques géologues que le facies cristallin des roches éruptives n'est que secondaire, et qu'il a été pris progressivement par une masse d'abord homogène, repose sur une contradiction, car on refuse avec raison d'admettre qu'un cristal de sanidine du volume du pouce, par exemple, ait pu trouver place pour se former et s'accroître au sein d'une masse solide lui opposant une résistance énergique. L'on ne peut voir de différence entre ces idées et celle qui admet le développement progressif du feldspath, du mica, du hornblende, de la tourmaline, du grenat, de la spinelle, du rutile, du spath-fluor, de l'apatite, de la staurolithe, etc., au sein d'une roche sédimentaire solide, par suite de métamorphoses hydro-chimiques. On a fait valoir, avec raison d'ailleurs, la présence de cristaux d'orthoclase et de sanidine brisés et séparés par la matière fondamentale des trachytes et porphyres, pour soutenir que ces cristaux feldspathiques étaient formés avant la solidification de la masse qui les entoure. La même conséquence peut être tirée de ces individus cristallins accessoires dont nous avons déjà parlé et que l'on trouve dans la formation schisto-gneissique (zircon et grenat) dont les fragments sont aussi séparés. On peut faire cette observation, par exemple, dans les schistes chloriteux, où des cristaux microscopiques en colonne, de nature inconnue, sont quelquefois brisés en 5 ou 6 pièces. 7) Si la théorie du métamorphisme général (par exemple le changement de vraies roches argileuses en gneiss ou micaschistes) répond aux processus naturels, on réussirait facilement à suivre

cette métamorphose dans ses différents stades par l'analyse microscopique, de même que l'on a pu observer la marche du phénomène inverse, celui de la transformation d'une roche cristalline en ses produits de décomposition. Le microscope permet de reconnaître comment le fer magnétique se transforme en ocre, le feldspath en kaolin, l'olivine en serpentine ; il montre que des cristaux homogènes de leucite et de boracite, l'augite et la noséane, deviennent des agrégats fibreux en se décomposant, mais l'observation n'a jamais été faite d'un cristal de feldspath ou d'une lamelle de mica, formé par l'argile, de l'orthoclase ou du plagioclase, naissant aux dépens du kaolin, de l'augite ou de la hornblende, résultant de la métamorphose et de l'apport par les eaux des matières minérales constituantes qui leur manquaient encore. En revanche, le microscope montre de la manière la plus indubitable que là où se rencontrent des parties constituantes micro-cristallines dans une roche d'apparence clastique (par exemple dans les schistes argileux), ces cristaux ne sont pas le résultat de métamorphoses, mais peuvent bien plutôt être considérés comme des formations primitives.

D'ailleurs, dans la plus grande région des terrains cristallins présiluriens d'Allemagne, dans les montagnes limitant la Bavière à l'est, on ne peut faire, d'après Gümbel, aucune observation qui autorise l'hypothèse de l'origine des schistes argileux primitifs, des micaschistes et des gneiss par les actions hydro-chimiques ou plutoniques. Le passage constant de ces différents groupes de roches les unes aux autres, l'identité ou l'analogie de leurs parties constituantes accessoires, les nuances dans leur succession et le mélange de leurs parties constituantes essentielles, montrent bien que les membres des formations azoïques sont le produit direct d'une cristallisation.

En opposition aux théories que nous venons d'exposer sur le métamorphisme général, nous allons donner l'hypothèse qui admet l'*état primitivement sédimentaire des plus anciennes formations.*

La terre, perdant son état de fusion par le rayonnement dans l'espace, se recouvrit d'une enveloppe scoriacée, soumise à la pression d'une atmosphère dans laquelle se trouvaient à l'état de gaz et de vapeurs tout le carbone et tout l'acide carbonique fixés aujourd'hui dans les êtres organisés, toute l'eau qui recouvre la surface du sol ou est cachée dans sa profondeur. Sous cette pression, plus forte que la pression actuelle, l'eau pouvait se condenser à une température plus élevée qu'aujourd'hui et la surface de la terre se recouvrit d'une mer d'eaux surchauffées. Celles-ci commencèrent énergiquement leur action de destruction et de dissolution sur la croûte solidifiée et, par un refroidissement lent, elles laissèrent tomber les éléments qu'elles tenaient en solution, fournissant ainsi l'élément cristallin des schistes gneissiques et des micaschistes. Plus

tard, la formation des dépôts par voie chimique faisant place de plus en plus aux formations de cause mécanique, les éléments des schistes argileux se déposèrent à leur tour. Il ne faut pas oublier que le point de cristallisation des nombreuses substances minérales alors en solution dépendait de leur rapport avec les autres corps dissous et, par conséquent, était en variation continuelle. Dans les mers primitives, les causes de cette variabilité étaient la séparation plus ou moins rapide et plus ou moins abondante de certains minéraux, la marche inégale de leur dissolution et de leur décomposition. Par suite de cette inconstance dans les proportions des substances dissoutes dans les mers d'abord chaudes, et maintenant refroidies, un changement considérable se fit dans les dépôts ; certains corps qui, dissous isolément dans l'eau, avaient des points de cristallisation différents, purent, par un mélange de leurs solutions, se précipiter simultanément ou en une série inverse.

Zirkel a montré depuis peu que les vrais schistes argileux paléozoïques, clastiques et fossilifères, n'étaient pas uniquement formés de fragments de roches, mais qu'ils contenaient aussi des *ségrégations cristallines primitives*, petites colonnes de hornblende, lamelles de mica, grains de quartz riches en inclusions liquides, soudés avec les autres éléments de la roche. Les argiles schisteuses des formations récentes contiennent aussi, d'après Rudolph Credner, de ces parties cristallines. Ce résultat confirme la théorie de l'origine primitivement cristalline pour d'autres complexes de couches. Dans la succession régulière des gneiss, des micaschistes, des phyllites et enfin des schistes paléozoïques fossilifères, il n'entre donc en jeu qu'une même force de ségrégation dont les effets se modifient seulement quant à la matière sur laquelle elle agit et selon les conditions extérieures, subissent un ralentissement de cause purement chimique en même temps que les causes mécaniques ou déterminées par la vie organique prennent plus d'empire et que la tendance à la ségrégation des parties cristallines diminue.

Les dépôts locaux et sporadiques de roches silicatées cristallines, entre des roches sédimentaires, clastiques et fossilifères, peuvent être considérés comme le résultat de l'action de sources minérales sur des sédiments encore tout récents.

CINQUIÈME PARTIE

GÉOLOGIE ARCHITECTONIQUE

Le but de la géologie architectonique est de rechercher de quelle manière les roches dont nous avons étudié précédemment la composition et l'origine ont été employées à la structure de la croûte terrestre, quelle forme ont les roches en elles-mêmes, comment elles sont unies entre elles. Elle se propose, en un mot, d'étudier l'*architecture* de la terre. La croûte terrestre est construite de *terrains*. Sous le nom de *terrain* on comprend une grande masse rocheuse caractérisée et individualisée par la matière qui la compose, sa forme, sa disposition. Selon que leur origine est sédimentaire ou éruptive, on les partage en terrains *massifs* et terrains *stratifiés*. En sous-ordre au point de vue géologique, quoique très-importants au point de vue économique, sont les gisements minéraux en *nappes* ou en *filons*.

a. Terrains stratifiés.

§ 1. **Couches**. — Les terrains stratifiés sont formés d'une série régulière de couches reposant les unes sur les autres, ce qui les distingue des terrains en masse. Une couche est une masse rocheuse limitée par des surfaces à peu près parallèles, dont l'origine est généralement sédimentaire. Les faces limitantes d'une couche s'appellent *surfaces de stratification*. Le parallélisme caractéristique des vraies roches stratifiées n'existe pas seulement pour les surfaces de stratification, mais on l'observe très-communément aussi dans la structure de la couche elle-même, par des raies de couleur plus claire ou plus foncée, par des zones fossilifères, par des bandes dont les éléments sont plus grossiers ou plus fins, etc. La *stratification diagonale* est une exception relativement rare à cette règle, elle est restreinte aux grès : à l'intérieur d'un banc de grès limité par des faces parallèles, on voit une stratification transversale et des raies ou bandes

obliques (figure 61), que l'on doit rapporter comme cause à l'action des marées. Dans d'autres grès, de la formation carbonifère à l'époque actuelle, il n'est pas rare de rencontrer un parallélisme inégal de structure qui change brusquement de direction à de courtes distances et sans aucune transition (fig. 62). Dans une même couche on peut alors distinguer beaucoup de petits systèmes de structure parallèle disposés sans régularité les

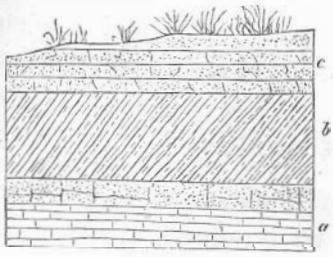


Fig. 61. — Stratification parallèle diagonale dans les grès de Suhler Neudorf en Thüringer Wald.

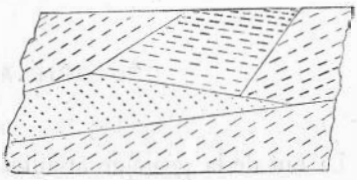


Fig. 62. — Stratification inégale.

uns par rapport aux autres, et présentant d'ordinaire de petites différences dans leur composition et leur couleur.

Ces couches sont formées, dans la plupart des cas, par le dépôt des matières tenues en suspension ou en solution dans les eaux. Les surfaces qui séparent les couches correspondent à une interruption, à une pause ou à un changement dans les conditions déterminantes ; aussi les couches formées par les grès et les calcaires sont-elles souvent séparées par une mince couche d'argile ou de glaise, et on trouve à la surface des couches les restes des anciens habitants de la mer dans la situation qu'ils ont prise en tombant sur le sol. L'épaisseur d'une couche est appelée sa *puissance;* elle peut être de moins d'un pouce ou de plusieurs pieds et peut varier en différents points de son étendue ; elle diminue assez régulièrement vers ses bords. Dans ce cas, ses surfaces se rapprochent de plus en plus jusqu'à se couper.

Ce phénomène d'une couche qui se *dispose en coin* n'est bien appréciable d'ordinaire que si l'on compare la puissance de deux points éloignés d'une même couche. S'il arrive qu'une masse rocheuse de faible importance présente cette disposition de tous côtés, elle prend le nom d'*amas lenticulaire*. Si les contours de ces dépôts sont très-irréguliers et s'ils possèdent en même temps des dimensions considérables, on les appelle des stocks (gypse, sel gemme). Des couches particulièrement puissantes prennent le nom de *bancs*. Le point où une couche vient couper la surface du sol, sous un angle droit ou un angle oblique, s'appelle son *affleure-*

ment lorsqu'elle est en situation horizontale ou inclinée ; si elle est en situation verticale ou à peu près, on l'appelle une *tête de couche*.

Les surfaces des couches, tant supérieures qu'inférieures, sont d'ordinaire unies ; elles présentent quelquefois cependant des particularités en étroits rapports avec leur formation. Ici se rangent les sillons ondulés, les traces de gouttes de pluie, les réseaux de bourrelets, les pseudomorphoses de sel gemme, les traces de pas d'animaux, et beaucoup d'autres indices de la vie organique. Sur les côtes marines sableuses ou boueuses et unies, il se produit, par le choc des vagues dans le flux et le reflux, des élévations et dépressions ondulées, étendues. Si un sol qui présente ces particularités se durcit et est ensuite recouvert par les sédiments, les sillons se trouvent conservés dans leur forme et s'impriment en creux dans la couche qui les recouvre. On rencontre les sillons aux surfaces de stratification de beaucoup de grès, grauwackes, schistes argileux, quartzites et minerais de fer siliceux, même dans la formation schisteuse ou huronienne (en des points isolés de la côte sud du lac Supérieur). A la surface de certaines couches sableuses et argileuses, on peut observer de petites impressions arrondies que l'on rapporte à la chute des gouttes de pluie à marée basse, sur un sol boueux ou sableux ; elles ont été remplies de sable par le flot et ainsi préservées. Par suite du desséchement d'une couche de boue pendant que la mer s'était retirée se sont formées des crevasses en réseau qui ont été remplies par les dépôts du flot suivant et qui apparaissent sous forme de bourrelets, à la face inférieure de la couche nouvellement formée. C'est de la même manière qu'ont été conservées les traces de pieds des animaux. Très-souvent, les surfaces de stratification sont recouvertes des restes des habitants de la mer qui a formé les dépôts, souvent enfin, on peut observer le phénomène de deux couches séparées par de minces lits d'une autre matière, par une lisière.

§ 2. **Séries de couches.** — Par séries de couches, groupes de couches ou systèmes de couches, on entend une succession de strates concordants. La concordance des couches n'est déterminée ni par la ressemblance des fossiles seulement, ni par une identité dans les caractères pétrographiques, mais par le parallélisme des couches entre elles. Une série de couches est, par conséquent, le produit d'un dépôt continu, non interrompu, au fond d'une mer ou d'un lac.

La liaison en un système de couches souvent différentes au point de vue pétrographique peut être plus ou moins étroite. Elle l'est le moins là où des couches de nature hétérogène alternent sans ordre et brusquement, sans passages intermédiaires. La plus étroite connexion est due au passage insensible des éléments d'une couche à ceux d'une autre couche. Ainsi, des grès pauvres en ciment dans leurs couches inférieures s'enri-

chissent de plus en plus de la matière argileuse qui les relie, jusqu'à ce qu'elle prédomine sur les grains de quartz, que ceux-ci, même, disparaissent complétement et que les couches les plus récentes de la formation soient des schistes argileux purs ou sableux. Par la trituration de leurs galets et en se chargeant de marne et d'argile, les conglomérats deviennent des grès, des calcaires ; les gneiss se transforment en micaschistes en perdant leur feldspath et en accentuant davantage leur structure schisteuse. Lorsque des groupes de couches ou des couches isolées sont liées entre elles par l'alternance, il y a parmi les couches d'une espèce de roche des lits d'une autre espèce, d'abord rares et minces et qui augmentent ensuite en puissance, jusqu'à ce que, par ce remplacement progressif, la roche d'abord prédominante soit complétement disparue. Ces connexions par alternance peuvent surtout s'observer chez les calcaires cristallins, les micaschistes et les chloroschistes. La liaison de couches pétrographiquement différente se manifeste aussi par le développement *de concrétions* dans une direction quelconque. D'abord rares, peu importantes, elles augmentent en dimensions et finissent par remplacer la matière rocheuse au sein de laquelle elles étaient primitivement clairsemées.

Des modifications dans les éléments d'une roche peuvent aussi se montrer à l'intérieur d'une même couche. Dans le paragraphe précédent, nous avions affaire à des dépôts marins qui changeaient de nature au cours des époques géologiques : il s'agit ici de dépôts synchrones, mais de nature variable dans différents points, qui donnent naissance à un mode de liaison tout à fait particulier, à l'*alternance en coins*. Nous en voyons un exemple dans la figure 63 où deux terrains, l'un calcaire A, et l'autre formé de grès B, par exemple, sont indépendants l'un de l'autre à une assez grande distance. On voit, à une distance moindre, les couches de calcaire devenir plus minces dans la direction des couches de grès, diminuer progressivement et se disposer en coin, tandis que, en même temps, les couches de grès qui s'intercalent aux couches calcaires avancent de plus en plus entre celles-ci et gagnent en puissance jusqu'à ce qu'elles forment à elles seules toute la série des couches. L'observateur voit naturellement,



Fig 63.

la même chose, s'il va de B en A ; seulement, dans ce cas, c'est le grès qui diminue et est remplacé progressivement.

§ 3. **Situation des couches ; bouleversement des couches par redres-**

sement. — Tous les dépôts formés par l'eau au sein de la mer ou des lacs prennent une situation horizontale ou faiblement inclinée, qu'ils ne gardent cependant que rarement (couches siluriennes du nord-ouest de la Russie, quadersandstein de la Suisse saxonne, formation carbonifère de l'ouest des Alleghanies, etc.); la plupart du temps, ils changent cette disposition pour une autre par suite de *bouleversements*.

Le changement dans la symétrie primitive des couches se manifeste : 1° par leur redressement pur et simple; 2° par leur courbure, leur plissement, leur brisement; 3° par leur crevassement, leur renversement, leur glissement. La cause de ces modifications des couches de la croûte terrestre doit être recherchée : (*a*) dans les soulèvements volcaniques locaux plus ou moins intenses (p. 165); (*b*) dans la pression latérale déterminée par le soulèvement de contrées voisines et principalement par la contraction due au refroidissement de la croûte terrestre; (*c*) peut-être, mais rarement et sur une échelle restreinte, dans les éruptions locales (p. 275); (*d*) dans la diminution de volume que subissent les couches inférieures par suite de leur dessèchement, de leur carbonisation, ou de leur lessivage; (*e*) dans le transport de formations entières, comme des amas de gypse ou des dépôts de sel, par l'eau (p. 205); (*f*) enfin, dans l'augmentation de volume due à l'eau dont s'emparent certaines roches (changement de l'anhydrite en gypse, p. 183; gonflements locaux d'argiles plastiques).

Dans le *redressement simple*, les couches, au lieu de conserver leur situation primitivement horizontale, deviennent plus ou moins inclinées; souvent aussi elles prennent la perpendiculaire et quelquefois même elles sont renversées. Que ces couches aient été primitivement horizontales, cela résulte de tout ce que nous savons sur la manière dont se comportent les sédiments, et la présence dans des couches droites de fragments roulés lenticulaires ou aplatis disposés les uns sur les autres, les bords tranchants se regardant, le grand axe parallèle aux surfaces de stratification, vient corroborer cette opinion, et en effet, il n'est pas possible qu'ils aient été déposés dans cette situation postérieurement. La disposition horizontale ou fortement inclinée des fossiles, les racines des arbres restées en place et disposées perpendiculairement à la surface de la couche, conduisent aux mêmes conclusions. Ces végétaux ont quitté leur situation primitive pour une disposition horizontale, alors qu'ils étaient depuis longtemps entourés de sédiments, par suite du relèvement des couches qui les portaient.

Si dans son mouvement le terrain soulevé dépasse la perpendiculaire, il y a *renversement*, et les couches les plus inférieures de la série qui se trouve ainsi rejetée peuvent devenir supérieures. On peut voir des redressements de cette nature au bord du Harz (Goslar et Oker), où la craie est recouverte

par le jurassique blanc, celui-ci par le jurassique brun et le lias, le lias par les formations anciennes jusqu'au dévonien, tandis que la disposition était d'abord absolument inverse. — Certaines particularités remarquables des séries de couches qui forment les Alpes peuvent avoir eu la même origine.

Lorsque, dans un redressement de cette nature, des couches déjà solidifiées (fig. 64, A et C) alternent avec d'autres de consistance plastique (B), état dans lequel se maintient longtemps l'argile déposée en fines particules, il se fait un tassement de leur masse de haut en bas et toute la série de couches superposées glisse sur le plan incliné qui se forme ainsi. De cette manière, les parties les plus profondes des couches encore plastiques sont soulevées, comprimées, et subissent les contournements et les plis les plus remarquables, bien qu'elles soient enfermées entre des bancs parallèles.

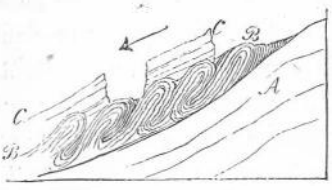


Fig. 64. — Plongement de couches.
st ligne de stratification.

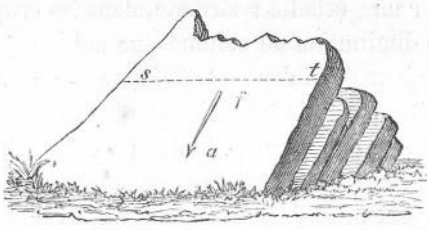


Fig. 65.
fa ligne d'inclinaison.

La direction et l'inclinaison des couches ont une grande importance au point de vue géologique aussi bien qu'au point de vue technique. On peut les évaluer à l'aide de deux droites tracées à la surface des couches. On choisit pour l'une d'elles une ligne passant par la surface de stratification (*s. t.* fig. 65), pour la seconde, la ligne de la plus grande inclinaison des faces de stratification vers l'horizon (*f. a.* fig. 65). Ces lignes sont perpendiculaires l'une à l'autre. A l'aide du compas, on évalue l'orientation de la première, et l'inclinaison de la seconde, par rapport à l'horizontale.

On obtient comme il suit l'orientation d'une couche : on imagine une ligne horizontale passant par le plan de stratification, l'on y place parallèlement la ligne fixe nord-sud du cadran du compas, et l'on voit en quelle partie de l'arc gradué se dirige la pointe nord de l'aiguille magnétique. On compte alors le nombre de degrés de ce point à l'extrémité la plus rapprochée de la ligne fixe nord-sud, on indique si la pointe nord de l'aiguille a marché dans la direction E. ou la direction O., et l'on exprime la mesure ainsi obtenue : N. +, tant de degrés O. ou E. (exemple : N. 45° O. = N. O.). Au lieu de N. 90° O. ou N. 90° E., on a coutume de dire O. ou E.

Le compas des mineurs est partagé en 2 fois 12 heures, 12 du côté N., et autant du côté S. On compte les heures du N. vers l'E. et du S. vers l'O., de manière que la ligne E. O. correspond à 6 h., la ligne N. E. S. O. à 3 h. et la ligne N. O. S. E. à 9 h. Sur le cercle gradué du compas cependant, les signes E. et O. sont transposés, et la division des heures se fait également dans le sens contraire pour rendre possible une lecture directe.

En cherchant ainsi l'orientation des couches, on néglige leur déclinaison. Pour la rapporter au vrai méridien, il faut en déduire la déclinaison quand elle est N. E. et l'ajouter quand elle est N. O.

Lors de la détermination du plongement des couches, l'on doit en rechercher la direction et le degré. La direction s'obtient comme nous venons de le dire ; la valeur de la pente, ou l'angle des couches avec l'horizon s'évalue à l'aide d'un petit pendule qui correspond à un arc gradué fixé au corps du compas.

Naturellement, il n'est pas question d'orientation ni d'inclinaison pour les couches horizontales.

§ 4. **Bouleversement des couches par les plis et les courbures.** — Les rapports de situation que nous avons à considérer maintenant sont dus à un mode plus compliqué de redressement des couches par les soulèvements ou affaissements locaux du sous-sol ou par la pression latérale. Nous distinguerons, d'après la direction des couches, la disposition *rectiligne* et la disposition *circulaire*. Les plis sont dus à ce que les parties *centrales* ou bien les bords d'une certaine étendue de roches sont refoulés. Quand les couches ont la disposition rectiligne, leurs courbures, en coupes transversales, sont des plis concaves ou des plis convexes (selles). On les



Fig. 66. — Zones de couches.
a, anticlinales. *b*, synclinales.

dit *synclinales* dans le premier cas et *anticlinales* dans le second. Dans la coupe de ces plis, chaque série de couches reparaît deux fois et en direction opposée. On appelle les *ailes* ces deux parties d'une zone de couches. Les ailes d'un synclinal se rapprochent l'une de l'autre, celles d'un anticlinal vont en s'écartant.

Les deux modes que nous venons d'indiquer peuvent se répéter nombre de fois dans un système de couches étendues. Les plissements se présentent alors sur une vaste échelle et le système possède ainsi une structure complexe. La structure géologique de l'est des États-Unis d'Amérique nous offre un exemple remarquable de plis puissants de cette espèce ; nous les

décrirons à propos de la formation carbonifère. Dans les synclinaux comme dans les anticlinaux, les ailes peuvent former un angle qui oscille depuis quelques degrés jusque 90°; les plis peuvent donc être peu élevés ou perpendiculaires. Cette dernière disposition est ordinaire dans les plus anciennes formations sédimentaires (laurentiennes et huroniennes), mais on l'observe aussi pour les dépôts récents, surtout lorsqu'ils prennent part à la formation des montagnes. Alors le système tout entier est formé d'anticlinaux et de synclinaux refoulés, serrés, dont les ailes sont parallèles les unes aux autres. Une semblable disposition peut faire croire à une succession régulière, tandis que l'on n'a affaire qu'à une seule série de couches plusieurs fois plissées et comprimées. La répétition de membres identiques à des distances déterminées, dans les cas où les couches sus et sous-jacentes se montrent dans des directions opposées (*d*, *c*, *b*, *a*, et *a*, *b*, *c*, *d*, fig. 67), est une indication presque certaine d'une semblable disposition des couches. Le redressement des ailes des plis peut encore dépasser la verticale : les plis sont alors renversés et il peut ainsi se former des selles et des bassins (fig. 68). Dans ce dernier cas, une même série de couches se répète deux fois côte à côte en se courbant en C, de telle sorte qu'elles ont une succession inverse. La longueur des branches de ces arcs peut quelquefois atteindre un demi-mille. Les exemples les plus connus de ce genre de disposition s'observent sur le lac des Quatre-Cantons et à Wallenstadt. Si les branches d'un système de couches disposé en forme de C se relèvent de nouveau, on observe une disposition en forme de S. Un autre cas extrême, déterminé par une forte compression latérale, est la disposition en éventail des zones verticales anticlinales. Ce cas peut être surtout observé dans les plus anciennes formations cristallines de la Scandinavie et des Alpes (fig. 69).

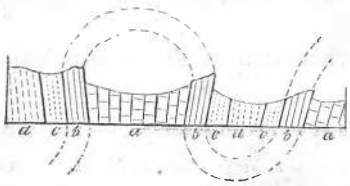


Fig. 67. — Coupe de crétacé et du tertiaire à Entrevernes.

a, calcaire à Toxaster complanatus. *b*, calcaire à Caprotina ammonia. *c*, couches nummulitiques. *d*, couches à fucoïdes.



Fig. 68. — Plis renversés.



Fig. 69. — Coupe de la masse du Mt Blanc.

1. Bancs de granite et couches de gneiss. 2. Schistes cristallins. 3. Trias. 4. Jurassique.

Il n'est pas rare de voir par suite de ces plissements une formation de fentes à la partie la plus élevée des selles; ces fentes étendues forment des vallées.

On se rend compte encore plus facilement de formations compliquées de plis et surtout des selles verticales en songeant que la partie de l'arc qui met les deux ailes en communication, le dos de la selle, peut être enlevée par dénudation jusqu'à une grande profondeur, de sorte que les deux ailes prennent l'apparence de couches indépendantes l'une de l'autre

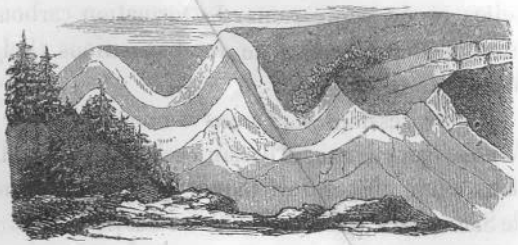


Fig. 70. — Coupe dans le Jura suisse.

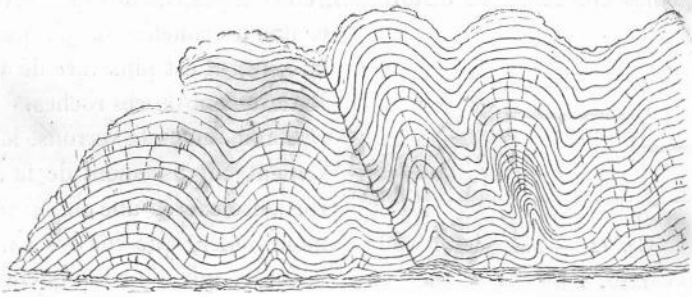


Fig. 71. — Contournement de couches (schistes siliceux de Lautenthal dans le Harz).

(fig. 67). Les plis synclinaux et anticlinaux des couches, lorsqu'ils se font sur une très-petite échelle, prennent le nom d'ondulations, de contournements irréguliers, ou de plissements en zigzag.

Nous avons considéré jusqu'ici les plissements en direction *rectiligne*. Passons aux couches dont la direction est *circulaire*. Pendant la formation des dépôts, différentes causes agissaient, comme les soulèvements, les affaissements et les compressions, pour former des bassins ou des bombements. Les bassins nous présentent une disposition synclinale des couches, et les bombements, qui leur sont souvent corrélatifs, une disposition anticlinale. Dans le premier cas, les membres isolés de la série des couches sont emboîtés les uns dans les autres à la manière d'une pile d'assiettes; dans le second cas, ils forment des cloches ou des cônes qui tombent de toutes parts du sommet. Ces bassins ou ces coupoles stratifiés peuvent se développer considérablement en longueur, comme nous l'avons vu plus haut. Si les bassins et les dépressions qu'ils forment en s'allongeant ne sont pas fermés de tous côtés, mais présentent un arc plus ou moins ou-

vert, on les caractérise par le nom de *golfes*. Les bassins ou autres dépressions de ce genre ont quelquefois leurs ailes brisées en zigzag et plissées, et en outre, il n'est pas rare de voir leurs bords présenter une succession de selles et de dépressions. La formation carbonifère surtout présente des exemples caractérisés de ces dispositions (Belgique, nord de la France, Westphalie).

Les dépressions dont nous venons de parler sont quelquefois très-profondes, comme dans le bassin carbonifère de Lüttich (plus de 1220 mètres), dans celui d'Ebersdorf (Saxe) (plus de 1300 mètres), et enfin dans celui de Sarrebrück (plus de 7000 mètres).

§ 5. **Dislocations des couches par la formation de fentes et failles.** — En connexion très-étroite avec le redressement et le plissement de systèmes de couches, comme effet ou comme cause, il faut ranger les formations de fentes (failles) qui séparent des parties de couches primitivement jointes ensemble. La dislocation, dans la plupart des cas, est due à ce que les couches sus-jacentes s'affaissent ; il est plus rare de voir le soulèvement de ces roches.

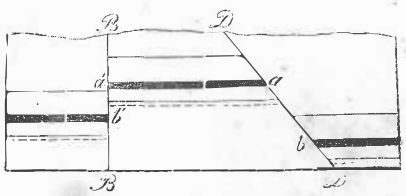


Fig. 72. — Dislocation.

b, fente verticale, *d*, fente oblique, *ab* et *a'b'*, hauteur primitive.

Comme nous le verrons, le mouvement de glissement de la masse rocheuse exerce une action plus ou moins énergique sur les parois de la fente, qui, en conséquence, deviennent lisses, polies, striées par le frottement. Les débris formés par l'action des deux surfaces glissant l'une contre l'autre restent dans la fente qu'ils remplissent à la manière d'un filon.

Les failles se montrent souvent en grand nombre dans la même région ; elles sont formées en même temps ou à différents intervalles. Quelquefois elles sont parallèles entre elles, d'autres fois elles se coupent suivant un angle plus ou moins oblique ; dans ce cas, elles disloquent complétement les points où elles apparaissent, et il n'est pas rare de voir alors les roches comprises entre chaque faille occuper des positions différentes les unes par rapport aux autres (fig. 73). Lorsque les failles sont apparues parallèlement ou presque parallèlement les unes aux autres, elles déve-

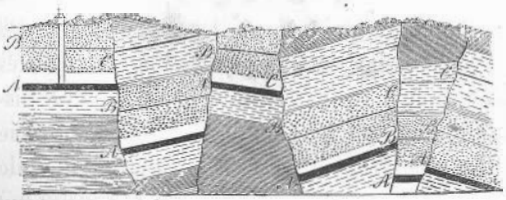


Fig. 73. — Failles dans la formation houillière de Auckland (Durham).

a, *b*, *c*, lits de houille.

loppent une structure en *échelons* (fig. 74) qui ferait croire à la succession régulière d'une série de couches.

Comme la plupart des chaînes de montagnes sont le résultat de soulèvements de la croûte terrestre le long d'une ou de plusieurs failles, on doit s'attendre à trouver souvent au pied de ces montagnes des déplacements de grande importance. En effet, leur formation est liée à des redressements, des renversements, des plis, et les pays de montagnes sont les lieux privilégiés pour les grands bouleversements des couches.

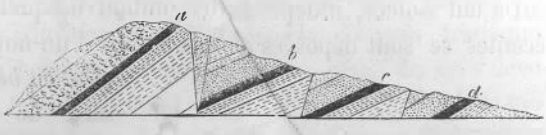


Fig. 74.

a, *b*, *c*, *d*, lit de houille coupé de failles en échelon.

§ 6. **Rapports de gisement de deux séries de couches entre elles.** — Une série de couches plus anciennes peut être recouverte en *concordance* ou en *discordance* par une série plus récente fig. 75). Le premier cas est celui du parallélisme des membres des deux formations : les deux séries sont alors affectées des mêmes accidents, leur limite n'est indiquée que par la nature pétrographique de la roche qui les forme ou les caractères paléontologiques, et leurs dépôts semblent s'être formés immédiatement l'un après l'autre, d'une manière calme, ininterrompue ou seulement séparée par des pauses de courte durée. Dans la stratification *discordante* il n'y a plus de parallélisme, les couches plus récentes reposent sans règle sur les plus anciennes et sont affectées par des accidents différents

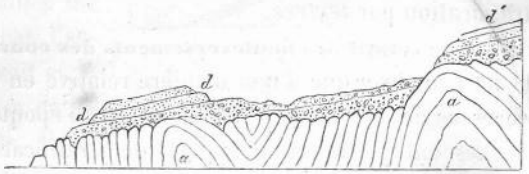


Fig 75. — Grès dévonien (*d*) reposant sur des schistes siliceux (*a*), en discordance.

Comté de Berwick.

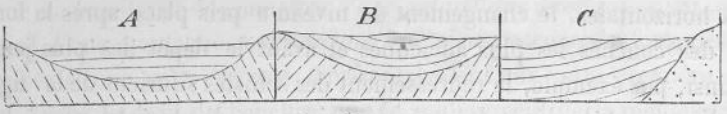


Fig. 76. — Stratification discordante.

(fig. 76). La plus grande discordance possible est celle dans laquelle il y a superposition des couches à angle droit. La stratification discordante indique qu'il y a eu une pause entre deux dépôts, pendant laquelle les couches inférieures ont été bouleversées. Lorsqu'une série de couches recouvre deux ou plusieurs dépôts différents, de manière à passer de l'un sur l'autre, on dit qu'il y a *stratification transgressive*.

Nous citerons comme cas particuliers de discordance 1° le dépôt en *manteau ;* les couches les plus anciennes se montrent comme des parties tout à fait isolées, indépendantes, autour desquelles les couches les plus récentes se sont déposées comme autour d'un noyau (fig. 77) ; 2° les dépôts en *bassin* (fig. 76, B) : une série de couches plus récentes remplit une dépression formée par des couches plus anciennes ; 3° les dépôts en *toit :* une série de couches horizontales vient reposer sur les têtes de couches d'une série plus âgée et les recouvre sur une grande étendue. Si alors elle est attaquée par une érosion ultérieure, qui l'enlève en certains points ou même sur la plus grande partie, l'on a affaire à une stratification par *tertres*.

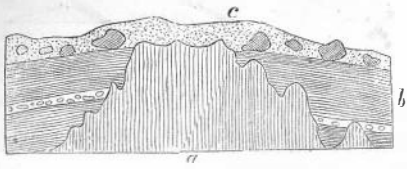


Fig. 77. — Grès siluriens (*b*) disposés en manteau autour de quartzites huroniens (*a*); Diluvium (*c*) (Marquette sur le lac Supérieur).

§ 7. **Age relatif des bouleversements des couches et des montagnes.** — On ne peut fixer que d'une manière relative en les comparant à d'autres processus du développement de la terre l'époque à laquelle les séries de couches ont perdu leurs rapports de stratification primitive. En d'autres termes, on peut seulement établir que ces phénomènes ont eu lieu en même temps, avant ou plus tard qu'un autre phénomène déterminé. La fixation de l'âge relatif des bouleversements des couches repose sur les lois suivantes :

1° Les couches déposées par la mer ont une situation horizontale ou presque horizontale.

2° Les couches qui présentent des redressements, des plis, des cassures, ont subi ces modifications par suite de soulèvements, d'affaissements, ou par des pressions latérales.

3° Là où des couches ainsi bouleversées sont recouvertes par des couches horizontales, le changement de niveau a pris place après la formation des couches les plus anciennes et avant le dépôt des plus jeunes.

Ainsi, par exemple, le redressement des schistes siluriens de la fig. 75 a eu lieu avant le dépôt des grès dévoniens, en d'autres termes, à la fin de l'époque silurienne, et, si les couches dévoniennes reposent horizontalement sur le silurien, c'est que leur dépôt a eu lieu après cette époque. La coupe de la fig. 77 doit avoir la même explication ; elle montre que les quartzites huroniens étaient redressés en ce point avant le commencement de la période silurienne. L'âge relatif d'un bouleversement de couches se laisse naturellement fixer avec d'autant plus de précision que la différence d'âge est moindre entre la série de couches redressées et

celle des couches horizontales, très-exactement donc quand l'une et l'autre appartiennent à des formations qui se succèdent immédiatement, comme c'était le cas dans les deux exemples cités. Si, dans l'exemple de la figure 75, les schistes siluriens étaient recouverts de grès triasique, c'est-à-dire de formation beaucoup plus récente, en place de grès dévoniens, il se pourrait que le redressement des premières ait eu lieu à un moment quelconque de l'énorme durée des périodes dévoniennes, carbonifères ou dyasiques, et l'on ne pourrait arriver à une précision plus grande. On peut fixer de la même manière, quoique moins fréquemment, l'époque de l'éruption de certaines roches : c'est le cas donné par la fig. 78. Par une faille qui a coupé la roche carbonifère s'est fait voie le mélaphyre dont la solidification a formé un filon. L'affleurement d'abord proéminent des couches carbonifères et de la masse solidifiée du mélaphyre a été nivelé par l'action des eaux, et le zechstein et le rothliegend ont pu alors se déposer en strates horizontaux. Il résulte de ces faits que la formation de faille avec le refoulement de la série carbonifère et l'éruption du mélaphyre ont eu lieu avant le dépôt du dyas, par conséquent à la fin de l'époque carbonifère. L'âge relatif de cette éruption est ainsi constaté.

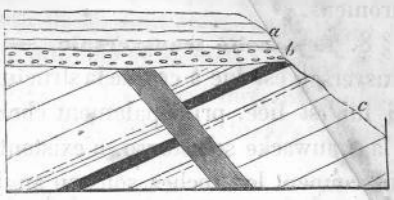


Fig. 78. — *a*, Zechstein. *b*, Rothliegend. *c*, formation carbonifère traversée par un filon de mélaphyre.

Quarrington Hill (Durham).

Comme nous l'avons déjà souvent remarqué, la naissance des montagnes a été rendue possible ou facilitée par la formation antérieure des soulèvements ou des plissements particulièrement intenses de certaines parties de la croûte terrestre, rendus possibles ou facilités par les failles ; elles sont donc l'expression de grands bouleversements de couches. L'on peut, d'après certains rapports, fixer l'âge relatif de ceux-ci, ce qui donne la possibilité de connaître l'*âge relatif des montagnes*. Si, contre le pied d'une montagne, nous voyons une série de couches fortement redressées et une autre reposer horizontalement sur cette première série, nous avons le droit de conclure que le soulèvement de la montagne a eu lieu après le dépôt de la première série redressée par cet événement, et qu'il était terminé avant le dépôt de la seconde. Mais les montagnes ne résultent pas d'un acte unique de soulèvement ; elles s'élèvent par toute une série de mouvements successifs ou de longue durée, dont chacun peut être constaté par le moyen que nous venons de donner : aussi l'âge relatif d'une montagne est-il fixé d'ordinaire par le dernier de ses soulèvements. Dans beaucoup de cas, l'on peut déterminer l'époque initiale du sou-

lèvement. Le dernier et définitif soulèvement des Alpes prit place dans la seconde moitié du tertiaire ; le soulèvement du Harz commença à la fin de la période carbonière et dura jusqu'à la fin de l'époque crétacée, car, d'un côté, les couches dyasiques ne se sont pas déposées sur le Harz proprement dit (le Harz s'élevait donc déjà au-dessus du niveau de la mer), et d'ailleurs le terrain crétacé est encore affecté des bouleversements consécutifs aux soulèvements. Le soulèvement du Thüringerwald arriva entre le dépôt du dyas supérieur et celui du lias. D'autres montagnes, comme celles des Hurons dans l'Amérique du Nord, étaient déjà soulevées avant le commencement du silurien, et les dépôts de cette période reposent horizontalement sur les têtes de couches des schistes huroniens.

§ 8. **Schistosité transversale.** — La fausse schistosité ou schistosité transversale est due à ce que la structure schisteuse et la fissilité de la roche qui lui est liée, principalement chez les schistes argileux paléozoïques et la grauwacke schisteuse, n'existent pas parallèlement à la stratification, mais coupent les roches sous un angle plus ou moins grand (fig. 79). La fausse schistosité est quelquefois si développée que la schistosité primitive et la stratification sont complétement effacées et qu'il n'est possible de reconnaître celle-ci que s'il y a des changements minéralogiques dans la nature des strates ou dans leur couleur. Il n'est pas rare que l'on puisse suivre la fausse schistosité avec les caractères de la plus grande régularité et sur des espaces étendus, sans qu'elle soit du tout influencée par la situation des couches. Celles-ci peuvent être un peu ou fortement redressées, pliées en selles ou en bassins : la direction dans laquelle la fausse stratification coupe la série de roches reste la même. La seule liaison qui existe entre la fausse schistosité et la vraie stratification, c'est que la première est toujours en connexion avec de fortes perturbations de la seconde et s'étend toujours dans la direction des bouleversements, d'où il résulte que la cause du plissement des couches et celle de la fausse schistosité sont les mêmes. Vraisemblablement, elle est le résultat d'une pression latérale puissante, par suite de laquelle les plus petites particules ont changé de direction et se sont disposées à angle droit de la direction de cette force. L'expérience corrobore cette hypothèse. Si l'on pétrit un grand nombre d'écailles d'oligiste dans l'argile plastique de manière à les distribuer irrégulièrement dans cette substance, et si l'on fait subir à cette masse d'argile une forte pression par un côté, on voit les lamelles se

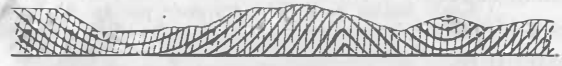


Fig. 79. — Schistosité transversale.

disposer parallèlement entre elles et à angle droit de la direction de la pression. La disposition de la glace des glaciers en bandes blanches et bleues est déterminée par l'alternance de couches de glace riches ou pauvres en bulles d'air ; il n'est pas rare de la voir couper à angle droit les lignes de stratification horizontale du glacier, phénomène dû aussi à la compression latérale.

a, terrains massifs ou non stratifiés.

Les terrains que nous rangeons sous ce titre ont, pour la plupart, une origine volcanique, en d'autres termes, ils se sont élevés à la surface de la terre à l'état de fusion, par la voie qui leur présentait le moins de résistance, par les fentes. Ces roches traversent les autres terrains sans être influencées par leur nature, leur stratification, leur structure, et conservent au sein de chacune d'elles toutes leurs particularités.

§ 9. **Gisement des terrains non stratifiés.** — Les masses éruptives que l'on observe à la surface ont leurs racines dans la croûte terrestre qu'elles traversent comme des filons ou des amas. Arrivée à la surface, la masse éruptive s'étale en manteau ou se dispose en courants, ou bien encore elle s'accumule pour former une sorte de dôme qui peut même prendre une apparence de stratification par suite d'éruptions successives ou être ensuite recouvert par des dépôts marins 1). Les *filons* sont des fentes remplies de matières rocheuses ; ce sont des masses de forme plus ou moins aplatie, qui, sous les angles les plus divers, traversent aussi bien les roches stratifiées que les roches massives. Les surfaces de contact entre la matière qui forme le filon et la roche qui le circonscrit s'appellent les *salbandes*. La roche qui forme le filon renferme souvent des fragments de roches étrangères provenant parfois des niveaux les plus profonds (voy. la coupe fig. 81) ; elle pénètre entre les surfaces des couches et dans les fentes qui les traversent, formant ainsi des apophyses ou ramifications. Nous avons déjà remarqué plus haut (p. 263) que le filon présentait fréquemment en son milieu une structure plus grossière et que, vers sa périphérie, il devenait finement grenu, pour acquérir la structure compacte à proximité des salbandes où le refroidissement a dû marcher rapidement. Les filons peuvent avoir plusieurs centaines de mètres de puissance et plusieurs milles d'étendue ; la puissance varie

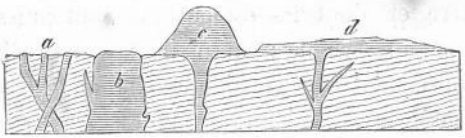


Fig. 80.

a, filon, *b*, amas, *c*, dôme, *d*, manteau.

dans les divers points d'un même filon selon les rétrécissements ou élargissements de la fente qui lui a livré passage.

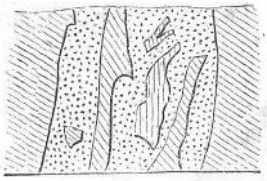


Fig. 81. — Coupe dans une galerie d'une mine de fer à Breitenbrunn.

Micaschistes traversés par un filon de granite de 2 à 3 mètres de puissance qui a entraîné des fragments arrachés aux roches voisines.

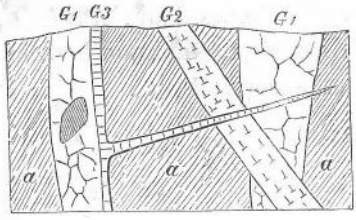


Fig. 82. — Filon granitique hétérogène dans le gneiss de la vallée de l'Ilz dans l'Est de la Bavière.

a gneiss.
G^1, filon de granite le plus ancien.
G^2, — plus récent.
G^3, — le plus récent avec apophyse latérale.

Certains districts sont très-riches en filons ; ceux-ci peuvent alors être parallèles, ou rayonner d'un point central comme dans les volcans, ou bien ils se coupent mutuellement et il n'est pas rare alors de les voir se refouler. Dans ce cas, c'est naturellement le plus récent qui traverse ou refoule le plus ancien.

2. Les *massifs* sont des amas éruptifs dont la coupe serait irrégulière et dont les dimensions sont puissantes. Leur forme est extrêmement variable : tantôt ils se rapprochent des filons et doivent par conséquent être considérés comme de courts filons puissants et renflés, tantôt le renflement de leur partie centrale est si important que leur coupe horizontale serait une ellipse, tantôt celle-ci est plus ou moins circulaire. Leur contour peut être aussi tout à fait irrégulier, et il n'est pas rare alors que leurs dimensions soient énormes : on les appelle dans ce cas des massifs en *typhons*. Comme c'était le cas pour les filons, les massifs envoient très-souvent des apophyses qui peuvent s'étendre à une distance considérable. Le granite est la roche qui nous présente les exemples les plus caractérisés de ces massifs, en s'épanchant en grandes masses dans les gneiss, les micaschistes et les schistes argileux.

3. Les *dômes* (Kuppens, volcans homogènes). On appelle ainsi les élévations isolées de forme conique ou campaniformes, d'origine éruptive, comme le montrent leur orifice d'éruption aujourd'hui bouché et formant filon. Leur connexion avec les filons et surtout leur structure (voy. p. 147) permettent de les distinguer des restes de forme analogue qui ont appartenu à des nappes, à des coulées autrefois très-étendues, en partie détruites par l'érosion. Le porphyre, le trachyte, la phonolithe et le basalte forment le plus souvent les vrais dômes.

4. Les *coulées*. Ce sont des masses rocheuses primitivement fluides, qui se sont précipitées de leur point d'éruption sous forme de courants. Lorsqu'elles sont descendues sur des pentes rapides, elles ont d'ordinaire peu d'épaisseur, tandis que sur les pentes douces elles ont acquis beaucoup d'extension et de puissance (p. 148). Ici se rangent les courants de lave de l'époque actuelle et les coulées préhistoriques et tertiaires de basalte, de trachyte et de phonolithe.

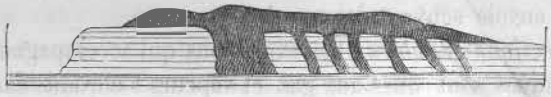


Fig. 83. — Nappe de basalte en connexion avec des filons basaltiques à l'île de Skye.

5. Les *nappes* ou manteaux sont des masses éruptives qui se sont étendues dans tous les sens et ont recouvert horizontalement d'autres roches. Les surfaces supérieure et inférieure de ces nappes sont, en général, parallèles l'une à l'autre, mais présentent assez souvent des inégalités, surtout la face inférieure, qui doit suivre toutes les inégalités du sous-sol. Très-ordinairement, les nappes sont en connexion avec les filons, c'est-à-dire avec les masses durcies qui ont rempli par éruption les fentes des roches. Il n'est pas rare de voir ces nappes reposer en grand nombre les unes sur les autres, pour former un *système de nappes* (voy. p. 149) qui peut seulement se distinguer alors des séries de couches sédimentaires, en tant qu'il s'agit de sa disposition, par ses rapports avec les filons.

6. Les *lits* de roche éruptive (couches d'effusion) sont primitivement des épanchements en nappes dans le lit de la mer ou sur une ancienne surface de la terre, recouverts de couches sédimentaires par les dépôts de l'Océan, intercalés par conséquent dans la série des couches sédimentaires. Les couches sus-jacentes sont fréquemment formées des éléments arrachés par l'action de la mer à cette ancienne nappe de roches éruptives. Très-fréquemment elles sont liées et alternent avec des dépôts de tufs fossilifères et elles prennent part aux bouleversements des couches, absolument comme les dépôts de sédiment. Ce sont surtout la diabase, le porphyre et le mélaphyre, que l'on rencontre dans ces conditions ; nous aurons occasion de revenir à ces formations éruptives lorsque nous étudierons la géologique historique.

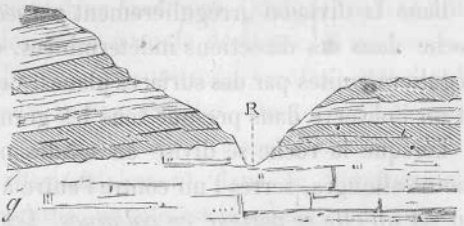


Fig. 84. — Lits de mélaphyre (*m*) dans les grès (*g*) et schistes argileux (*arg*) du Rothliegend. Vallée de l'Iser en Bohême.

7. Les *filons-couches*. Ce sont des roches éruptives injectées en masses parallèles, aplaties entre les couches des roches voisines, formées aux dépens de gros filons ou d'amas éruptifs, ou qui doivent leur origine à ce que la matière incandescente a été arrêtée dans des fentes qui n'atteignaient pas tout à fait la surface et est venue au jour en suivant un plan de stratification.

Cette forme de filon est donc toujours plus récente que les roches superposées dont il n'est pas rare qu'il contienne des fragments et dans lesquelles il envoie souvent des apophyses.

8. Les *éjections meubles*. Les explosions qui accompagnent les éruptions volcaniques sont dues aux gaz et vapeurs s'élevant dans la masse fluide et l'entraînant en masses qui, peu volumineuses, forment les lapilli et les bombes, mais dont les dimensions atteignent quelquefois plusieurs mètres. En retombant à la surface, elles s'amassent souvent pour former un volcan stratifié, mais, si elles tombent dans l'eau, elles s'étalent en couches horizontales alternant avec les vrais sédiments, s'altèrent en partie à la longue et deviennent ainsi des *tufs*. Ceux-ci ne sont pas exclusivement le produit de l'activité des volcans les plus récents ; ils jouen déjà un rôle important aux époques paléozoïques, comme membres intercalés dans la série normale (tuf diabasique dans le silurien, le dévonien et le culm ; tuf felsito-porphyrique dans le dyas, etc.).

Nous traiterons spécialement, dans la partie historique de cet ouvrage, de tous les modes de gisement de roches éruptives, lorsque nous étudierons les phénomènes volcaniques qui se sont accomplis au cours des différentes périodes géologiques.

§ 10. **Structure des roches massives**. — La disposition particulière que prennent ces roches est due à la contraction que déterminent le refroidissement et à la solidification de la masse fluide. Les roches se fendent dans leur masse d'une manière plus ou moins régulière, et se partagent en polyèdres irréguliers, ou en colonnes, ou en plaques.

Dans la division irrégulièrement *polyédrique* les fentes traversent la roche dans des directions indéterminées, d'où la formation de solides irréguliers limités par des surfaces planes. Cette structure est très-fréquente, et on l'observe dans presque tous les granites, porphyres et diabases.

Lorsque la roche se divise en solides nettement prismatiques plus ou moins allongés, serrés l'un contre l'autre à la façon des loges d'une ruche, on dit qu'elle se partage *en colonnes*. Ces colonnes ont d'ordinaire 5 ou 6 côtés et leurs faces latérales sont le plus souvent planes et polies. L'angle sous lequel elles se rencontrent est complétement indéterminé. Le diamètre de ces colonnes rocheuses oscille entre quelques centimètres et 6 ou 7 mètres ; leur longueur peut dépasser 100 mètres. Communément

elles sont droites, plus rarement courbées en arc. C'est le basalte qui présente les plus belles colonnes, et c'est surtout chez lui que l'on rencontre ce mode de division, puis viennent les porphyres ; la diorite, le mélaphyre, le granite et la syénite le montrent rarement. Quelquefois on remarque une division transversale des colonnes du basalte qui les partage en séries de pièces superposées. Les faces de division de ces pièces sont planes et coupent à angle droit les colonnes à des distances plus ou moins grandes (fig. 85 A), ou bien, elles ont une face concave et une autre convexe et sont disposées de façon que la face concave de l'une corresponde à la face convexe de l'autre (fig. 85, B). Le mode de division donné par la figure 85, C, est plus rare, il consiste en ce que les colonnes de basalte sont formées nettement de doubles pyramides en troncature (Casseler Ley, à Bonn), qui en d'autres localités se transforment en ellipsoïdes comprimés (grotte des Fromages, en Eifel).

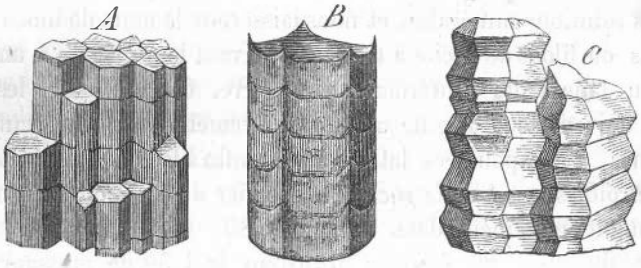


Fig. 85. — Division des colonnes de basalte.

Dans tous les modes de gisement des roches éruptives et surtout dans le basalte, le trachyte, les laves, le porphyre et le mélaphyre, on peut observer la division en colonnes disposées à angle droit à la surface de refroidissement de la roche. C'est pour cette raison que les colonnes sont verticales dans les coulées, les nappes et autres dispositions horizontales des roches, et qu'elles vont en rayonnant dans les dômes. Quelquefois il se fait un groupement irrégulier dans les filons à angle droit sur les salbandes.

Dans la division *en plaques*, les roches éruptives présentent nettement des masses en forme de table aux faces parallèles. On rencontre assez souvent cette structure dans le granite, qui se partage alors en bancs puissants disposés d'ordinaire horizontalement dans le porphyre et surtout dans le basalte et la phonolithe, où elle est le mieux caractérisée. La connexion remarquable entre cette structure et la forme extérieure de certaines roches éruptives se montre surtout dans les volcans phonolithiques homogènes qui présentent un système d'enveloppes concentriques retombant de tous côtés de l'axe du volcan (voy. p. 150). Les nappes, les filons,

les courants, montrent également une division en plaques : les plaques sont disposées parallèlement aux faces limitant la roche ; elles sont, par conséquent, dans le premier cas, parallèles à la surface du sol, et dans le second cas elles sont parallèles aux salbandes.

La division *sphérique* est propre à de nombreuses roches éruptives ; elle ne se montre en beaucoup de cas que lorsque l'altération commence. Alors, la roche semble formée de sphères qui ont quelquefois plusieurs mètres de diamètre et sont divisées en couches concentriques. Cette structure s'observe surtout dans les diabases, basaltes et trachytes, mais aussi dans le porphyre et le granite.

c, Filons minéraux.

§ 11. **Existence et formation des filons minéraux.** — Nous appellerons filons minéraux ceux qui sont produits dans les fentes des roches par le dépôt des solutions minérales, et nous laisserons le nom de filons proprement dits ou filons de roche à ceux qui doivent leur origine à une masse en fusion lancée de l'intérieur de la terre. Comme toutes les fentes, celles-ci doivent leur origine à des soulèvements inégaux séculaires ou instantanés, à des poussées latérales, ou enfin à la rétraction déterminée par le refroidissement de la roche. Le premier de ces modes de formation se reconnaît nettement dans la figure 86. Dans la mine de Haile (Caroline du sud), un filon de grünstein de 1,30 de puissance *b* traverse une série de couches de schistes quartzo-talqueux *c* qui sont imprégnés de pyrite aurifère. De chaque côté de ce filon de diorite, par conséquent sur ses faces de contact avec les talcshistes, il y a un filon de 10 à 15 centimètres d'épaisseur formé par de l'oxyde de fer *a*. Il est bien évident que les fentes dans lesquelles s'est déposé ce dernier sont dues à la contraction par le refroidissement de la masse éruptive, et que ce com-

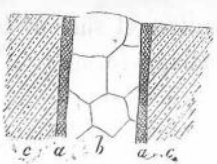


Fig. 86. — Filons de minérai de fer *a*, au contact d'un filon de diorite.

b, *c*, talcschistes huroniens pyritifères. (Mines de Haile dans la Caroline du Sud.)

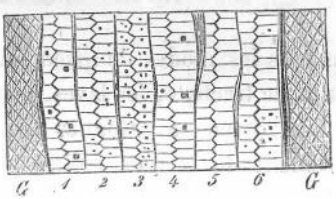


Fig. 87. — Filon de quartz combiné à Redruth dans les Cornouailles.

G. granite, 1 quartz avec un peu de spathfluor; 2 quartz avec un peu de pyrite de cuivre ; 3 quartz avec beaucoup de pyrite de cuivre ; 4 quartz avec un peu de spathfluor ; 5 quartz pur ; 6 quartz avec un peu de pyrite cuivre.

posé de fer est dû à l'altération ultérieure des pyrites qui imprègnent les talcschistes.

Mais les fentes dans lesquelles se déposent les filons minéraux ne sont pas toujours le résultat d'un mouvement unique de la roche : elles peuvent être d'abord de petites crevasses qui s'élargissent un peu à la fois ou bien elles peuvent avoir été remplies d'abord par les solutions minérales, puis s'être déchirées de nouveau, et l'on trouvera ce phénomène bien naturel, en réfléchissant que le soulèvement des terrains dans lesquels se trouvent ces filons n'a nullement été instantané, mais s'est passé d'une manière lente et par des mouvements successifs, d'où le déplacement répété des faces l'une par rapport à l'autre. Lorsque la fente était déjà soudée par le dépôt minéral, il s'ensuivait nécessairement chaque fois une fracture du filon et la fente nouvellement produite se remplissait ensuite lentement par de nouveaux dépôts. Nous avons donné un exemple caractérisé de ce processus dans la coupe de la fig. 87. Le filon de quartz qui traverse le granite est dû à six filons d'âge différent, formés successivement par suite de l'apparition de nouvelles fentes entre le dernier filon et la roche voisine. C'est ce qui explique l'inégale richesse en minéraux des six bandes.

Les solutions minérales dont le dépôt remplit les filons sont produites par le lessivage des roches voisines dans lesquelles circulent les eaux d'abord atmosphériques ; ces solutions s'amassent dans les fentes et y cristallisent, ou bien les filons doivent leur formation à des sources minérales qui s'élèvent de l'intérieur de la terre par les fentes les plus directes. Par suite des réactions chimiques entre les diverses solutions qui se rencontrent dans les fentes, par la raréfaction, par l'accès de l'acide carbonique qui permet la dissolution de beaucoup de corps, ou en suite de l'arrivée d'eaux contenant de l'acide sulfhydrique, les substances minérales en solution cristallisent et c'est ainsi que la fente se remplit progressivement. Les parties du filon en contact avec la surface de la fente sont naturellement les premières formées et les parties centrales sont les plus récentes. Souvent les surfaces limites du filon présentent des bandes régulières formées de cristaux dont les pointes sont tournées vers les parties moyennes. Si la fente n'est que partiellement remplie, l'espace de dimensions variables qui reste au centre a ses parois revêtues de cristaux. C'est ce qui forme les *druses-filons* qui, quelquefois, comme à Andreasberg, atteignent 10 mètres et plus en largeur et en profondeur.

§ 12. **Rapport d'un filon à la roche voisine.** — Nous désignons par roche voisine celle dans laquelle la fente qui contient le filon s'est produite. La masse du filon en est séparée, simplement par la salbande, ou par une très-mince couche d'argile ; elle peut aussi être en étroite connexion et soudée avec elle. Les salbandes sont quelquefois inégales, raboteuses,

d'autres fois elles ont des surfaces lisses, polies, rayées en différents sens, tous phénomènes qu'il faut attribuer aux affaissements et aux pressions latérales qui les ont affectées.

Comme pour toutes les autres roches, les géologues distinguent pour les filons minéraux les roches sus-jacentes et sous-jacentes, la pente, la puissance, etc., tous termes qui ont été définis plus haut.

L'*étendue* des filons minéraux est très-variable ; entre les courtes veinules qui traversent les roches et les filons dont la longueur s'évalue en milles, il y a tous les degrés. Leur direction est aussi sujette à de grandes variations ; ils peuvent être en ligne droite, courbés en arc, brisés en crochet selon des angles plus ou moins ouverts. Les filons présentent aussi les plus grandes différences quant à leur puissance, ils peuvent être minces comme des feuilles de papier (filons de tellure de Offenbanya en Transylvanie), ou atteindre 50 à 60 mètres (filons de galène de Clausthal dans le Oberharz). La puissance varie aussi dans les différents points d'un même filon : elle diminue quelquefois avec la profondeur et d'autres fois elle augmente. Quelquefois elle est en rapports directs avec la richesse en minerai du filon, et d'autres fois elle est en rapport inverse, de sorte que le minéral tantôt augmente en quantité, tantôt diminue avec la puissance du filon. Ces phénomènes présentent une sorte de régularité dans certains districts, mais il n'est pas possible de rien généraliser.

Souvent, les filons minéraux se bifurquent en différents sens, se partagent en plusieurs grosses branches ou en nombreux petits rameaux, pour se perdre insensiblement dans la roche voisine (fig. 88) ou se réunir plus loin. Il n'est pas rare que les rameaux partis d'un point quelconque du filon pénètrent dans les roches sus-jacentes ou sous-jacentes et s'y terminent, ou qu'ils rentrent de nouveau dans le filon principal, ou enfin qu'ils aillent rejoindre un filon voisin.

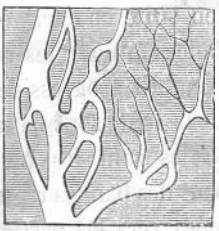


Fig. 88.

§ 13. **Éléments et structure des filons minéraux.** — Le remplissage d'une fente peut être effectué par une seule ou par plusieurs substances minérales. Selon que, parmi les éléments d'un filon, l'un d'eux contient un minéral exploitable ou non, on a, au point de vue purement industriel, divisé les filons minéraux en filons productifs et en filons morts...

Les filons morts sont formés d'ordinaire de quartz, de calcaire spathique, de baryte ou de spathfluor. Ces minéraux peuvent se rencontrer chacun isolément, tous ensemble ou groupés quelques-uns entre eux. Ils contiennent souvent des fragments arrachés aux roches voisines. Quelquefois cependant ces minéraux se trouvent en grande quantité dans le minerai

ils peuvent même prédominer et le minerai ne plus jouer qu'un rôle secondaire dans le filon, ou n'être plus représenté que par des grains disséminés. Quoique le nombre des filons métalliques soit déjà extrêmement considérable, la variété de composition du minerai est encore augmentée par la formation de beaucoup de sels métalliques secondaires qui résultent de sa décomposition et par la présence de nombreux haloïdes et géolithes intéressants sous le rapport minéralogique. Ex. l'apophyllite, l'harmotome, la desmine, la prehnite, la topaze, l'apatite, le gypse, etc.

On appelle *structure* des filons minéraux la manière dont se disposent les minéraux qui les forment. Nous citerons comme types :

1) La *structure massive*. Les minéraux n'ont aucune régularité dans leur disposition et se présentent comme des agrégats grenus ou d'apparence compacte. On l'observe très-communément, par exemple, dans les filons de pyrite, de limonite et de calcaire spathique.

2) Les *filons à minéral disséminé*. Dans une masse uniforme compacte, ou grenue, formée par un ou plusieurs minéraux, il y a çà et là des grains fins, des lamelles ou des cristaux d'un autre minéral, comme, par exemple, l'or dans les filons de quartz de la Californie.

3) La *structure symétrique* (rubanée). Les minéraux qui composent le filon pris isolément ou l'agrégat formé par plusieurs d'entre eux se disposent en lits distincts les uns des autres et parallèles aux salbandes, d'où une disposition tout à fait symétrique. Cette structure est très-fréquente dans les filons de Clausthal, d'Andreasberg et de Freiberg, et elle n'est pas rare ailleurs. L'exemple que nous empruntons aux argiles schisteuses crétacées des Pays-Bas (fig. 89) nous montre, contre les salbandes, d'abord une couche d'asphalte argileux, puis une couche de pyrites rayonnées, et sur celles-ci, du spath calcaire bacillaire dont les cristaux sont dirigés vers le centre du filon. Enfin la partie centrale est formée d'un asphalte très brillant (fig. 89).

4) La *structure concentrique*. Les fragments de la roche limitante sont ici entourés de lits nettement concentriques, formés par les minéraux des filons qui remplissent aussi l'espace laissé entre ces fragments, d'où l'apparence bréchiforme. On rencontre cette disposition dans diverses exploitations du district de Clausthal, par exemple (fig. 90).

5) La *structure bréchiforme*. Des fragments pris aux roches voisines sont enfermés au sein de la masse du filon ; lorsque celle-ci se dispose concentriquement autour des fragments, ce qui est un cas relativement rare, elle donne naissance à la structure concentrique que nous avons déjà indiquée.

6) La *structure géodique*. Des cavités irrégulières dont les parois sont

recouvertes de cristaux proéminents traversent la masse du filon, occupant souvent sa partie centrale et rappelant alors l'état dans lequel les

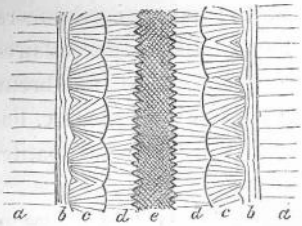


Fig. 89. — Filon d'asphalte dans le Gault de Bentheim.

a, argile schisteuse du gault ; *b*, asphalte argileux; *c*, pyrites rayonnées; *d*, calcaire bacillaire ; *e*, asphalte pur.

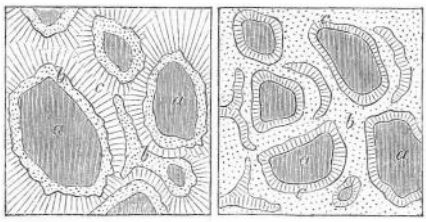


Fig. 90. — Minerai disposé en anneau de la fosse Dorothée (Clausthal).

a, fragments de la roche limitante ; *b*, galène ; *c*, quartz.

deux lèvres chargées de cristaux de la fente qui contient le filon n'étaient pas encore au contact.

Une classification *systématique* des filons minéraux d'après leur composition n'est pas possible, parce que, des minéraux et des minerais de nature très-diverse se rencontrent souvent en grand nombre dans un même filon. Le nomme-t-on d'après le minéral le plus important au point de vue industriel, ce même minéral peut être moins essentiel au point de vue géologique, et d'un autre côté certains filons offrent des minéraux complétement différents, selon la profondeur à laquelle on les observe. Enfin, l'association généralement régulière des minéraux des filons en certains groupes peut n'être pas apparente. C'est seulement dans des régions restreintes que les filons semblent soumis à certaines règles. Ainsi, par exemple, entre les filons productifs d'Andreasberg (voy. *Géologie historique : silurien*) et les filons voisins de Clausthal (voy. *Géologie historique : carbonifère*) il y a une différence si complète relativement à la roche qui contient les filons, à leur étendue, à leur puissance et surtout à leur composition, que l'on peut prendre les filons de Clausthal pour les opposer à ceux d'Andreasberg.

Dans ce Manuel, les filons minéraux sont considérés comme partie intégrante des formations dans lesquelles ils apparaissent et ils sont compris dans la description de ces dernières ; ils s'y rattachent étroitement par la roche dans laquelle on les trouve, par la nature des fragments qu'ils renferment dans leur sein, par l'origine des dépôts minéraux qui les forment, et ils sont intimement liés à l'histoire de chaque formation par l'origine de la fente dans laquelle ils prennent naissance, les solutions de continuité qu'ils ont subies à plusieurs reprises et les phénomènes

qui les ont produits ou qu'ils ont déterminés. Nous traiterons donc un peu plus en détail, à propos des divers terrains, des formations de filons les plus importantes et les plus instructives.

§ 14. **Rapports des filons les uns aux autres.** — Un filon minéral se montre rarement indépendant; il est d'ordinaire accompagné de plusieurs autres plus ou moins parallèles, qui peuvent avoir une disposition en *zones;* ou bien ces filons marchent l'un vers l'autre et se réunissent, se coupent, se croisent ou se superposent.

Les dislocations que subit un filon sont dues à des fentes qui l'affectent en même temps que la roche limitante. Les deux parties qui avoisinent la fente peuvent se mouvoir indépendamment l'une de l'autre et les extrémités du filon sont alors déplacées l'une par rapport à l'autre : c'est d'ordinaire un affaissement, un glissement des couches supérieures sur les couches inférieures qui a lieu. La fente de nouvelle formation peut se remplir à son tour ou rester béante. Quand il y a formation d'un nouveau filon, il est d'ordinaire d'une autre nature que l'ancien. L'exemple donné par la figure 91 est pris en Cornouailles : des différents filons représentés, ceux qui sont marqués du chiffre 1 sont les plus anciens, ils sont traversés par tous les autres et disloqués par endroits. Le filon de minerai de zinc marqué 2 vient ensuite sous le rapport de l'âge; il est traversé comme les deux précédents par le filon n° 3. Les plus récents de tous ces filons sont marqués 4 ; ils traversent tous les autres.

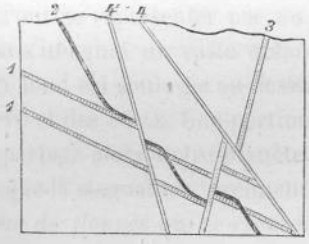


Fig. 91. — Dislocation de filons au Peever-Grube en Cornouailles.

1, 2, 3, filons de minerai de zinc; 4, filons de minerai de cuivre plus récents.

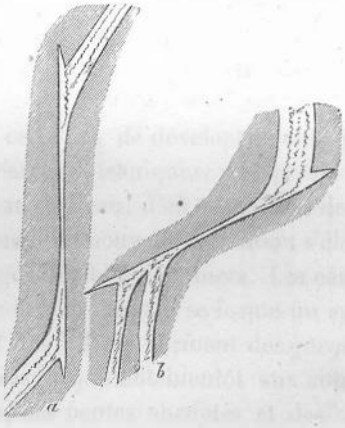


Fig. 92. — Dérivation de filons.

A côté des véritables déplacements d'un filon par un autre filon, il faut ranger d'autres dispositions que l'on peut seulement expliquer en suppo-

sant que, lors de leur formation, les filons ont rencontré des crevasses de situation et de forme variables, qu'ils ont d'abord suivies comme présentant une moindre résistance, avant de reprendre la direction primitive vers le haut dont ils avaient été *dérivés*. On explique de la même manière différents phénomènes, tels que le remplissage uniforme et la fusion complète de deux filons qui se déplacent réciproquement et semblent par conséquent d'âge différent; les plissements brusques et répétés des filons en des directions opposées et sur de courts espaces; le fait que montre la fig. 92 (*a*), d'ailes détachées du filon et suivant la crevasse latérale sur une grande étendue, et enfin cet autre fait qu'une aile du filon peut se diviser en plusieurs branches, tandis qu'une autre reste simple (figure 92 *b*). Ces dérivations de filons sont surtout connues dans les districts d'Andreasberg, de Przibram, de Nagyag et de Clausthal.

La formation de ces fentes ou failles plus tard remplies par les filons minéraux a quelquefois donné lieu à de grands bouleversements dans les terrains. Ainsi, à la faille remplie par un filon de Bockswiese (Oberharz), les couches du culm se sont enfoncées jusqu'au niveau du dévonien inférieur, subissant ainsi un changement de niveau de plus de 500 mètres. (Voyez : Formation carbonifère.)

SIXIÈME PARTIE

GÉOLOGIE HISTORIQUE

INTRODUCTION

§ 1. **But de la géologie historique.** — La géologie historique consiste dans l'étude du développement de la terre et de ses habitants, depuis les premiers stades de leur existence jusqu'à leur état actuel.

L'état actuel de notre planète est la résultante de toutes les actions isolées auxquelles elle a été soumise antérieurement. La diversité que présentait la terre a toujours été en augmentant, dans la mesure de l'action des différents agents sur elle, et, en même temps, cette addition de processus isolés et de leurs résultats créait un champ plus vaste aux forces naturelles et déterminait une plus grande variété dans les causes de modification.

Pour se représenter par un exemple cette loi de développement, que l'on s'imagine un vaste océan. Par les forces volcaniques, une partie de son fond est soulevée au-dessus du niveau de l'eau, d'où séparation de la *terre* et des *eaux*. Une portion du continent de nouvelle formation s'élève et partage alors notre planète en montagnes, plaines et mers. Les eaux, jusque-là stagnantes, prennent leur voie vers la mer : il se forme un *système de fleuves* qui se creusent aussitôt des vallées, forment des *gorges*, des *ravins*. Par l'action continue des eaux, s'ajoutent bientôt aux autres accidents de la surface des continents, des pentes abruptes et des *dos de montagne* arrondis. Les eaux courantes entraînent avec elles des éléments de roches qu'elles déposent à leur entrée dans la mer pour la formation des *deltas*. Sous l'influence des agents atmosphériques, la surface nue du sol se recouvre de *galets*, de *graviers*, de *sables* : l'action réunie de ces divers processus a transformé le fond uni de la mer en un continent à surface très-accidentée.

Mais la variété des actions qui ont déterminé l'état actuel de la surface de la terre est bien plus grande que ne le ferait croire l'exemple donné. La terre à l'état igné se revêtit d'une *croûte de solidification* sur laquelle se condensa l'eau jusque-là à l'état de vapeur dans l'atmosphère, et aussitôt commença sur le sol une action de destruction et de dissolution. C'est seulement après le soulèvement des *continents* que l'eau peut agir mécaniquement ; dans sa circulation elle creuse le sol, et, en retombant sous forme de pluie et en entraînant des détritus, elle détermine laformation de nouvelles couches de roches. L'uniformité de cette action des eaux était interrompue par les manifestations de la matière ignée de l'intérieur de la terre, sous forme d'*éruptions* ou de *changements de niveau* qui, non-seulement apportaient d'incessantes modifications aux contours des continents, mais augmentaient aussi la quantité des roches. En même temps que la terre allait se refroidissant, la vie organique devenait possible et constituait bientôt un agent géologique des plus importants. Après la perte lente de sa chaleur propre, les *variations climatériques* purent se faire sentir par suite de l'inégale intensité des rayons solaires ; l'eau apparut alors à l'état solide et, sous forme de *glace*, put agir d'une manière nouvelle à la surface de notre planète. C'est ainsi que, les uns après les autres, s'ajoutèrent de nombreux agents et que la totalité de leurs actions devint de plus en plus grande à chaque période pour aboutir enfin à l'état actuel.

Mais la vie organique est en dépendance du milieu inorganique : elle est l'expression des forces sous l'influence desquelles elle se développe. Les modifications progressives des phènomènes telluriques se reflètent dans le changement des flores et des faunes qu'elles déterminent, et le caractère général des habitants de la terre varie considérablement au cours des âges, au même titre que notre planète elle-même. La grande variété à laquelle est arrivée la vie organique, primitivement simple, concurremment au développement du globe, se manifeste, d'une part, par l'augmentation en nombre des formes organiques, d'autre part, par le degré d'élévation qu'elles atteignent : l'une et l'autre sont le plus développées à l'ère actuelle.

§ 2. **Théorie de la descendance.** — Le fait sur lequel nous venons d'insister du développement progressif de la vie organique sur la terre aux différentes périodes de son histoire, à mesure que se diversifiait la surface du globe, est dans la connexion la plus étroite avec les résultats auxquels aboutissent les sciences morphologiques et l'étude embryogénique des animaux et des plantes pris individuellement. L'unité organique de la création animée tout entière s'exprime dans la concordance de structure des organismes nombreux et variés, dans les phéno-

mènes des métamorphoses, dans le fait que les stades successifs du développement de tout embryon rappellent l'état actuel des divers types inférieurs à celui de cet embryon. Elle se montre d'ailleurs dans l'apparition successive et progressive de tous les types des organismes. *Darwin* a tenté de grouper tous les faits auxquels nous venons de faire allusion par sa *théorie de la descendance*.

L'hypothèse darwinienne trouve ses fondements dans trois faits principaux : le premier est l'*hérédité* par laquelle les caractères des ancêtres sont transmis aux descendants ; le second est la *variabilité* par laquelle ces caractères ancestraux peuvent, par l'adaptation à des conditions différentes, se modifier dans d'étroites limites qui peuvent être avantageuses, indifférentes ou nuisibles ; le troisième est la *survivance* dans la *lutte pour l'existence* des individus le plus avantageusement doués qui, par suite, donnent naissance à un nombre d'individus d'autant plus grand qu'ils peuvent se maintenir longtemps avec ces avantages — toutes les plantes et tous les animaux sont dans cette lutte perpétuelle entre eux, aussi bien qu'avec les conditions extérieures. Les descendants de ces êtres plus avantagés, modifiés par hérédité dans le sens le plus favorable, le mieux adaptés par conséquent, ont les plus grandes chances de soutenir avec succès cette lutte pour l'existence, de survivre aux autres individus et de se propager. La nature exerce ainsi une *sélection* parmi les individus diversement partagés et favorise aux dépens des autres la multiplication de ceux qui sont le mieux adaptés pour l'existence. De cette même façon les modifications avantageuses, d'abord peu marquées, s'accentuent par la succession des générations, jusqu'à ce qu'elles roduisent des différences tranchées avec le type primitif. Naturellement, l'utilité de chacune de ces modifications est relative aux conditions extérieures; l'adaptation ininterrompue des formes existantes à ces conditions extérieures a été appelée par Darwin la *sélection naturelle*. La durée de cette variabilité liée à la reproduction est illimitée : aussi après des milliers de générations, lorsque cette déviation à peine définissable à l'origine s'est augmentée peu à peu, la variété que l'on ne pouvait guère distinguer d'abord de son type est devenue une forme complétement différente. D'un autre côté, les individus qui présentent des particularités très-marquées ont le plus de chance pour survivre et se reproduire, tandis que les formes moyennes succombent et s'éteignent, et d'ailleurs les variations utiles dans une contrée, une situation, un voisinage *déterminés*, peuvent être nuisibles ailleurs : il se crée une *divergence dans les caractères*, par suite de laquelle les variétés d'une forme primitive marchent dans des directions tout à fait différentes et peuvent, avec le temps, devenir tout à fait dissemblables. Cette loi de développement et de formation continue nous rend

compte de la communauté d'origine de formes morphologiquement très-différentes et même de la descendance d'une seule forme de tous les êtres organiques qui ont vécu ou vivent encore sur la terre : poussée dans ses conséquences, elle *mène à l'hypothèse de la génération équivoque* (spontanée), qui suppose la formation de la matière organisée aux dépens des corps inorganiques.

La géologie confirme d'une *manière générale* la théorie du perfectionnement naturel et du développement continu des habitants de la terre ; elle montre en tout et partout la progression ininterrompue de l'ensemble des organismes, du degré le plus simple et le plus inférieur jusqu'aux points les plus élevés et les plus compliqués de la vie, quoique notre science ne soit pas en état de montrer pour ces âges reculés les innombrables formes de passage et les traits d'union entre les plantes et les animaux. Cela est dû à ce que les organismes à productions solides et les seuls habitants de la terre ferme, dont les restes ont été pris accidentellement par l'eau et recouverts de vase, ont pu laisser des traces de leur existence. En outre, certains sédiments seulement jouissent de la faculté de pétrification, d'autres (par exemple, les grès grossiers et les conglomérats) en sont presque absolument privés. Nous ne pouvons donc avoir connaissance que d'une partie extrêmement restreinte et très-incomplète des animaux et des plantes de périodes anciennes et, pour parler avec Lyell et Darwin, nous avons à notre disposition une histoire de la terre, écrite en un dialecte qui a progressivement varié, dont nous possédons seulement le dernier volume relatif à quelques parties isolées du globe, et encore ne nous est-il connu que par quelques chapitres dont peu de lignes seulement par pages ont été conservées. Chaque mot de cette langue aux lentes variations, plus ou moins modifiée dans les paragraphes successifs, correspond aux formes vivantes, qui paraissent changer brusquement, puisqu'elles reposent immédiatement les unes sur les autres, mais qui, en réalité, sont enfouies dans des formations largement distantes les unes des autres par le temps. Les innombrables lacunes que montre la série des êtres organisés depuis les formations les plus anciennes jusqu'à l'ère actuelle ont une seconde cause aussi de haute valeur, que nous avons déjà étudiée aux pages 164 et suivantes, les *changements de niveau* qui affectent continuellement la surface du globe. Un grand nombre de faits géologiques dont il sera parlé en temps opportun démontrent ces oscillations souvent répétées. Or, nous savons que les habitants des mers sont liés à certains niveaux ou à certaines zones par leur dépendance de certaines conditions de milieu, et il en était de même autrefois. Chaque changement de niveau a affecté des aires souvent limitées, mais quelquefois étendues, qui se sont élevées ou affaissées, d'où modifications correspondantes dans

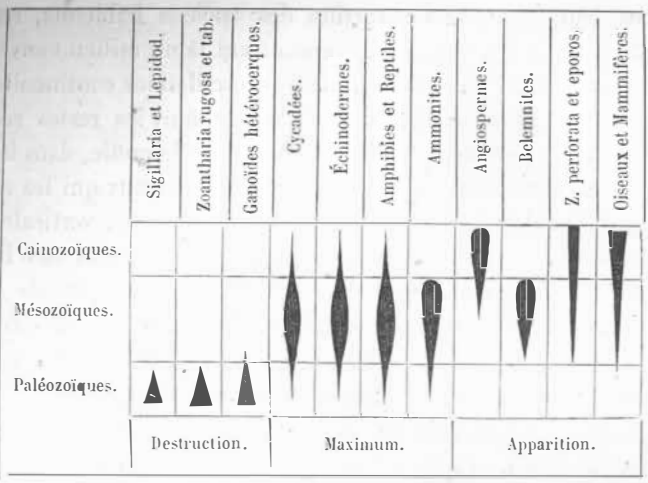
les formes, émigration ou destruction des anciens habitants, remplacés par d'autres venus des environs et rencontrant là un milieu convenable à leur développement. Le résultat de ces oscillations continuelles est le changement incessant des habitants de la mer dont les restes recouverts par les dépôts se pétrifient. C'est la raison pour laquelle, dans la plupart des cas, les ancêtres d'une forme animale et les anneaux qui les relient ne doivent pas être cherchés, comme on le fait d'ordinaire, verticalement les uns sous les autres, mais sur une ligne inclinée qui peut être brisée en zigzag par l'irrégularité des oscillations. Une coupe verticale par une série de couches faite dans ces conditions, même sur des dépôts séparés par une faible épaisseur, mettrait au jour des stades de développement d'une forme animale fort éloignés les uns des autres.

Les premiers arrivés dans les émigrations qui nous occupent apparaissent si isolés entre les espèces de la faune jusque-là dominante, si nettement tranchés de tout ce qui les entoure, que l'on a appelé du nom de *colonies* les régions très-limitées où se sont établis ces pionniers.

Les *types collectifs* (voyez la table) sont les types géologiques importants qui peuvent servir à soutenir la théorie de Darwin sur la descendance.

§ 3. **Périodes géologiques et formations.** — La division de l'histoire du développement de la terre et de ses habitants en un certain nombre de *périodes* repose sur ce fait que le nombre des formes animales et végétales augmente dans les dépôts les plus récents et que, en outre, d'une manière générale, les organismes des temps anciens ont subi un perfectionnement continu par lequel ils se rapprochaient des espèces actuelles, en d'autres termes qu'il y a eu une transformation ininterrompue des faunes et des flores. Pour chacune de ces périodes, la première apparition de certains types plus hautement organisés de plantes ou de végétaux est caractéristique, en même temps que la *prédominance* d'autres genres et familles apparus déjà pendant la période précédente, mais acquérant seulement alors leur maximum de développement, et la *disparition* de formes qui avaient été caractéristiques pour les époques précédentes.

Les changements survenus dans les mondes végétal et animal et qui ont déterminé la séparation des temps mésozoïques d'avec les périodes cainozoïques et paléozoïques, par exemple, peuvent être représentés graphiquement de la manière suivante :



Il ressort de ce tableau que les Lépidodendrées et les Sigillariées, qui jusque-là avaient eu un développement exubérant, disparurent à la fin de l'époque paléozoïque avec les Zoantharia rugosa et tabulata (section des Coraux) et les Poissons ganoïdes hétérocerques ; que les Cycadées, Echinodermes, Ammonites, Amphibies et Reptiles relativement rares d'abord, atteignirent alors leur maximum d'expansion et que, enfin, les Angiospermes, les Coraux constructeurs de récifs (Zoantharia perforata et eporosa), les Bélemnites, les Oiseaux et les Mammifères firent leur apparition. De semblables changements ont continuellement modifié le facies général des habitants de la terre ; ils ont permis aux géologues de déterminer des époques précises dans le passé de notre globe, et l'on appelle *formations les complexes de couches* qui se sont déposés pendant chacune d'elles. Elles sont pour nous les représentants de ces périodes géologiques et enferment pour ainsi dire, dans leur masse, les inscriptions et les médailles relatives aux temps pendant lesquels elles se sont formées, les débris des animaux et des plantes d'alors. Dans ces séries de couches fossilifères, se sont fait jour les produits ignés de la puissance volcanique, qui les traversent en filons ou en masses puissantes, s'étendent sur elles en nappes ou s'élèvent en dômes. De la même manière que l'historien déchiffre les coutumes, l'état moral, les rapports politiques et religieux, en un mot, l'histoire des peuples anciens, dans les ruines de leurs constructions, dans les inscriptions, les sculptures des murailles qu'ils ont élevées, dans les ustensiles ensevelis sous les gravois, dans les armes et les médailles, le géologue recherche les traces que les âges écoulés ont laissées sur la croûte terrestre et il reconstitue avec elles l'histoire de notre planète.

Le grand but que nous entrevoyons n'est pas encore atteint ; même la

surface de notre globe n'est connue que partiellement, tel continent n'est guère connu que dans ses contours, ce qui est caché dans la profondeur l'est encore beaucoup moins, et l'on n'aura de données plus complètes que par suite du progrés de la civilisation suscitant un plus grand développement de l'industrie des mines.

§ 4. *Limite inférieure et supérieure des formations.* Par le mot de formation on comprend un certain nombre de couches qui se laissent réunir par leurs caractères paléontologiques (c'est-à-dire par l'ensemble des êtres organiques qu'elles renferment), qui sont *essentiellement* les mêmes par toute leur étendue. Les formations sont, par conséquent, les étages isolés des séries de couches puissantes dont la partie superficielle de la couche terrestre est principalement formée, étages dont les limites supérieure et inférieure sont caractérisées par l'apparition de nouvelles formes et la destruction d'autres depuis longtemps existantes. La manière dont s'opèrent ces changements de formes est progressive, ininterrompue : aussi les limites que nous posons aux formations, basées sur la différence des restes organiques qu'on y trouve, sont-elles arbitraires, et elles ne sont bien tranchées que dans les cas où, par suite d'un changement de niveau, il y a eu lacune dans la série des sédiments. Si, au contraire, toutes les formations successives, des plus anciennes aux plus récentes, se trouvaient superposées en un point déterminé et sans lacunes (ce qui n'existe nulle part), il serait inutile d'essayer de tracer des divisions dans cette masse de couches, le changement des caractères paléontologiques, depuis les formations les plus récentes jusqu'aux formations actuelles, se ferait presque insensiblement et sans permettre de tracer des lignes de démarcation.

§ 5. *Extension horizontale d'une formation et différences entre des formations de même âge.* La répartition d'une formation, c'est-à-dire d'un système de couches de caractère paléontologique essentiellement semblable, est limité dans l'espace, d'un côté par l'extension de la mer ou du bassin au sein de laquelle elle se forme, et, d'un autre côté, par le fait que les conditions de milieu varient dans la mesure de l'extension en surface et déterminent ainsi dans la flore et dans la faune des changements locaux complets par où change le caractère paléontologique des couches. Les habitants des eaux saumâtres ne sont pas ceux de la mer ouverte, ceux des zones chaudes diffèrent des animaux des zones froides, et la faune des côtes ne ressemble pas à celle des régions profondes de l'océan ; les sédiments synchrones d'un même bassin peuvent donc être très-différents les uns des autres dans les différents points par les débris organisés qu'ils renferment. Il en était de même autrefois, et le caractère paléontologique d'une formation étendue sur une grande surface ne change pas seulement

en direction verticale, il varie aussi dans le sens horizontal, parce que le même complexe de couches peut contenir ici les habitants de la haute mer ou de l'océan profond, là les restes d'animaux côtiers ou les débris des hôtes des marais, des eaux saumâtres ou des lagunes. En connexion avec ce changement du facies paléontologique marche parallèlement une modification du caractère pétrographique qui est sous la dépendance des mêmes conditions. A proximité des côtes se trouvent les galets et les sables, plus loin se trouvent les dépôts de boue marneuse et argileuse, et plus loin encore, avec l'aide des organismes sécrétants, se dépose la chaux, tout cela formant au cours des temps les conglomérats, les grès, les schistes argileux, les marnes et les calcaires, dont les premiers (dépôts côtiers) contiendront les débris d'animaux d'eau saumâtre ou même d'animaux terrestres, et les autres (dépôts de mer profonde) renfermeront les formes océaniques. Ces différences dans les caractères pétrographique et paléontologique d'une même formation se qualifieront dans l'exemple que nous citons, *facies littoral* et *facies océanique*. La formation carbonifère de l'Amérique du Nord, par exemple, présente sur une vaste échelle ce double mode de formation. Dans sa région Est, elle est formée de conglomérats grossiers qui passent vers l'Ouest à des grès dont le facies littoral est dû aux plantes terrestres et de marais qu'ils renferment. Plus loin, vers le Mississipi, les conglomérats et les grès sont remplacés complétement par des calcaires aux fossiles marins, de facies océanique par conséquent. Il faut conclure de là que, à l'époque carbonifère, à l'ouest des Alleghanies, montagnes d'âge paléozoïque, s'étendait un vaste océan dont la côte était formée par une région étendue de lagunes et de marais, à l'intérieur desquels se développait la végétation houillère, tandis que la véritable mer, située plus loin à l'ouest, produisait les Coraux, les Crinoïdes et les Brachiopodes. La période carbonifère, en Europe aussi, est représentée par des formations de facies totalement différent : comme dépôt littoral on trouve les houilles productives, comme formation de baie ou de mer peu profonde le culm, comme produit de mer profonde le calcaire carbonifère. La formation carbonifère du Weald a exactement les mêmes rapports avec le crétacé qui lui est sous-jacent, le Vieux Grès rouge avec le dévonien. Sous ce dernier nom nous comprenons une série de couches de calcaires, de grès et de schistes argileux, peuplées de Trilobites, de Brachiopodes, de Céphalopodes et de Coraux. De même âge que cette formation océanique, il y a un complexe de couches formées par des conglomérats, des grès avec des restes de poissons particuliers (Ganoïdes cuirassés), mais privés de la faune marine que nous venons d'énumérer : on l'appelle le Vieux Grès rouge : c'est évidemment un dépôt formé dans des baies peu profondes, sableuses, un facies littoral du dévonien. Mais aucune forma-

tion ne présente un si grand nombre de facies alternant les uns avec les autres que le trias des Alpes et le tertiaire.

Les différences climatériques, les courants marins, la limpidité plus ou moins grande de l'eau de la mer et sa profondeur plus ou moins considérable, la nature de son fond, rocheux, sableux ou boueux, déterminent également des différences considérables entre des faunes voisines, par conséquent des facies très-différents dans une même formation.

§ 6. **Age relatif de formations de facies paléontologique semblable.** — Le changement des mondes végétal et animal au cours des périodes qui se sont succédé n'a pas eu lieu en même temps par tout le globe. D'une part, les conditions locales de transformation et d'immigration étaient plus ou moins favorables, d'autre part, il s'écoulait de longs intervalles avant que des formes nouvelles vinssent à rayonner de leur patrie dans les contrées voisines, et enfin le développement des habitants d'un continent isolé ou d'un bassin fermé se faisait tout à fait indépendamment des autres bassins et continents. Il en résulte que le caractère organique de la surface de la terre à ces époques anciennes présentait aussi des différences locales et que le développement de l'ensemble des organismes pouvait déjà être porté loin sur un point, tandis qu'ailleurs il était resté stationnaire. Malgré l'identité ou la ressemblance extraordinaire de leurs caractères paléontologiques, des formations peuvent très-bien n'être pas synchrones, mais simplement avoir acquis plus tôt ou plus tard et indépendamment un même degré de développement. Si l'on dit, par conséquent, que la formation crétacée se rencontre dans le nord de l'Allemagne et en Californie, cela veut dire simplement que l'on trouve dans ces deux pays un même dépôt de roches qui enferme des fossiles identiques ou très-semblables, ce qui les fait considérer comme *homologues* ou *équivalents* : en d'autres termes, ils représentent seulement un même degré dans l'histoire du développement de la terre, et la question de savoir s'ils sont de même âge ne peut être tranchée.

La confusion dont était menacée la géologie stratigraphique par ce fait important, nouvellement établi, que des formations semblables n'étaient pas nécessairement de même âge, n'est au fond qu'apparente. La marche du développement, d'une manière générale, a été la même partout et a traversé partout des stades semblables : aussi peut-on observer que les formations se succèdent régulièrement et en concordance dans des pays très-éloignés les uns des autres. C'est pour cela que les formations équivalentes ont un *même âge relatif*. Partout où on la connaît, la formation dévonienne est plus récente que le silurien et plus ancienne que le carbonifère, c'est-à-dire que, dans tous les lieux où l'on rencontre ces trois terrains, le dévonien est situé entre les deux autres. En Asie, en Amérique et en

Europe, le tertiaire est la formation la plus récente et le gneiss laurentien la plus ancienne, par conséquent la plus inférieure de toutes. Mais il peut nous être indifférent de savoir si, par exemple, la formation dévonienne de l'Amérique du nord a quelques millions d'années en plus ou en moins que le dévonien de nos pays : dans l'histoire du développement de la terre nous n'avons aucun point de départ pour calculer la valeur absolue d'une période quelconque.

§ 7. **Points de départ pour l'estimation de l'âge géologique de complexes de couches.** — Il ressort de ce que nous venons de voir que nous avons deux moyens pour arriver à connaître l'âge géologique d'un système de couches ou d'une couche isolée, c'est-à-dire pour pouvoir les ranger dans une des formations qui partagent toute la série des dépôts. Le premier de ces moyens est donné par les *fossiles* (caractère paléontologique), le second par les *rapports de stratification*. Comme ce dernier ne peut souvent servir que là où plusieurs formations sont réunies, ce sont le plus souvent les restes organiques qui sont employés dans ce but. Mais, comme les changements de caractère des flores et des faunes anciennes ne se faisaient pas brusquement et par le remplacement complet des espèces jusque-là existantes par des formes nouvelles, mais bien par le remplacement des espèces éteintes une à une par des formes voisines, tous les fossiles d'une formation ne sont pas caractéristiques pour elle. On réserve le nom de *fossiles caractéristiques* pour ceux dont l'existence est limitée à des périodes isolées, qui appartiennent exclusivement, par conséquent, à des systèmes de couches déterminés. Ainsi, les Nummulites caractérisent le tertiaire, les Hippurites caractérisent le crétacé, les Bélemnites sont propres au jurassique et au crétacé, les Sigillariées et les Stigmaria au dévonien et au carbonifère, les Graptolithes au silurien.

On avait d'abord pensé trouver dans les distinctions pétrographiques des formations des données suffisantes pour les caractériser. Cela est vrai pour les observations locales, mais il n'en est pas de même pour les formations étendues, et l'on a reconnu que le facies pétrographique d'une série de couches n'avait aucune valeur en soi pour l'estimation de son âge relatif. D'un côté, par exemple, les mêmes grès et calcaires et aussi les marnes, les argiles, les conglomérats, se répètent exactement dans presque toutes les formations depuis la plus ancienne jusqu'aux plus récentes, et n'ont, par conséquent, rien de caractéristique pour un étage déterminé; d'un autre côté, le facies pétrographique d'un même dépôt, lorsqu'il est étendu, n'est pas constant et est souvent même très-variable dans ses différents points. Ainsi, une série de couches de conglomérats peut passer à des grès, ceux-ci à des schistes argileux et à des marnes, et les marnes, enfin, peuvent devenir des calcaires. La variété

dans la nature des roches d'une même formation est encore plus tranchée quand leur dépôt se fait en des points séparés : le crétacé est un exemple de cette diversité de facies selon les régions. Sur l'île Rügen, à Calais et à Douvres, il est représenté par la craie blanche avec des silex ; dans la Suisse Saxonne par des grès ; dans le Hanovre et le Brunswick, ces roches sont remplacées par de la craie marneuse et des argiles plastiques ; en France, en Belgique et à l'est de l'Amérique du Nord, par des marnes glauconieuses ; dans l'ouest de la Californie, les schistes cristallins sont l'élément prédominant de la formation crétacée : on ne peut donc trouver caractère moins constant. Cependant tous ces dépôts sont reliés par des caractères communs : ils contiennent des formes animales et végétales identiques et d'autres, en grand nombre, étroitement alliées ; on y rencontre, par exemple, certains Céphalopodes comme les genres Scaphites, Crioceras, Ancyloceras, Baculites et Turrilites. Il faut donc reconnaître ces différents dépôts comme appartenant à une même phase du développement de la terre, à une même formation. En général, les fossiles de différents dépôts montrent d'autant plus de ressemblance qu'ils appartiennent à des époques plus voisines. Ainsi le jurassique et le crétacé ont en commun les Ammonites et les Bélemnites, le silurien et le dévonien, beaucoup de genres de Trilobites et de Céphalopodes, mais le silurien et le crétacé n'offrent pas la moindre ressemblance. Dans ces exemples, l'importance des restes organiques d'une formation pour l'évaluation de son âge et la comparaison avec d'autres dépôts éloignés saute aux yeux.

Ces caractères paléontologiques si décisifs et si importants pour fixer la position d'un système de couches dans la série nous manquent en certains cas. Il est des complexes de couches qui peuvent même avoir une puissance extrême, pendant le dépôt desquels la vie organique n'existait pas encore ou ne jouait qu'un très-faible rôle, et il n'y a pas, en tous cas, dans les plus anciennes formations de la croûte terrestre, de traces sur l'origine organique desquelles on ne conserve pas de doutes. Ici, le caractère paléontologique fait défaut, mais les rapports de gisement, leur présence à la base de toutes les formations, joints à leurs caractères pétrographiques, permettent de les caractériser avec certitude.

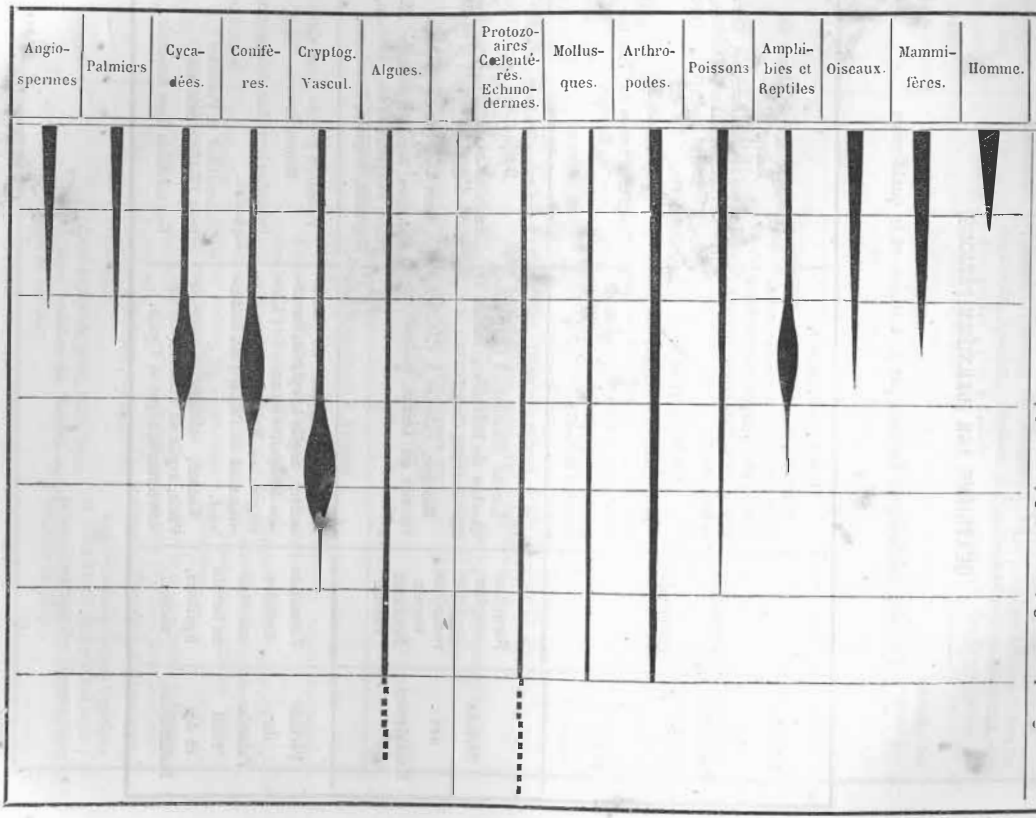
Il en est de même pour de nombreux complexes de couches qui, ou n'étaient pas convenables pour conserver des restes organiques, ou dont le dépôt s'est effectué sous des conditions qui excluaient la vie. Dans ces cas, la situation dans la série de ces couches dépourvues de fossiles est donnée par leurs rapports avec les couches fossilifères. Cette manière d'interpréter l'âge des dépôts est basée sur ce fait que la succession des formations est partout la même, que, par conséquent, les formations équivalentes occupant la même situation dans la série ont le même âge rela-

tif. Si, par exemple, il s'agit d'une série de couches puissantes sans fossiles, située entre le silurien supérieur et le carbonifère inférieur, elle doit représenter le dévonien, caractérisé en d'autres points par sa richesse en certains Coraux (Calceola, Cystiphyllum, etc.) et Brachiopodes (Strigocephalus, Spirifer, Uncites), et ailleurs encore par la présence exclusive de Poissons aux formes bizarres (Cephalaspis, Pterichtys, Holoptychius).

§ 8. **Division de l'histoire du développement de la croûte terrestre et des séries de couches correspondantes en périodes et formations.** — Comme nous l'avons déjà dit, principalement au paragraphe 2, les changements qui ont modifié les rapports physiques de la surface terrestre pendant son développement progressif et lui ont donné sa conformation actuelle se sont exprimés par la multiplication continue du nombre des types et par le perfectionnement des caractères généraux des habitants de la terre. D'après les modifications les plus essentielles de ces derniers, on a divisé l'histoire du développement de la terre et des animaux et des plantes en un certain nombre de périodes correspondant à autant de formations, que nous avons indiquées dans les tableaux suivants : les lignes verticales représentent les types animaux et végétaux les plus importants, et les cases horizontales correspondent aux divisions du temps dans lesquelles ces types sont successivement apparus.

A mesure que se montrent progressivement des formes organiques plus élevées, on voit les caractères généraux propres aux êtres des époques anciennes se rapprocher de ceux du monde actuel. Il ne nous est resté que des traces trop peu sûres de la vie au sein des vieux océans qui ont déposé les éléments du gneiss laurentien, pour nous permettre d'en tirer des conclusions générales, mais la terre aux époques silurienne, dévonienne, carbonifère et dyasique, était certainement bien différente de ce qu'elle est de nos jours. Des formes bizarres comme les Trilobites, les Graptolithes, les Cystidées, les Ganoïdes cuirassés hétérocerques, peuplaient les océans, tandis que les continents étaient d'abord nus et mornes. C'est seulement plus tard que ceux-ci se couvrirent d'une végétation luxuriante de Fougères et de Prêles gigantesques. Le développement des Reptiles, la prédominance des Cycadées et des Conifères, la diminution et la disparition des Cryptogames vasculaires, l'apparition des premiers Mammifères et des Oiseaux, nous préparent l'époque qui précède celle de l'arrivée de l'Homme, caractérisée par les Palmiers, les Dicotylédones angiospermes et les Mammifères gigantesques. D'après la ressemblance paléontologique plus ou moins grande des formations avec le monde vivant actuel, on les a partagées en quatre groupes :

TABLEAU DU DÉVELOPPEMENT PROGRESSIF DE LA VIE ORGANIQUE SUR LA TERRE.



Périodes	Formations.
de la prédominance des Angiospermes, des animaux à sang chaud, principalement de l'Homme.	Alluvions.
de la prédominance des Angiospermes et des Mammifères; le premier Homme.	Diluvium Tertiaire.
du maximum de développement des Conifères, des Cycadées et des Reptiles; les premiers Oiseaux et les premiers Mammifères.	Crétacé. Jurassique. Trias.
du maximum de développement des Cryptogames vasculaires; les premiers Amphibies et les premiers Reptiles.	Dyas. Carbonifère.
de la prédominance des Invertébrés; Poissons assez nombreux, (Ganoïdes cuirassés); les premiers Végétaux Vasculaires sont fréquents.	Dévonien.
des Algues et des Invertébrés; les premiers Poissons et Végétaux vasculaires (rares).	Silurien.
des premières traces, encore douteuses, de la vie organique.	Huronien, Laurentien.

IV. Le *groupe cainozoïque* formé du quaternaire et du tertiaire.

III. Le *groupe mésozoïque* formé par le crétacé, le jurassique et le trias.

II. Le *groupe paléozoïque* formé par le dyas, le carbonifère, le dévonien et le silurien.

II. Le *groupe archaïque* formé par les schistes huroniens et les gneiss laurentiens.

En outre, on a partagé les différentes formations, étages et zones, d'après des caractères paléontologiques de moindre importance : certaines formes de plantes ou d'animaux deviennent caractéristiques de ces divisions secondaires. Nous les passons en revue en indiquant leurs fossiles caractéristiques dans les tableaux suivants :

QUATRIÈME AGE (DERNIÈRE PÉRIODE)

Périodes cainozoïques formées par le tertiaire et le quaternaire

Période du Mammouth et de l'homme primitif.	Formation quaternaire	Partie supérieure : Alluvions, formations récentes d'eau douce et d'eau salée ; tourbières ; récifs de coraux ; produits volcaniques modernes (quaternaire récent). Partie inférieure : Diluvium ; læss ; limon des cavernes, blocs erratiques ; graviers erratiques ; dépôts de sable et de galets de l'*époque glaciaire* (quaternaire ancien).	Troisième grande faune de Mammifères : Mammouth, Rhinocéros, Ours des cavernes, Renne, Aurochs, Bœuf musqué, Cheval, Cerf géant, etc. — Premières traces de l'homme en Europe.
Période des Mastodontes.	Formation néogène (tertiaire récent) ou terrain ligniteux récent.	Éocène (couches à Congeria, couches de Belvedère, sables à Dinotherium, Crag.) Miocène, calcaire à Cérithes, calcaire du Leitha, molasse supérieure.	Deuxième grande faune de Mammifères : Mastodontes, Dinotherium, Hipparion, Singes. Dans l'Europe centrale : Palmiers, Bambous, Laurier, Figuier, Peuplier, Orme, Bouleau, Magnolia, Sequoia, Taxodium.
Période du Paleotherium et des Nummulites.	Formation tertiaire ancienne ou terrain ligniteux, ancien.	Oligocène, gypse de Montmartre, argile à Septaria, formation de lignites du nord de l'Allemagne. — Molasse inférieure, contenant de l'ambre de Samland. Eocène, calcaire grossier de Paris, argile de Londres, formation nummulitique et Flysch.	Première grande faune de Mammifères : Paleotherium, Anoplotherium, Xiphodon. Nummulites et Fucoïdes : Dans l'Europe centrale : Une véritable flore tropicale.

TROISIÈME AGE. — AGE MOYEN DE LA TERRE.

Périodes et formations mésozoïques.

Période des Hippurites, des Ammonites déroulées, et des premiers arbres angiospermes	Formation crétacée.	*Sénonien.* Craie à écrire, tuffeau, Quadersandstein (grès à carreaux) ; sables verts supérieurs; danien. *Turonien.* Craie marneuse ; quader moyen, planer rouge. *Cénomanien* quader moyen ; tourtia à craie glauconieuse; couches à Ammonites varians. *Gault*, marnes de Gargas; argile de Speeton, couches à Ancyloceras ; grès à Godula. *Néocomien.* Hills ; sables verts inférieurs; craie à Spatangues. Contemporaine du Néocomien inférieur une formation de marais et de delta, le *Weald* avec lits de charbon.	Beaucoup d'Éponges, Foraminifères, Bryozoaires, Spatangues, Hippurites, par (ex. Caprotina, Hippurites, Inoceramus). Huitres (Gryphæa Exogyra, Ostrea), Ammonites et formes déroulées, par ex. Hamites, Scaphites, Turrilites, Baculites ; en outre les Belemnites. — Mosasaure. Les premiers Angiospermes, en outre des Conifères tropicaux, des Cycadées et des Cryptogames. A la fin de cette période les Ammonites et les Bélemnites disparaissent complétement.
Période des Nérinées, Ammonites Belemnites Enaliosauriens et des Ptérodactyles.	Formation jurassique ou terrain Oolithique.	*Jurassique blanc* ou supérieur, oxfordien, kimmeridgien, portlandien, calcaire à Scyphia, couches à Ptérocères, calcaires de couleur claire, calcaires marneux, marnes et oolithe. Le passage aux formations wealdiennes se fait par le dépôt de *Purbeck.* L'étage *tithonique* est un faciès special du jurassique supérieur. *Jurassique brun* ou *moyen*, oolithe ferrugineuse, grès, argile de couleur sombre. *Lias* ou *jurassique noir*, schistes et grès bitumineux de couleur sombre ; calcaire oolithique et ferrugineux.	Très-nombreux Coraux constructeurs de récifs, Pentacrinites, Spongiaires, Huitres, Gryphées, Exogira, Trigonia, Pterinea, Pterocera, vraies Sepia, Bélemnites, Ammonites, Aptichus, Tortues, Crocodiles, Ichthyosaures, Plesiosaures; Reptiles volants (Pterodactyles); premiers Poissons osseux. Oiseaux (Archæapterix) ; un assez grand nombre de Marsupiaux. Flore de Cryptogames de Conifères et de Cycadées.
Période des Sauriens batrachoïdes, des premières Ammonites, Oiseaux et Mammifères.	Formation triasique ou terrains salés	Le *rhétien* (couches à Avicula contorta). *Keuper*, marnes bigarrées, lignites argileux (lettenkohle), dolomie et gypse. Dans les Alpes couches de Raibl; dolomie de Schlern, couche de Saint-Cassian, calcaire de Hallstädt. *Muschelkalk*, calcaire, dolomie, gypse, sel gemme. Dans les Alpes couches à Halobia ; calcaire de Virglosia. *Grès bigarrés*, grès, Röth. Dans les Alpes couches de Werfen et grès de Grödner.	Le plus ancien mammifère (Microlestes), un rongeur marsupial. Avicula contorta. Reptiles batrachoïdes (Mastodonsaurus) et Crocodiles; dans les Alpes les premières vraies Ammonites. Encrinus liliiformis ; Ceratites ; les premiers Crustacés macroures (Pemphix), Nothosaurus. Equisétacées géantes; Cycadées et Conifères; Labyrintodontes ; premières traces des Oiseaux (empreintes de pieds).

DEUXIÈME AGE

Périodes et formations paléozoïques.

Période des Ganoïdes hétérocerques.	Dyas ou formation permienne.	*Zechstein.* Kupferschiefer, zechstein, Dolomie gypse, sel gemme, marne. *Rothliegende,* Conglomérat, grès, lits d'argile	Troncs silicifiés de Fougères et Conifères, Amphibiens (Archegosaurus) Reptiles (Proterosaurus). Nombreux Ganoïdes hétérocerques par ex. Paleoniscus. Beaucoup de Productus, Spirifer, Schizodus.
Période des Cryptogames, des premiers Amphibies, Aranéides et Insectes.	Formation carbonifère ou calcaire carbonifère.	*Houiller,* grès, schistes argileux, lits de houille. Formation *carbonifère inférieure*, calcaires, grauwacke, schistes argileux et siliceux. (calcaire carbonifère, culm).	Les Trilobites disparaissent ; Fusulina; maximum des Crinoïdes, des Blastoïdes et des vraies Crinoïdes (Pentatremites, Actinocrinus, Amphoracrinus). Beaucoup de Brachiopodes, surtout les Productus ; Posidonomya Becheri ; vraies Araignées et Insectes ; premiers Amphibies (Labyrinthodons). Grand développement des Cryptogames, Sigillaria, Lepidodendron, Calamites et beaucoup de Fougères.
Période des Poissons cuirassés et des premières plantes terrestres.	Formation dévonienne ou grauwacke supérieure ou terrain de transition supérieur.	*Dévonien supérieur*, calcaire « Kramenzel », calcaire à Goniatites, schistes à Cypridines. *Dévonien moyen*, calcaire à Strigocéphales, schistes à Calcéoles, calcaire eifélien. *Dévonien inférieur*, grauwacke du Rhin, grès à Spirifer. Localement, comme en Écosse, remplacés tous les trois par le *vieux grès rouge* (old red sandstone).	Premières plantes terrestres (Cryptogames vasculaires) Calcéoles. Zoantharia rugosa et tabulata ; Brachiopodes, principalement Spirifer, Strigocephalus, Goniatites, Clymenia ; nouvelle faune de Trilobites (Phacops, Homalonotus. Dans le *vieux grès rouge* Ganoïdes cuirassés : Pterichthys, Coccosteus, Cephalaspis.
Période des Trilobites, Cystidées et Graptolithes	Formation silurienne ou terrain de transition inférieur ou grauwacke inférieure.	*Silurien supérieur.* *Silurien inférieur*, avec la *zone primordiale*, tous deux formés de grauwacke, schistes argileux, quarzites et calcaires, de schistes à Graptolithes et de schistes alumineux.	Végétation presque exclusivement formée de Fucoïdes ; rares Lepidodendrons et Calamites. Faune d'Invertébrés ; traces rares des premiers Poissons dans le silurien supérieur. Zoantharia rugosa et tabulata (Halysites, Calamopora) ; Graptolithes ; Crinoïdes, surtout Cystidées ; Brachiopodes, Orthis, Strophomena, Pentamerus ; Nautilides, Orthoceras, Cyrtoceras, Gomphoceras, Trilobites, Paradoxides, Olenus, Agnostus, Calymene.

AGE PREMIER.

Période et formations archaïques.

Période des premiers commencements de la vie organique.	Formation huronienne ou des schistes primitifs. Formation laurentienne ou des gneiss primitifs.	*Groupe des schistes argileux*, schistes argileux, quarzites, calcaires, schistes chloriteux, graphitiques, talcschistes. *Groupe des micaschistes*, micaschistes, schistes amphiboliques, calcaire, quarzite. *Formation, gneissique*, gneiss, gneiss amphibolique, granulite, quarzite, calcaire cristallin et graphite.	Rares Fucoïdes, peut-être des Graptolithes isolés (Oldhamia), très-rares débris de Crinoïdes. Graphites d'origine organique. Dans les calcaires de la formation gneissique Eozoon Canadense, foraminifère encore douteux.

Il ressort de ces tableaux la division suivante des couches sédimentaires :

GROUPES DES FORMATIONS CAINOZOÏQUES.

Quaternaire.
- Alluvions.
- Diluvium.

Tertiaire.
- Pliocène.
- Miocène.
- Oligocène.
- Eocène.

GROUPES DES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES..

Crétacé.
- Sénonien.
- Turonien.
- Cénomanien.
- Gault.
- Néocomien ou Hills (Wealds).

Jurassique.
- Jurassique supérieur ou J. blanc (Malm).
- Jurassique moyen ou J. brun (Dogger).
- Jurassique inférieur ou J. noir (Lias).

Trias.
- Keuper.
- Muschelkalk.
- Grès bigarrés.

GROUPE DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES.

Dyas ou *permien.*
- Zechstein.
- Rothliegende.

Carbonifère.
Houiller.
Millstone grit.
Culm et calcaire carbonifère.
Dévonien.
Silurien.
GROUPES DES FORMATIONS ARCHAÏQUES.
Huronien ou formation des schistes cristallins (avec le cambrien).
Laurentien ou formation des gneiss primitifs.

ORIGINE ET PREMIER ÉTAT DE LA TERRE.

(Hypothèse de Kant.)

Notre système planétaire tout entier a une même origine. A son état primitif il était représenté par une nébuleuse tournant de l'ouest vers l'est et soumise à une température très-élevée, dont la partie centrale produisit le soleil et dont les limites extrêmes s'étendaient bien au-delà de la route que parcourent aujourd'hui les planètes les plus éloignées. Par le rayonnement dans l'espace, il y eut refroidissement, contraction et, par suite, accélération dans la rotation de la nébuleuse primitive. Aussitôt que la vitesse eût dépassé une certaine limite, il y eut formation d'anneaux équatoriaux qui, en se refroidissant et par suite de leur consistance inégale, se partagèrent en nébuleuses isolées dont chacune tournait de l'ouest vers l'est. Une planète se forma de chacune d'elles, et la même formation d'anneau put se répéter encore alors. — C'est l'origine des satellites des planètes et de l'anneau de Saturne.

Parmi les preuves décisives en faveur de cette théorie émise d'abord par Kant, et que Laplace vint donner 41 ans plus tard, sans qu'il eut connu d'ailleurs les idées du philosophe allemand à cet égard, il faut ranger le fait de la concordance dans la direction de la révolution et de la rotation des planètes, la faible inclinaison et la faible excentricité de leur orbite, l'existence de l'anneau de Saturne, l'état actuel de fusion du soleil, l'identité des éléments composant le soleil avec ceux de notre terre, démontrée par l'analyse spectrale et enfin, l'uniformité des parties constituantes des météorites avec celles de notre planète.

En partant de la théorie de Kant on peut distinguer avec Zöllner cinq phases distinctes dans le développement de la nébuleuse qui nous occupe :

Première phase. — État d'incandescence gazeuse représenté par les nébuleuses planétaires.

Seconde phase. — État d'*incandescence de fusion* représentée par les étoiles fixes à clarté constante.

Troisième phase. — Formation *de scories* ou état de la formation d'une surface obscure refroidie.

Le soleil est au passage de la seconde phase à la troisième. La troisième phase est représentée par les étoiles fixes à éclat variable, à couleur correspondante à l'état d'incandescence rouge dans lequel elles sont. Le passage de la troisième à la quatrième phase nous serait appréciable dans une étoile fixe, par un affaiblissement progressif de son éclat.

La quatrième phase, celle du fendillement violent de la surface déjà refroidie sous la pression de la masse intérieure incandescente qui fait éruption ; phénomène qui se manifeste par la subite illumination d'un nouvel astre.

La cinquième phase, celle de l'épaisissement continu de la croûte terrestre sur laquelle se condense la vapeur d'eau, et, finalement, refroidissement complet du corps céleste.

Notre terre a traversé les quatre premières phases du développement cosmique et est entrée dans la cinquième. Ceci est établi par les observations astronomiques et astrophysiques de la forme du globe, de sa pesanteur spécifique, de ses rapports de température.

a. ÉTUDE DES FORMATIONS.

Formation fondamentale (croûte de solidification).

L'idée d'une mer dans laquelle se précipitèrent les premiers dépôts, implique nécessairement celle d'un fond solide sur lequel elle a pu s'étendre ; les sédiments peuvent provenir d'une solution chimique ou résulter d'une précipitation mécanique et ils doivent nécessairement leurs éléments à des roches préexistantes. De ces considérations il ressort que la série tout entière des sédiments est supportée par un terrain de nature différente et plus ancien, la *formation fondamentale*, qui ne peut être autre chose que la croûte primitive de solidification du globe terrestre.

Il est douteux que cette croûte primitive soit quelque part accessible à l'observation. Peut-être les gneiss inférieurs, uniformes, faiblement madrés, très-indistinctement stratifiés de la formation laurentienne, doivent-ils être considérés comme les produits de solidification à la surface de notre planète incandescente, mais, laissant de côté cette supposition, nous pouvons néanmoins tirer quelques conclusions de leur composition minéro-chimique. La masse du globe, y compris son enveloppe gazeuse, depuis l'origine jusqu'aujourd'hui n'a pas changé ; la matière qui les forme n'a pas diminué et elle n'a pas non plus augmenté, si nous laissons de côté ce qui lui a été apporté par les météorites, dont l'importance est peu considérable.

Les formations nouvelles de roches sont seulement dues à la transformation des roches préexistantes, à l'aide de l'eau et sous les influences atmosphériques ou à la solification de matières fluides venant de l'intérieur s'épancher à la surface. La matière qui forme chaque nouveau dépôt et toutes les formations éruptives qui se sont fait jour proviennent donc de la destruction de roches plus anciennes — toute la série des roches a la même origine et la croûte de solidification doit contenir tous les éléments dont se sont formés plus tard tous les membres de la série sédimentaire. La partie constituante en prédominance par toutes les roches de sédiment est l'acide silicique. Ce corps, soit sous la forme de quarz (quarzite, grès, sables), soit en combinaison avec les bases sous forme de silicates, prend une part si prédominante dans la composition des couches que toutes les bases ne prennent ensemble que des fractions de cet acide. L'acide silicique et les bases proviennent pour la plus grande partie de la croûte de solidification, mais ces éléments ne pouvaient exister côte à côte à l'intérieur de la terre dans leur état primitif de fusion, sans se combiner et former des silicates, aussi la masse principale de la croûte solidifiée est-elle formée de *silicates* et de *silicates acides*, à cause de la prédominance de l'acide silicique.

a. GROUPE DES FORMATIONS ARCHAÏQUES.

(Formations primitives, pré-siluriennes, azoïques ou éozoïques; terrains primitifs.)

Le groupe des formations archaïques forme une série de couches de nature cristalline, puissante de plus de 30 000 m. dont la moitié inférieure est due aux gneiss, aux schistes amphiboliques, aux quarzites et aux calcaires cristallins et le niveau supérieur aux micaschistes, chloroschistes, talschistes, schistes argileux, quelquefois aussi aux conglomérats. L'abondance des gisements de minerai est caractéristique pour ces formations. On ne connaît avec certitude de *restes organiques* que dans les horizons les plus supérieurs ; encore sont-ils très rares et ne consistent-ils qu'en empreintes de Fucoïdes avec les restes de quelques Crinoïdes et des traces d'Annélides. Quelques géologues croient aussi avoir reconnu, dans les calcaires des niveaux les plus profonds, les restes d'un animal très-inférieur (Eozoon), au sujet duquel se sont élevées beaucoup de controverses, et ils ont pour cette raison remplacé le mot *azoïque* par celui de *éozoïque*. Le mot archaïque qui ne préjuge rien sur la question de l'apparition de la vie sur la terre, doit être préféré aux deux autres.

La formation archaïque, produit de l'activité des plus anciennes mers, repose directement sur la croûte de solidification du globe sans que

le contact ait été observé jusqu'ici et elle est irrégulièrement recouverte par les couches les plus inférieurs du silurien, ce qui démontre qu'elle a

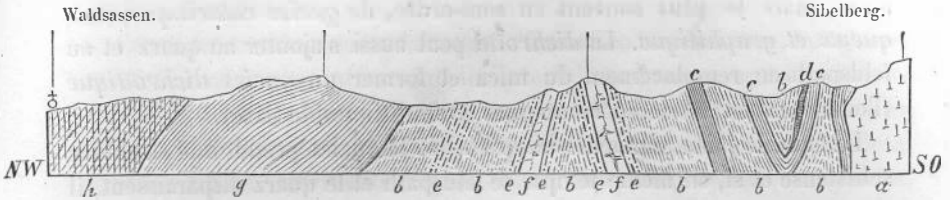


Fig. 93. — Coupe de la région formée de schistes gneissiques et de micaschistes dans les montagnes de Bavière.

a, granite.
b, gneiss micacé.
c, granulite
d, serpentine
e, gneiss amphibolique
f, granite syénitique
} formation du gneiss primitif.

g, micaschistes
h, schistes argileux.
} formation schisteuse cristalline.

été déposée avant celui-ci. Elle paraît s'étendre par toute la terre, mais elle est presque toujours cachée par les formations plus récentes. D'après les différences pétrographiques que nous avons déjà indiquées, le groupe archaïque forme :

II. La formation huronienne ou formation schisteuse cristalline.

I. La formation laurentienne ou formation gneissique primitive.

Formation laurentienne ou du gneiss primitif.

Caractères pétrographiques. L'élément des roches laurentiennes, les plus anciennes que nous connaissions dans la série des couches sédimentaires, est essentiellement le gneiss qui, par ses modifications de structure, passe d'un côté aux schistes correspondants, d'un autre côté aux roches granitiques ; il peut aussi alterner avec eux. En sous-ordre, mais importants néanmoins par leur alternance régulière avec les gneiss, il faut compter le calcaire cristallin, la dolomie, le quarzite, la serpentine, le fer magnétique et le graphite, qui se présentent en zones de puissance variable plus ou moins uniformes.

Les nombreuses variétés du gneiss laurentien se laissent classer en deux groupes principaux, les gneiss amphiboliques et les gneiss micacés, selon que au feldspath et au quarz, viennent s'ajouter le mica ou la hornblende. Le *gneiss micacé* est le plus fréquent dans tous les pays du terrain laurentien ; il y présente les variétés que nous avons indiquées dans la partie pétrogénétique de ce travail. Le nombre de ces variétés est encore augmenté par ce que des minéraux tels que la hornblende, la chlorite, le talc

et le graphite peuvent apparaître dans le gneiss pour y remplacer le mica, d'où l'alternance avec le gneiss micacé d'un *gneiss amphibolique* et aussi, mais le plus souvent en sous-ordre, de *gneiss chloritique*, *talqueux et graphitique*. La *dichroïte* peut aussi s'ajouter au quarz et au feldspath en remplacement du mica et former un *gneiss dichroïtique* (Bodenmais en Bavière, montagnes granulitiques de Saxe).

Lorsque le mica augmente en quantité, le gneiss prend une structure schisteuse et si, en même temps, le feldspath et le quarz disparaissent, il y a passage aux micaschistes. D'un autre côté, le gneiss peut perdre complétement sa structure parallèle parce que les lamelles de mica prennent une disposition irrégulière : il passe alors au gneiss granitique et même quelquefois au granite porphyrique, qui se trouve ainsi intercalé en puissantes masses parallèles, entre les vrais gneiss auxquels ces deux variétés se lient quelquefois étroitement. Ce phénomène du changement du gneiss en micaschistes par la prédominance des micas et en granite par la perte de sa structure parallèle, se répète également pour les gneiss amphiboliques, chloriteux, talqueux et graphitiques. Ces roches schisteuses et granitiques ont donc les mêmes rapports avec les gneiss correspondants que le micaschiste et le granite avec le gneiss micacé. De semblables modifications apportées insensiblement donnent la preuve que la plupart des granites alternant avec les gneiss de la formation laurentienne, ont une même origine et un mode de formation semblable et qu'ils ne sont pas, par conséquent, le résultat des actions éruptives.

Que les proportions dans le mélange des parties constituantes des roches laurentiennes appartenant à la famille du granite, soient extrêmement variables et que, par suite, des espèces de roches toutes nouvelles aient pu être formées, cela résulte particulièrement des rapports de parenté entre la granulite et le micaschiste. De même que la multiplication du mica aux dépens du feldspath et du quarz a transformé le gneiss en micaschiste, par la disparition du mica, le gneiss est devenu de la *granulite*. Cette roche n'est formée que de lamelles d'orthoclase et de quarz, mais elle peut, en reprenant de nombreux lamelles de mica repasser au gneiss. Cette roche se montre ça et là dans les régions laurentiennes, en sous-ordre et régulièrement intercalée (fig. 94), mais elle peut aussi occuper à elle seule de vastes régions comme les pays granulitiques de la Saxe et en Laponie. En Écosse et en Scandinavie, le halleflint joue un rôle qui n'est pas sans importance dans

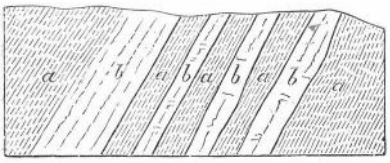


Fig. 94.

Gneiss (*a*) et granulite (*b*) alternant régulièrement à Rödenbach (Bavière).

la formation laurentienne. Cette roche doit être considérée comme une modification très-finement grenue, d'apparence compacte, de la série gneisso-granulitique.

Parmi les membres secondaires de la formation laurentienne, le *calcaire cristallin* est le plus intéressant. Il s'intercale au gneiss avec une puissance de 3 à 400 mètres et se caractérise par sa structure et par sa richesse en minéraux accessoires, principalement en vésuvienne, grenat, épidote, apatite, zircon, tourmaline, spath fluor, graphite, pyrites, magnétite, titanite. Beaucoup de calcaires laurentiens sont dolomitiques, ils sont plus rarement de vraies dolomies. Quelquefois, ils sont très-nettement stratifiés et alternent avec des lits de quarzite et de hallefint ; ils peuvent prendre aussi une structure parallèle par l'apparition en zones des minéraux accessoires que nous venons de nommer surtout du graphite, de la serpentine, du pyroxène et de l'apatite. Entre le gneiss et le calcaire, il y a souvent une étroite liaison due à l'alternance de minces lits de calcaire et de gneiss La *kryolithe*, intercalée aux gneiss groënlandais a une disposition tout à fait analogue au calcaire cristallin. Le *quarzite*, vitreux, grenu ou schisteux (fig. 95) et la *serpentine* se montrent dans tous les horizons de la série des gneiss laurentiens en couches de plus de 100 mètres de puissance souvent nettement stratifiées, la serpentine étant souvent accompagnée de schistes chloriteux et les talcschistes, tandis que le *graphite* assez pur ou mêlé d'argile et dans ce cas souvent schisteux, forme des lits intercalés (fig. 96). La présence de *conglomérats* au milieu de la série

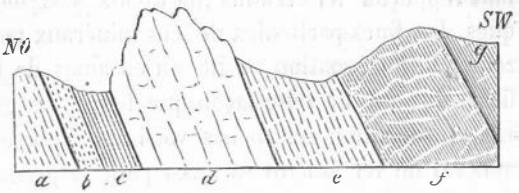


Fig. 95. — Coupe du Pfahl (Bavière).

a, gneiss granitique ; *b*, hälleflint avec cristaux d'orthoclase ; *c*, hälleflint schisteux ; *d*, roche quarzeuse du Pfahl ; *e*, gneiss granitique rouge ; *f*, gneiss rouge normal ; *g*, gneiss bigarré finement madré.



Fig. 96. — Lits de graphite de Wolmersdorf dans la Basse-Autriche.

1, Schistes quarzeux ; 2, calcaire grenu ; 3, schistes amphiboliques ; 4, micaschistes. I-V lits de graphite.

laurentienne est particulièrement importante pour fixer son origine sédimentaire. On observe au Canada un complexe de couches puissant de plus de 300 mètres dans lequel des fragments roulés de syénite et de diorite ont été soudés par un ciment quarzeux, riche en mica, plus ou moins abon-

dant; dans le Michigan, il y a plusieurs lits de conglomérats formés de galets de gneiss, de granite et de quarzite dans une masse fondamentale talqueuse, sableuse ; dans l'État de Vermont, on trouve une zone de conglomérats tout à fait semblables, alternant avec les gneiss et schistes laurentiens.

Un élément accessoire très-fréquent dans les gneiss, surtout dans les gneiss amphiboliques et la syénite, est la magnétite dont ces roches sont souvent imprégnées. Certaines zones et même des couches isolées de la formation gneissique, contenant ce minéral en plus ou moins grande abondance, peuvent s'étendre sur plusieurs milles. On appelle ces bandes parallèles à la formation des *fahlbandes ;* les minéraux qui les forment par leurs particules extrêmement fines disséminées dans la roche sont surtout la magnétite, les pyrites de cuivre et de fer, la pyrite de cobalt, la blende et la cassitérite. En Scandinavie, en Écosse et dans l'Amérique du Nord, on voit de nombreuses imprégnations de cette sorte par la magnétite ; celles de Kongsberg sont dues à la pyrite de cuivre et à la blende, enfin il faut rapporter ici certains gisements d'oxyde d'étain des Monts Métalliques. Les fines particules de ces minéraux peuvent se réunir au sein des zones d'imprégnation en lits ou en amas de forme plus ou moins régulière, disposés de telle façon que leur plus grande surface soit parallèle à la stratification des roches voisines. C'est ce qui arrive surtout pour le minerai de fer aimant et aussi pour la pyrite : les districts gneissiques de la Scandinavie, du Canada et de l'État de New-York en offrent des exemples.

On peut aussi rencontrer de ces gisements sans qu'ils soient liés à des *fahlbandes*. Ils forment alors des membres indépendants de la formation gneissique et se présentent soit en lits irréguliers soit en amas lenticulaires. Dans le premier cas, il n'est pas rare de voir les surfaces limites de ces dépôts très-nettement accentuées et conservant sur des milles de longueur le parallélisme le plus complet entre elles aussi bien qu'avec les roches limitantes (fig. 97). Par les circonstances de leurs gisements ils correspondent exactement aux lits de sphérosidérite des argiles schisteuses de formation récente. On rencontre le minerai d'aimant dans ces conditions en Silésie, dans les Monts Métalliques, en Bavière en Norvège, dans l'Amérique du Nord. A Bodenmais, en

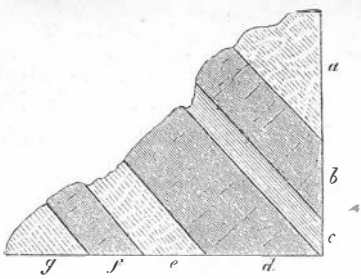


Fig. 97. — Lits de magnétite dans le King-mine (New-Jersey).

a, Gneiss nettement madré ; *b*, magnétite, 1 m., 5 ; *c*, micaschistes ; *d*, magnétite avec apatite, 5 m. ; *e*, gneiss ; *f*, mélange de magnétite de feldspath et de quarz ; *g*, gneiss.

Bavière, au Canada et en Scandinavie on rencontre aussi les pyrites de cuivre et de fer et l'oligiste. On connaît encore à Franklin, dans le New-Jersey, des gisements de willemite, de franklinite et de zincite comme parties accessoires disséminées ou disposées en lits minces dans les calcaires laurentiens.

Traces de la vie organique à la période laurentienne. — L'abondance et la variété des formes par lesquelles la vie organique se manifeste brusquement dans la zone primordiale, niveau le plus inférieur de la formation silurienne, rapprochée de ce fait que depuis cette époque les mondes végétal et animal ont toujours été se multipliant et se perfectionnant par des degrés insensibles, rend vraisemblable que déjà à ces époques appelées *azoïques*, peut-être même pendant la période laureutienne, la vie organique se manifestait déjà dans des formes inférieures. Mais, pour une cause ou pour une autre, on n'a pu jusqu'ici trouver de restes organiques certains dans la formation laurentienne. Un certain nombre de naturalistes de mérite croient cependant reconnaître dans l'Eozoon canadense de Dawson (fig. 98) les restes de l'un des plus anciens organismes qu'ait produits la terre. Dans les calcaires cristallins du Canada, de l'Écosse et de la Bavière on voit des nids de plus d'un pied cube irrégulièrement disposés les uns sur les autres, formés de couches parallèles, ondulées, irrégulièrement concentriques de calcaire grenu et de bandes de serpentine : ces bandes de serpentine ont été considérées comme les restes d'un foraminifère géant, l'Eozoon, et les couches de calcaire dans les quelles elles se trouvent comme des récifs de Foraminifères correspondant aux barres de Coraux récents ou aux roches nummulitiques. Dans cette supposition, l'Eozoon se serait accru par le développement de chambres irrégulières superposées, séparées par des lamelles calcaires qui restaient en communication par des canaux irrégulièrement distribués et finement ramifiés. Les lamelles calcaires, les parois des chambres isolées, sont conservées à l'état de calcaire grenu, mais les chambres elles-mêmes, les canaux de ramification et les branches qu'ils donnent, occupés pendant la vie par le protoplasme de l'animal, sont remplis de serpentine et de minéraux semblables. L'origine organique de l'Eozoon est néanmoins encore douteuse et est combattue par des juges compétents.

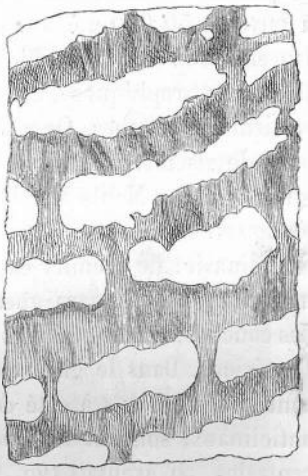


Fig. 98. — Chambres de l'Eozoon canadense, Daws. fortement grossies, d'après Carpenter.

La présence du bitume dans quelques gneiss et calcaires cristallins, de l'asphalte et de l'anthracite dans certains gneiss, des lits de minerai de fer dans le laurentien de la Scandinavie (fig. 99) et surtout les lits nombreux de graphite alternant avec les gneiss, semblent conduire à admettre l'existence de plantes — exclusivement des Algues — à cette époque. Et, en fait, l'analogie de beaucoup de ces couches de graphite avec les charbons plus récents est si grande que l'on est tenté de voir dans le graphite le résultat final de la carbonisation par laquelle les fibres ligneuses se transforment en lignite, en houille et en anthracite (p. 253).

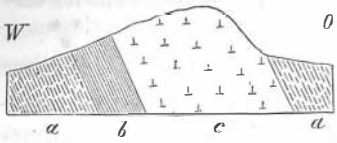


Fig. 99. — Gneiss bitumineux de Vermland, en Suède.

a, gneiss, quelquefois gneiss granitique; *b*, gneiss bitumineux et micaschistes, épais de 50 mètres colorés en noir par le bitume. Certaines couches contiennent 10 % d'un minéral semblable à un charbon brillant mêlé au gneiss en très-fines particules; *c*, hypérite (diorite) du Nulleberg.

Puissance et mode de gisements. La puissance de la formation gneissique laurentienne dont nous venons d'indiquer rapidement les caractères pétrographiques s'élève, au Canada, à plus de 10,000 mètres, en Bavière à environ 30,000 mètres. Les rapports architectoniques de la formation laurentienne sont très-difficiles à juger par suite de l'inconstance des caractères pétrographiques dans une même zone et par le redressement souvent vertical des couches. On a pu cependant reconnaître deux modes principaux de gisement. L'un, en *dômes*, connu par exemple dans la région gneissique des Monts Métalliques et dans les environs de Bergen, l'autre en *zones*, observé au Canada, au Brésil, en de nombreux points de la Scandinavie. Le premier cas est le plus rare ; on voit dans les régions moyennes de ces pays gneissiques une disposition presque horizontale des couches, tandis que vers la périphérie, elles plongent rapidement vers l'extérieur. Dans le gisement en zones, les complexes variés de couches sont situés les uns à côté des autres en plis abrupts, en synclinaux ou anticlinaux, souvent aussi verticalement et même, comme dans les Alpes centrales, en éventail (fig. 100 et 69). De semblables zones de couches

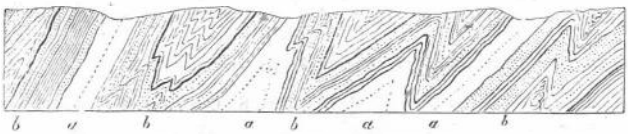


Fig. 100. — Disposition de la formation gneissique laurentienne des environs de Grenville, Canada, d'après *Logan*.

a, calcaire cristallin ; *b*, gneiss et quarzites.

laurentiennes ont souvent une extension très-considérable. Ainsi, la for-

mation brésilienne de micaschistes, granites et gneiss s'étend en direction N. E. sur 250 milles géographiques, tandis qu'une coupe de 64 milles de longueur à travers la chaîne des Andes, à quelques degrés au nord de l'équateur, montre dans toute son étendue les couches gneissiques du laurentien en disposition verticale ou presque verticale. La zone de gneiss qui forme le squelette géologique du système des Appalaches et par conséquent toute la moitié est de l'Amérique du Nord s'étend de l'État de Géorgie jusque l'embouchure du Saint-Laurent sur une longueur de 300 milles.

Situation de la formation laurentienne par rapport aux autres formations. Le laurentien est le groupe de couches le plus inférieur qui soit accessible à nos investigations. Le fondement sur lequel il repose est vraisemblablement la croûte de solidification primitive du globe et on doit le considérer comme la base des autres formations sédimentaires. Il n'est pas rare qu'il soit recouvert en stratification discordante par les schistes huroniens, mais ce sont souvent des terrains plus récents qui viennent au-dessus de lui comme le silurien, le carbonifère ou même des dépôts beaucoup plus jeunes encore.

En l'absence de restes organiques bien nets qui pourraient fixer la position des gneiss laurentiens dans la série des couches, l'on peut seulement avoir recours à leurs rapports de stratification, mais comme les formations plus récentes contiennent des séries de roches aux caractères pétrographiques très-semblables, l'on ne peut toujours inférer des conclusions certaines sur l'âge de celles-ci d'après les caractères pétrographiques. Les rapports de gisement au contraire, comme le montrent les fig. 101 et 102 n'admettent qu'une seule interprétation.

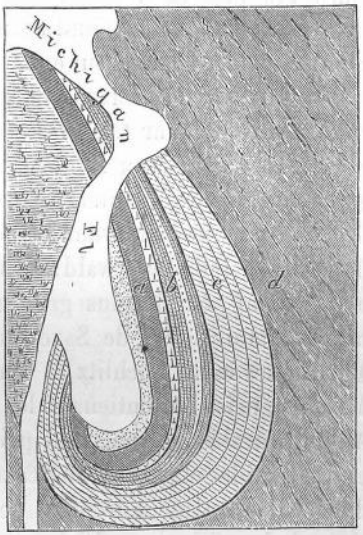


Fig. 101. — Montagne de fer de Smith, en Michigan, au S. du Lac Supérieur.

a, oligiste; *b*, jaspe, silicate de fer et intercalations de diabases; *c*, schistes quarzeux et chloriteux huroniens; *d*, formation du gneiss laurentien.

La fig. 101 montre les rapports géologiques de la Montagne de fer de Smith en Michigan. Une série de couches huroniennes formée de quarzophyllades, de chloroschistes, d'oligiste, de jaspe et de diabases, forme un bassin étroit, à bords rapides, dans un ancien golfe petit et profond creusé dans le gneiss laurentien *d*. Les couches de l'aile E. de ce bassin huronien s'étendent du N. au S. et se cour-

bent en un demi-cercle d'abord vers l'O. puis vers le N. présentant par conséquent leur pente d'abord vers l'O. puis vers le N. et enfin vers l'E., tandis que la direction et l'inclinaison du gneiss laurentien persistent dans le sens N. E, de manière que la discordance atteint son maximum au point où le second système se tourne vers le S.

La fig 102 donne une coupe prise dans le New-Jersey. Les gneiss amphiboliques laurentiens *a*, dont les couches se succèdent verticalement, sont recouvertes en discordance par le conglomérat de Postdam *b*, en couches presque horizontales; son flanc N. E. est recouvert également de conglomérat de Posdtam *b*, de calcaire *c*, de schistes argileux *d*. Les mêmes choses se répètent en de nombreux points au Canada, au Sud du Saint-Laurent et en Scandinavie (par ex Kinnekulle en Gothie. Dans toutes ces localités les gneiss laurentiens sont recouverts en discordance par le couches huroniennes ou siluriennes; non-seulement il faut qu'ils aient été formés plus tôt que celles-ci, mais ils avaient déjà subi un bouleversement profond avant que les sédiments huroniens ou siluriens se fussent déposés sur eux.

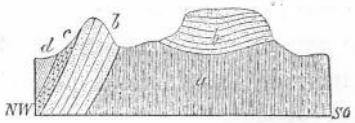


Fig. 102. — Silurien inférieur en discordance sur les gneiss amphiboliques du laurentien.

Mt Copperas, en New-Jersey (*d'après Cook*).

L'extension de la formation laurentienne est très-générale : elle paraît exister partout. Par tous les pays sur lesquels on possède des renseignements suffisants on l'a rencontrée avec son caractère uniforme. Une grande partie du Fichtelgebirge, des monts Métalliques, des monts des Géants et de la Bohême sont formés par le laurentien. Du sud-ouest de la Bohême sur le Böhmerwald s'étend jusqu'au Danube une zone de couches appartenant pour la plus grande partie au groupe laurentien. Les montagnes granulitiques de Saxe qui s'étendent sur le flanc nord des monts Métalliques entre Rochlitz et Chemnitz doivent être rapportées au même âge. Les gneiss laurentiens et les granites gneissiques forment en outre les Alpes centrales; ils sont principalement répandus en Europe, dans l'Écosse et les Hébrides et surtout en Scandinavie et en Finlande. Dans l'Amérique du Nord le sytème laurentien se montre dans deux zones; la zone nord s'étend des régions arctiques en direction S. E. jusqu'au Mississipi supérieur et de là en direction E. par le Minnesota et le Winconsin ver les lacs Supérieur, Huron et Ontario et au nord du St-Laurent jusqu'à l'océan Atlantique. L'autre zone, la zone gneissique des Appalaches commence à l'embouchure du St-Laurent et court en direction S. O. parallèlement au rivage par tous les États atlantiques jusque l'Alabama. Il y a en outre quelques territoires laurentiens isolés à l'O. du Mississipi. Dans l'Amérique

du Sud la formation laurentienne occupe une immense étendue de la côte brésilienne, du Vénézuela et des Andes. On l'a trouvée dans la partie S.-E. de l'Afrique, au Japon et au Bengale, enfin, le gneiss laurentien forme la plus grande partie du Groënland, en tant que ce pays soit connu.

FORMATION HURONIENNE OU DES SCHISTES PRIMITIFS.

Système des schistes cristallins, cambrien (pro parte).

Le huronien repose sur les gneiss laurentiens; il est formé d'une série de couches de plus de 8000 mètres de puissance dont les micaschistes, les quarzites, les calcaires cristallins et de nombreux lits de minerai sont les éléments. Ces roches, pour la plupart, sont donc celles de la formation laurentienne, mais leur structure est surtout schisteuse et non plus grenue ou madrée, ce qui est dû à une diminution dans la quantité des feldspaths. Au lieu de ces roches cristallines, on trouve, au Canada et en Angleterre, en certains points du moins, des conglomérats qui sont un facies de rivage équivalent aux schistes et aux calcaires du reste de l'Amérique du Nord et de l'Europe.

Caractères pétrographiques. Les principales roches de la formation huronienne sont les *micaschistes* et les schistes argileux. Les premiers, toujours nettement stratifiés, sont parfois presque exclusivement formés d'écailles peu serrées, pouvant atteindre un pouce carré, de moscovite et de biotite. Dans d'autres cas, les micaschistes sont si riches en quarz qu'ils se rapprochent des quarzites et enfin, ils passent quelquefois au gneiss en se chargeant de feldspath. Il n'est pas rare de rencontrer des nids de quarz à leur intérieur. Le feldspath, la staurolithe, la hornblende, la tourmaline et surtout le grenat sont leurs principaux minéraux accessoires. De même que les micaschistes laurentiens, les micaschistes huroniens peuvent perdre leur mica qui est remplacé alors par la hornblende, la chlorite ou le talc, d'où la formation de talcschistes, de chloroschistes et de schistes amphiboliques, disposés d'ordinaire en sous-ordre entre les micaschistes, mais qui se montrent aussi indépendants comme au Grossglockner et au mont Rosa, dans l'Oural et au Brésil, dans les États atlantiques sud et au lac Supérieur dans l'Amérique du Nord. Si le mica est remplacé par des écailles d'oligiste en tout ou en partie, il se forme des lits de *micaschistes oligistifères* qui jouent un rôle dans la structure des couches au Brésil et en Géorgie. Dans certains districts, comme dans la vallée de la Schwarza en Thuringe, sur le Michigammi en Michigan, on rencontre des *porphyroïdes*, c'est-à-dire des schistes dont la masse fondamentale, finement grenue ou felsitique, contient des ségrégations de quarz et de feldspath.

Les *schistes argileux* (phyllites) forment le niveau supérieur dans certains territoires huroniens, ailleurs, au contraire, ils sont subordonnés aux micaschistes. Il n'est pas rare qu'ils renferment des individus extrêmement nombreux de chiastolithe et d'ottrélite (schistes ottrélitiques et chiastolithiques). Ils peuvent même être considérés, comme des micaschistes dont les grains sont devenus extrêmement fins, presque compactes, et l'on trouve d'ailleurs des passages entre les deux états. D'un autre côté, par leur composition générale, on peut à peine les distinguer de certains schistes argileux des formations paléozoïques et on les considère avec raison comme le trait d'union pétrographique entre les groupes cristallins les plus anciens et les schistes paléozoïques fossilifères. On trouve quelquefois, au milieu des schistes argileux primitifs, des ségrégations lenticulaires de quarz et de feldspath que suivent les madrures de la roche, d'où une variété de gneiss, le *gneiss phyllitique* qui alterne de la manière la plus régulière avec les vrais schistes argileux en Bavière, par exemple (fig. 103).

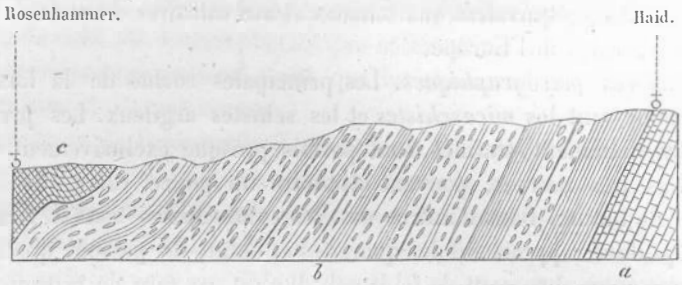


Fig. 105. — Coupe dans la région huronienne du Fichtelgebirge.

a, schistes quarzeux ; *b*, schistes argileux en alternance avec des gneiss phyllitiques ; *c*, schistes argileux.

Les roches siliceuses jouent un rôle très-important dans la série des couches huroniennes ; à leur tête sont les *quarzites* qui peuvent être vitreux ou grenus et dans ce dernier cas passent quelquefois aux conglomérats. Ainsi, le système *cambrien* ou huronien supérieur de la Grande-Bretagne et la formation huronienne du Canada, sont formés en grande partie de *conglomérats* souvent très-grossiers. Ceux-ci sont dus à des fragments roulés de gneiss, de quarz et de syénite, unis par une petite quantité d'argile siliceuse ; les galets oscillent entre les dimensions d'un pois et celle de la tête. On voit aussi des conglomérats entre les micaschistes du banat de Rôman et des États atlantiques sud de l'Amérique du Nord. Les *quarzites* proprement dits sont d'ordinaire nettement stratifiés ; ils montrent, par exemple dans le Michigan, des rides comme en produisent les vagues, qui s'étendent sur de grands espaces et se répètent couche par

couche; en prenant la structure schisteuse déterminée par le talc et le mica dont ils se chargent, ils passent aux schistes quarzeux. L'*itacolumite* est en étroite parenté avec ces roches : elle représente une variété de quarzite dont la flexibilité est due à une structure lâche, grenue-schisteuse et à l'abondance de fines écailles de mica et de talc. Au Brésil, où elle a son développement principal, en Virginie, dans la Caroline et en Géorgie, elle forme la roche mère du *diamant*; elle contient en outre de l'or comme nous le verrons plus tard. Dans certaines régions huroniennes il y a des schistes siliceux et des schistes alunifères qui semblent être avec eux dans les mêmes rapports que les quarzites.

On trouve souvent, dans les séries huroniennes et quelquefois en masses puissantes, des *calcaires*, des *dolomies* et des *calcaires dolomitiques* plus ou moins finement cristallins, blancs ou colorés en gris ou en rouge et en stratification plus ou moins étroitement régulière. Ainsi, près de la limite inférieure du huronien du Michigan, il y a un groupe de calcaires dolomitiques de 600 à 1000 mètres de puissance très-nettement stratifiés, alternant çà et là avec de minces lits de quarzite (fig. 104, c.).

Avec ces roches, il n'est pas rare de voir liés des micaschistes et des schistes calcaires, qui non-seulement alternent avec les calcaires en beaucoup de localités, mais montrent nettement les passages à ces roches, en ce que les minces lamelles de schistes argileux ou de mica, de chlorite et de talc qui séparent les couches, disparaissent progressivement. L'*Amphibolite* se montre aussi fréquemment dans les régions huroniennes; on la voit quelquefois en lits largement étendus, surtout entre les micaschistes et chloroschistes et les quarzites, plus rarement dans les schistes argileux. Les minces lits de *schistes graphitiques* sont très-communs entre les micaschistes huroniens de l'Europe et de l'Amérique du Nord. La *serpentine* est fréquente dans certains terrains huroniens, dans l'Oural, l'Écosse, la Silésie; mais elle ne s'y trouve pas en lits bien réguliers, tandis qu'il n'est pas rare de trouver dans cette roche des veines ou des nids de minerai de chrome et des lits nombreux de limonite, en connexion avec les calcaires huroniens. L'*oligiste* se montre comme membre indépendant en couches de puissance considérable : on peut principalement l'observer ainsi dans l'île d'Elbe, au nord du Wisconsin et à la presqu'île du Michigan. Le célèbre gisement de Rio-Marino, sur l'île d'Elbe,

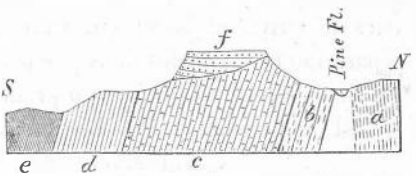


Fig. 104. — Série huronienne au pays du Menomonee, en Michigan.

a, gneiss laurentien ; *b*, quarzites huroniens ; *c*, calcaire 1,000 m. ; *d*, oligiste 250 m. ; *e*, schistes chloriteux 450 m. ; *f*, grès silurien de Postdam, avec faune primordiale.

d'où proviennent les magnifiques cristaux qui ornent nos collections, forme une masse lenticulaire irrégulièrement stratifiée, reposant sur les schistes quarzeux et les chloroschistes, et recouverte de calcaire. Dans le Michigan, le fer oligiste (fig. 104) recouvre les quarzites et calcaires et quelquefois aussi les micaschistes huroniens, en un groupe de couches de plus de 250 mètres de puissance alternativement pauvres et siliceuses, ou riches en fer. Dans certaines zones de cet ensemble de couches, les lits de jaspe se perdent complétement, de sorte qu'il se forme des lits exploitables qui peuvent atteindre 20 mètres de puissance. Le fait que sur les faces de stratification de certaines formations d'oligiste, on a observé des sillons comme en produisent les vagues et que, en alternance avec elles, on a trouvé très-communément des conglomérats de quarzite ferrugineux, de silicate de fer, de jaspe, et des brèches est très-intéressant.

Le minerai de *fer magnétique* se rencontre entre les schistes argileux, les talcschistes et les micaschistes de beaucoup de régions. S'il ne se présente pas comme un membre indépendant, il est quelquefois en masses très-puissantes sous forme de lentilles aplaties ou de lits étendus. On rencontre dans les mêmes circonstances, quoique plus rarement, les pyrites de cuivre et de fer qui vont souvent de compagnie. Dans ce cas, la séparation partielle des deux pyrites en couches séparées, dont l'inférieure contient la pyrite de cuivre en prédominance, et la supérieure la pyrite de fer est bien remarquable. Les effets les plus remarquables de cette espèce s'observent aux mines de Ducktown en Tennessee (fig. 105). Celles-ci sont imprégnées de pyrite de fer et de cuivre avec des noyaux de minerai lenticulaires en zones de plus de 500 mètres de longueur, et dont l'épaisseur peut atteindre 150 mètres, que l'on peut suivre de la Virginie, par le Tennessee, jusqu'à la Géorgie, dans une certaine zone où ils se trouvent disposés en échelons. Toutes ces lentilles de minerai ont quatre horizons communs, dont les deux supérieurs *a* et *b* doivent être attribués à la décomposition du minerai sulfureux par les agents atmosphériques et sont formés de limonite et d'oxyde de cuivre, tandis que le troisième *c* est l'étage où la pyrite de fer prédomine, et que le quatrième est formé par la pyrite de cuivre.



Fig. 105. — Lits de minerais de cuivre de Ducktown.

a, affleurement de limonite; *b*, minerai de cuivre oxydé rouge; *c*, pyrite de fer; *d*, pyrite de cuivre; *e*, schistes huroniens imprégnés de particules de minerai.

L'*or* est un autre minéral accessoire de la formation huronienne. On constate la présence de l'or dans presque tous les districts schisteux du huronien, mais en quantité très-insignifiante et inexploitable le plus souvent. Des travaux assez étendus ont été faits pour l'obtenir, comme dans les États atlantiques de l'Amérique

du Nord, et surtout dans la Nouvelle-Écosse, la Virginie, les deux Carolines et la Géorgie, où l'or se présente de trois manières. On le trouve en fils minces, en lamelles déchiquetées, sous forme de petites arborisations et de cristaux déformés répartis dans la roche ou disposés entre les surfaces de stratification de micaschistes, quarzschistes, itacolumites, talcschistes et chloroschistes que l'on ne peut distinguer des autres par leurs caractères extérieurs. On peut encore rencontrer l'or, et c'est son mode de gisement le plus fréquent, lié à la pyrite de fer et son produit de décomposition, l'oxyde de fer hydraté, imprégnant la roche. La pyrite aurifère peut être répartie également par toute l'épaisseur de certains complexes de couches et, de préférence dans les talcschistes, en noyaux irrégulièrement lenticulaires, Enfin, l'or peut se rencontrer dans une matrice de quarz qui peut prendre la forme d'une lentille plate ou se disposer en lits ; dans ces cas, l'or est seul ou accompagné de pyrite de cuivre, de galène, de blende, de tellure, de bismuth, ou aussi de pyrite de fer.

Restes organiques. — On ne connaît avec certitude de restes organiques que dans la partie supérieure de la formation huronienne, formée de schistes argileux (sous-cambrien). Ce sont des traces d'Annélides (tubes d'Arenicolites didymus et sparsus), des empreintes de Lingula, des fragments de tiges de Crinoïdes, qui se rencontrent dans l'État de Vermont et aux Massachussets, en Bavière et en Bohême et, en outre, des restes de Fucoïdes, principalement des *Oldhamia antiqua* (fig. 106) et *O. radiata*, d'Angleterre, qui ont été aussi considérées comme des colonies de Polypiers voisins des Graptolithes.

Rapports architectoniques. — Comme pour de la formation du gneiss, ces rapports sont souvent très-embrouillés. Les deux formations se montrent d'ordinaire liées l'une à l'autre en zones étendues ou en territoires isolés, à contours irrégulièrement arrondis, au milieu de régions formées de couches plus récentes. Les gneiss laurentiens forment d'ordinaire le squelette de ces îles de roches cristallines dont le remplissage est effectué par les schistes huroniens qui se sont aussi déposés sur leurs flancs (fig. 107 et 108). Lorsqu'il y a ainsi formation d'un bassin ou d'une sorte de golfe, il peut se produire, par des plissements répétés, des formations anticlinales et synclinales, subordonnées au bassin principal. Il se fait alors très-souvent des plis en zigzag et des contournements de couches qui font, de la disposition fréquente en synclinaux et anticlinaux un des caractères du terrain huronien. L'angle d'inclinaison des ailes de ces différents bassins est très-variable, et les couches peuvent affecter toutes les dispositions, depuis la verticale jusqu'à un faible degré d'inclinaison.

Les schistes de la formation huronienne sont indubitablement à la base

de toute la série des couches. Dans un très-grand nombre de points, on peut voir la formation silurienne inférieure, le terrain cambrien en Angleterre,



Fig. 106. — Oldhamia antiqua Forb.

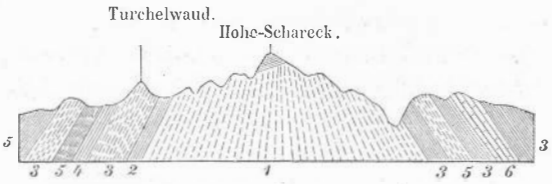


Fig. 107. — Coupe par la chaîne centrale du Tauern.

1. Granite gneissique et gneiss laurentien.
2. Calcaire cristallin,
3. Micaschistes,
4. Micaschistes calcaires, } huronien.
5. Chloroschistes,
6. Schistes quarzifères,

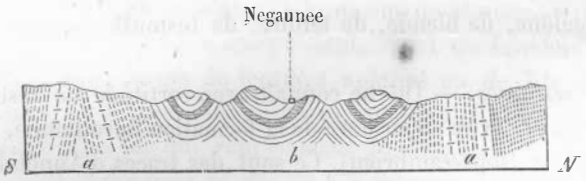


Fig. 108. — Coupe du pays de Negaunee, au Michigan.

a, formation gneissique laurentienne ; *b*, schistes huroniens, quarzites, calcaires, diabases.

recouvrir le huronien en discordance. Les coupes données, fig. 109 et 104, peuvent servir d'exemple. Dans la première, les grès appartenant au silurien le plus inférieur, reposent en couches faiblement inclinées sur les têtes de couches des quarzites huroniens, dont les contours, primitivement anguleux, ont été arrondis par les vagues siluriennes. Les rapports que montre la fig. 104 sont fort instructifs : ici, la série huronienne repose sur les gneiss laurentiens et elle est recouverte en discordance par les grès de Postdam (silurien inférieur).

La fig. 110 montre que des fentes profondes à la surface du huronien

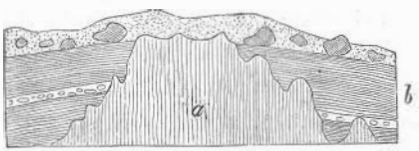


Fig. 109. — Quarzites huroniens.

a, recouvert en discordance par les grès siluriens inférieurs ; *b*, *Marquette* sur le Lac Supérieur.



Fig. 110.

a, Oligiste siliceux huronien ; *b*, grès silurien inférieur. Menomonee-Region.

ont été remplies par les sédiments des mers siluriennes qui forment maintenant dans les couches huroniennes des filons de grès et des conglomé-

SYNOPSIS DES FORMATIONS ARCHAIQUES DANS LES DIFFÉRENTES RÉGIONS

GROUPE DES FORMATIONS ARCHAÏQUES		BAVIÈRE ET BOHÊME	ILES BRITANNIQUES	AMÉRIQUE DU NORD	AUTRES PAYS
	Formation des schistes huroniens	Etages A et B de Barrande. Schistes de Przibram avec Annélides, Crinoïdes et Foraminifères.	Système cambrien, Groupe de Longmynd, conglomérats, quarzites et schistes avec Oldhamia et Arenicolites.	Schistes huroniens du Canada, du Michigan et des États atlantiques, riches en gisements d'oligiste, de cuivre et d'or, avec des restes d'Annélides et de Crinoïdes dans les niveaux supérieurs. (Système taconique inférieur d'Emmons. Coldbrook-group du Nouveau-Brunswick.)	Schistes argileux primitifs et micaschistes primitifs des Monts Métalliques, du Fichtelgebirge, des monts des Géants, des Sudètes, de Bretagne, de Finlande, de Scandinavie. Quarzites et schistes azoïques du Thüringerwald, schistes à Fucoïdes de Saalfeld, beaucoup de schistes cristallins de la chaîne centrale des Alpes, confins militaires, du Banat de Rôman la Sierra-Nevada en Espagne, le système schisteux du sud de l'Oural, les schistes à itacolumite et à oligiste du Brésil, les schistes cristallins aurifères du Vénézuela, les Cordillères, la formation schisteuse silurienne inférieure de la Trinidad, les schistes cristallins de la Chine et du Bengale, du S.-E. de la Chine.
		Schistes argileux hercyniens (schistes argileux primitifs) alternant avec les schistes chloriteux et les calcaires.			
		Micaschistes hercyniens. (micaschistes) argileux primitifs).			
		Stratification discordante.			
	Formation des gneiss laurentiens	Formation hercynienne ou du gneiss gris.	Gneiss fondamental d'Écosse et des Hébrides.	Formation laurentienne du Canada, des environs de la baie d'Hudson, du Groënland, du Wisconsin, du Michigan et des États atlantiques.	Gneiss primitif des Monts Métalliques, du Fichtelgebirge, de Moravie, de Silésie; gneiss de la chaîne centrale des Alpes; série granito-gneissique du Banat de Rôman; gneiss primitif de Finlande et de Scandinavie. Terrains calco-gneissiques de Caratal en Vénézuela et de Natal en Afrique. Formation gneissique de la Trinité et des montagnes des côtes brésiliennes, etc.
		formation du gneiss bigarré.			

rats en relation avec les dépôts horizontaux sus-jacents qui appartiennent au silurien primordial (avec Dikelocephalus par ex.).

La *répartition* de la formation huronienne est un peu moins étendue que celle des gneiss laurentiens, parce que cette formation s'élevait déjà en certains points au-dessus du niveau de la mer huronienne, ce que l'on peut conclure de l'existence en Angleterre et au Canada, par exemple, d'une grande masse de conglomérats, formation côtière. Les affleurements du huronien appartiennent d'ordinaire aux régions laurentiennes, comme nous l'avons déjà dit. Les pays où la répartition des schistes huroniens est le plus considérable en Europe, sont les Alpes du Tyrol, de Salzbourg, d'Oberkärthen et les Alpes suisses, la pente E. des monts de Bohême, la partie S.-O. des Monts Métalliques, les environs des montagnes granulitiques de Saxe, les Sudètes, la Scandinavie, l'Écosse et la Sierra-Nevada en Espagne ; — dans l'Amérique du Nord, les territoires entourant le lac Supérieur et tous les États atlantiques ; dans l'Amérique du Sud, le Brésil, le Venezuela et les Andes. On a observé aussi les schistes huroniens en Afrique, au Bengale, au Japon et en Chine, sur des étendues quelquefois considérables. Le tableau ci-contre montre la répartition et la correspondance des diverses formations archaïques dans les différentes parties du monde.

Phénomènes volcaniques de l'âge archaïque, principalement dans les régions laurentiennes et huroniennes. — A ces âges anciens, des masses rocheuses à l'état igné se sont fait jour et se sont étalées en manteaux d'extension parfois considérable sur le fond des mers, où elles se sont solidifiées et ont été recouvertes de dépôts, par des phénomènes absolument semblables à ceux qui ont déterminé les éruptions de lave aux époques géologiques ultérieures, et même à ceux qui se passent de nos jours. Ces formations éruptives se présentent intercalées dans le complexe des couches archaïques, comme des membres de la série laurentienne et huronienne et sont affectées des mêmes bouleversements. C'est surtout la *diabase* qui se rencontre dans ces circonstances. Ainsi, l'on rencontre dans la région du fer, au lac Supérieur dans l'Amérique du Nord (fig. 108), de la diabase grenue ou aphanitique qui, accompagnée de quarzites ferrugineux et d'oligiste huroniens, prend part à la formation de trois synclinaux répétés. La coupe ci-contre (fig. 111) donne l'exemple d'un de ces bassins huroniens qui devait avoir acquis sa forme avant le dépôt du silurien inférieur, puisqu'il est recouvert en certains points de couches de cette dernière formation, presque horizontales, et par conséquent en discordance.

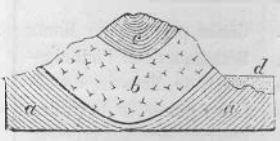


Fig. 111. — Dépôt de diabase huronienne (Negaunee au Michigan).

a, quarzites ferrugineux avec lits de minerai de fer ; *b*, dépôt de diabase ; *c*, quarzites ferrugineux ; *d*, silurien inférieur.

Le granite éruptif en amas aplatis ne semble pas rare à l'intérieur de la série des gneiss laurentiens, mais sa distinction d'avec le granite gneissique d'origine sédimentaire n'a pas été bien établie et est quelquefois très-difficile d'ailleurs. Les principales éruptions de granite, en tout cas, n'eurent lieu que plus tard.

Avec ces formations éruptives intercalaires, se tiennent étroitement liées des éruptions en filons : on peut rarement démontrer leur liaison cependant. En de nombreux points où elles affleurent, les couches des formations azoïques sont traversées de roches éruptives, principalement de granite, de syénite, de diorite et de diabase : avant le dépôt du silurien, par conséquent dans la période archaïque même, elles sont peu nombreuses, la plupart arrivèrent beaucoup plus tard. La preuve définitive de l'éruption de certains granites et diabases à l'époque présilurienne ne peut être admise que là où des couches siluriennes inférieures reposent sur leurs affleurements. Dans la fig. 112, un granite *a* est traversé par deux filons de diabase : le granite et les filons sont recouverts de grès siluriens, mais le granite ou la diabase ne pénètrent pas dans le grès, et, bien plus, la surface des deux premières roches a été complétement polie par l'action des vagues avant le dépôt du silurien.

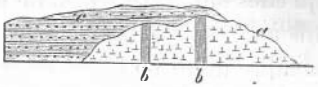


Fig. 112.

a, granite ; *b*, filon de diabase ; *c*, grès silurien inférieur (Lac Supérieur).

Les couches laurentiennes du Canada furent ensuite traversées par de très-nombreuses roches éruptives. Les plus anciennes des diabases grenues forment dans les gneiss des filons épais de 70 à 100 mètres et qui présentent une division en colonnes très-nettes. Ces filons de diabase sont coupés sur leur parcours d'amas étendus de syénite, aux environs desquels se montrent des filons plus récents d'un felsitporphyre typique rouge-brun, qui contient assez souvent des fragments de gneiss, de diabase et de syénite et peut même prendre le caractère des brèches. L'éruption de ces trois roches appartient à l'âge archaïque, car les couches siluriennes déposées sur les gneiss laurentiens ne sont pas traversées par les filons de diabase, de syénite ou de felsitporphyre.

Une disposition comme celle que nous venons de décrire n'est pas fréquente ; cependant, les cassures et les plissements extrêmes qu'ont subi beaucoup de complexes des formations archaïques, au voisinage de certaines masses de granite et de filons, permettent aussi de conclure que l'éruption de maints granites a eu lieu alors que les formations laurentiennes n'étaient pas encore complétement solidifiées, mais avaient cependant conservé de la flexibilité. Mais il est indubitable que l'éruption de la plupart des roches qui traversent les séries de couches archaïques n'a eu lieu qu'aux périodes dévoniennes et carbonifères ou même encore plus

tard. Comme exemple de ces formations en amas ou en filons de granite, de diorite, de diabase, de syénite et de porphyre qui traversent les roches archaïques et sont par conséquent plus récentes, mais dont on ne peut cependant fixer l'âge exactement, on peut citer les masses de granite des Monts Métalliques, du Fichtelgebirge, qui se sont élevées comme des îles au milieu des gneiss et schistes cristallins ; les filons de granite, de felsitporphyre et de diorite dans la région schisteuse du N.-E. des Monts Métalliques, le filon de granite à gros grains dans les micaschistes de Zwiesel ; le filon de pegmatite contenant du béryl de Langenbielau en Silésie ; les filons de granite de Mittweida dans les granulites de Saxe ; les filons de granite dans les schistes chloritifères de l'Oural ; les filons de diorite dans les micaschistes et gneiss de Thüringe, du Böhmerwald et de l'Oural ; les felsitporphyres des Monts Métalliques, etc. Il est très-fréquent de voir ces roches éruptives envoyer des filons ou des veines dans les roches voisines, ou contenir des fragments des gneiss et des schistes qu'elles ont traversés. L'île d'Elbe présente des phénomènes très-instructifs à ce sujet. Les schistes cristallins de cette île sont traversés d'un nombre infini de filons de granite, qui forment tantôt des murailles régulières de 10 à 15 mètres de puissance entre les schistes, tantôt se partagent en plusieurs branches qui peuvent se réunir ensuite, augmenter de volume en certains points et devenir informes. Ils partent en couronne du granite central de l'île qui, en certains points, enferme des fragments puissants des schistes environnants, et peut former une brèche à ciment granitique. On rencontre aussi des injections en coin dans les roches voisines aux dépens de la masse principale, des métamorphoses de contact, des imprégnations des schistes et calcaires voisins par les grenats.

Certaines de ces roches éruptives à l'intérieur des régions archaïques possèdent un intérêt géologique considérable par suite de leur richesse en métaux ; les granites stannifères de Geyer occupent, parmi elles, la première place. Les micaschistes qui forment cette région au sein des gneiss des Monts Métalliques ont été traversés par trois masses de granite, formant des sortes d'îles qui, d'après Stelzner, semblent se réunir dans la profondeur. Ce granite est caractérisé par sa pauvreté en mica et il passe au grès normal en certains points par la diminution et la perte de son feldspath ; ses minéraux accessoires sont la topaze, la tourmaline, le spath-fluor, l'apatite et la mine d'étain ; il peut former des brèches s'il a, dans son passage, arraché des fragments aux roches qu'il traversait, mais quelquefois, dans l'une des trois masses de granite (celle de Geyer), au contact avec les micaschistes, il a pris une structure grossièrement crissalline et forme ainsi un énorme manteau qui recouvre le granite finement grenu du centre. Cet amas granitique de Geyer est traversé d'in-

nombrables filons du volume de 1/4 de pouce à 4 pouces, qui se propagent quelquefois dans les micaschistes voisins et contiennent du quarz, de la topaze, de la pyrite arsenicale et du minerai d'étain ; ils ont imprégné la roche voisine à quelques pouces de distance.

Lorsqu'à l'époque archaïque la croûte terrestre était encore, proportionnellement d'une faible épaisseur, il se produisait contre l'écorce solide du globe d'autres réactions de la masse centrale en ignition ; elles se sont manifestées de deux manières : d'une part, par les bouleversements considérables qui ont affecté les couches et les ont redressées, courbées ou ployées et, d'un autre côté, vraisemblablement en connexion avec les phénomènes que nous venons d'indiquer, par le soulèvement d'une partie de l'ancien fond de mer, en d'autres termes, par l'apparition des premiers continents. Une foule d'observations parlent en faveur de cette opinion. Le recouvrement inégal des formations laurentiennes et huroniennes par le silurien, inégalité qui atteint son maximum là où le silurien repose horizontalement sur des couches archaïques verticales et leurs affleurements (Scandinavie, Michigan, fig. 104, 109, 110 et 111), démontre que les bouleversements de ces dernières étaient terminés avant le commencement de la période silurienne. Les contrées formées de conglomérats siluriens et de grès grossiers reposant sur les formations laurentiennes et huroniennes ne peuvent être interprétées que comme des formations côtières sur les bords des continents archaïques ; les sillons et la stratification oblique qui s'observent principalement dans beaucoup de grès huroniens et siluriens de l'Amérique du Nord, doivent également être interprétés comme appartenant à des eaux basses et à des rivages plats et sableux. Il y avait donc déjà à la fin de l'âge archaïque et au commencement de la période silurienne une séparation en mers et en continents ou îles.

Les gneiss laurentiens et les schistes huroniens, comme roches sédimentaires les plus anciennes, ont été affectées de tous les soulèvements, affaissements et bouleversements qui, au cours des périodes successives, se sont manifestés sur la croûte terrestre et qui doivent être principalement attribuées à la contraction de notre globe par le refroidissement.

Abstraction faite des rapports de stratification, quelquefois extrêmement embrouillés, ces dislocations ont déterminé des *fentes* dans lesquelles se sont formés des *filons minéraux* dont l'âge ne peut être que très-rarement fixé. C'est, par exemple, de cette manière que les Monts Métalliques sont devenus un des districts les plus célèbres et les plus importants. Le plateau élevé qu'ils forment est dû en prédominance aux gneiss et micaschistes et il a tiré son nom de l'abondance de ses gisements de minerai. Nous avons déjà parlé de sa richesse en mine d'étain ; indépendamment

de nombreux filons de limonite et d'oligiste, il s'étend de Meissen jusqu'à Joachimsthal, en passant par Freiberg, Marienberg et Annaberg, une zone riche en filons de minerais d'argent et de plomb. Ces filons sont en groupes ou disséminés et disposés dans les directions les plus variables. Le point le plus important est formé par les environs de Freiberg. Là, les gneiss contiennent des filons de nature très-diverse : 1) les filons *nobles*, dont on connaît plus de 150, sont riches en *quarz*; ils sont formés en prédominance de quarz blanc, de petits fragments de la roche voisine et de minerais d'argent; 2) *les filons de plomb pyriteux* (plus de 300) de quarz, de galène, de pyrites de cuivre, d'arsenic et de fer; 3) *les filons riches de plomb* (environ 400), formés de quarz, de manganèse et de galène argentifère, quelquefois aussi de sulfure d'argent antimonié et de sulfure d'argent; 4) des *filons de plomb barytique* (environ 130) formés de spath pesant, de spath fluor, de quarz, de galène, de blende et de pyrites de fer et de cuivre; 5), des filons de *minerai de cuivre*, pyrite de cuivre, sulfure de cuivre et de fer, cuivre gris, etc. La direction de ces filons est très-variable, N., N.-E. ou N.-O.; souvent plusieurs filons se réunissent, se croisent, formant ainsi des points très-riches. De nombreux filons de felsitporphyre, coupent les filons métalliques et sont, par conséquent, plus récents ; il est rare que le cas inverse se présente. Il est possible que la formation des fentes dans lesquelles se sont disposé les minéraux soit en connexion génétique avec les éruptions du porphyre.

A côté des Monts Métalliques et comme exemple de district archaïque riche en filons, il faut citer les environs du *Kupferberg* en Silésie, où le cuivre, la galène, le minerai d'argent, le spath pesant forment filon dans les schistes argileux et les micaschistes huroniens, et surtout dans les schistes dioritiques au voisinage de felsitporphyres. Le district de *Przibram*, en Bohême, est aussi remarquable ; il est formé de schistes argileux, de quarzites et de grauwackes du huronien supérieur (zone A et B de Barrande), traversé de nombreux filons formés de quarz et de spath pesant, mais surtout de différents sulfures d'argent. Dans le district argentifère de *Longsberg*, en Norwége, depuis longtemps renommé, les filons se trouvent dans les couches pré-siluriennes et même laurentiennes. Le pays de Kongsberg est formé de gneiss, de micaschistes, de talcschistes, de schistes-chloritiques et amphiboliques et de quarzites en couches redressées, dirigées N.-S. Deux zones en particulier y sont imprégnées de pyrite magnétique, de pyrite de fer, de cuivre et de blende. Une de ces zones possède environ 65 mètres de puissance, l'autre, la principale, mesure 400 mètres. Les filons s'élèvent à angle droit à travers les couches de la roche, par conséquent en direction E.-O. ; ils ont seulement quelques pouces de puissance mais sont très-nombreux puisqu'on en connaît plus

de 500. Les minéraux qui constituent ces filons sont le spath calcaire, le spath fluor et aussi, quoique moins fréquemment, la barytine, le quarz, le spath dolomitique, près desquels se groupent l'harmotome, la stilbite, la prehnite, etc.; outre de l'argent natif, ils contiennent aussi différents sulfures d'argent. L'influence de la roche voisine sur la richesse en minerai des filons est remarquable. Ceux-ci sont extrêmement pauvres tant qu'ils traversent la partie de la roche dépourvue d'imprégnations, mais ils s'enrichissent d'argent natif et de minerai d'argent aussitôt qu'ils pénètrent dans les zones argentifères, et c'est seulement en ces points qu'ils sont exploitables. Il faut remarquer cependant que ceci n'a pas lieu par tout le trajet du filon et que, au contraire, le phénomène, se montre très-irrégulièrement, d'une manière sporadique. Ces exemples suffiront pour expliquer la présence de minerais sous forme de filons dans les territoires laurentiens et huroniens.

Les systèmes de couches archaïques sont fréquemment traversés de fentes qui, au lieu d'être remplies par le spath calcaire, la barytine, le spath-fluor, le quarz ou des minerais, ont été comblées par des *silicates* apportés en solution par les eaux. Ainsi, par exemple, la formation granulitique de Saxe est traversée d'innombrables filons d'orthoclase, d'oligoclase, de micas potassique et magnésien, de tourmaline, d'épidote, de grenat, de hornblende, d'andalousite, de topaze, de zircon, etc., dont l'arrangement indique une formation au sein de solutions aqueuses.

b. GROUPE DES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES.

Le groupe des formations paléozoïques a plus de 15 000 mètres de puissance ; il est principalement formé des grauwackes, de schistes argileux, de grès, de calcaires et de conglomérats. La vie organique se montre dans ses horizons les plus inférieurs par la richesse des formes et l'abondance des individus. Les fossiles de la formation paléozoïque s'éloignent généralement beaucoup des organismes actuels et des fossiles des âges plus récents par leur facies et leur structure. On n'a point rencontré parmi ces formes des espèces qui fussent identiques à celles qui ont apparu aux âges ultérieurs ou à celles qui sont aujourd'hui vivantes. Les êtres marins ont une grande prédominance, mais on rencontre aussi les habitants des eaux douces et de la terre ferme, surtout dans les niveaux les plus élevés. Le *règne végétal* est principalement caractérisé à cette époque par le développement de *Cryptogames vasculaires* de taille gigantesque, appartenant surtout aux familles des Calamites, Fougères, Sigillariées et Lépidodendrées. Les Monocotylédons sont restreints à un petit nombre d'espèces et les Dicotylédons manquent complétement. Les familles aux-

quelles appartiennent les plantes paléozoïques ne forment plus qu'une très-minime partie de la flore actuelle; celle-ci étant surtout caractérisée par les Dicotylédons qui forment les 19/20 des plantes. Les principaux animaux de l'âge paléozoïque étaient les Mollusques, les Coraux et les Échinodermes. Parmi les Mollusques, les Céphalopodes et les Brachiopodes sont les plus remarquables et ils sont représentés par un grand nombre de genres depuis longtemps éteints. Les Orthoceras, Cyrtoceras, Lituites, Clymenia et Goniatites, les Spirifer, Leptœna, Orthis, Productus, Pentacrinus et Strigocephalus, peuvent être cités comme exemples. La faune, est ainsi caractérisée, en général, par une faible proportion de Bivalves et de Gastéropodes. Parmi les Polypiers, les Zoantharia rugosa et tabulata et les genres importants des Cyatophyllum, Streptelasma, Cyathaxonia, Cystiphyllum, Zaphrentis, Calceola, Calamopora, Halysites, Syringopora, sont limités à l'âge paléozoïque. C'est aussi le cas des anciens représentants des Échinodermes, les Blastoïdes, les Cystidées et de nombreux genres de vrais Crinoïdes, comme par exemple, Actinocrinus, Poteriocrinus, Rhodocrinus, etc. Les Arthropodes étaient alors représentés principalement par les Trilobites, famille disparue longtemps avant le commencement de la période mésozoïque. Les Poissons étaient les seuls Vertébrés, nombreux en individus et riches en formes. Les Ganoïdes hétérocerques étaient propres à la période paléozoïque (ex. Palæoniscus, Amblypterus, Platysomus), ainsi que les Ganoïdes cuirassés (ex. Cephalaspis, Pterichthys et Coccosteus), mais les vrais Téléostéens manquaient entièrement. Les Vertébrés sont encore représentés dans ces terrains par un nombre très-restreint d'Amphibies, exclusivement par les Batrachosaures auxquels s'ajoutent, à la partie la plus supérieure, des restes rares de vrais Reptiles (Proterosaurus). Rien n'autorise encore à admettre l'existence d'Oiseaux et de Mammifères à l'âge paléozoïque.

Division de la formation paléozoïque. — Jusqu'en 1839 l'on qualifiait cette puissante série de couches qui repose directement sur le huronien et est recouverte par la formation carbonifère du nom de *terrains de transition* ou de *formation de la grauwacke*. Les rapports de position d'ordinaire fort embrouillés de ces complexes de couches et leur apparente pauvreté en restes organiques rendaient extrêmement difficile une division de ces terrains. Il était réservé à Murchison de les partager en deux formations d'après leurs rapports de situation et les fossiles qu'ils contenaient. Il appela *silurienne* la plus ancienne, du nom d'une tribu à laquelle appartenaient les premiers habitants d'une contrée d'Angleterre où ce terrain a son principal développement, et il appela *dévonien* la seconde division du nom de Devon, comté de ce pays. Les observations faites sur les continents européen et américain ont confirmé cette division qui est généra-

lement admise. Le groupe paléozoïque dans son ensemble se partage en quatre formations indépendantes.

1 — Formation silurienne. } Terrains de transition.
2 — Formation dévonienne. }
3 — Formation carbonifère.
4 — Formation dyasique ou permienne.

FORMATION SILURIENNE.

On désigne sous ce nom une série de couches de plus de 6000 mètres de puissance formée principalement de roche argileuses, sableuses et calcaires, ces dernières jouant un rôle secondaire. Elle repose sur les gneiss laurentiens et les schistes huroniens, sous la formation dévonienne et est parfois riche en restes organiques. Les fossiles sont formés exclusivement de Fucoïdes, Coraux, Graptolithes, Crinoïdes, Brachiopodes, Céphalopodes et Trilobites; les organismes terrestres et les habitants des eaux douces n'étaient point encore apparus.

Le *caractère pétrographique* des couches siluriennes n'est nullement constant; bien plus, il varie dans les diverses contrées, mais on peut admettre d'une manière générale que les *grès*, les *schistes argileux*, les grauwackes et leurs schistes, quelquefois aussi les *calcaires* forment ses roches prédominantes; il s'y ajoute, mais en sous-ordre, des conglomérats, quarzites, schistes siliceux, schistes alumeux, marnes et dolomies. La variabilité du facies silurien selon la localité, est due à la multiplication ou au retrait plus ou moins complet de roches qui, ailleurs, jouent un rôle tout à fait opposé.

Le silurien, en général, est assez riche en minerais ; même leur formation, surtout dans l'Amérique du Nord, paraît être un caractère de cet âge et la continuation de ce qui se passait pendant le huronien. Ce sont principalement divers minerais de fer et des minerais de cuivre, de plomb et de zinc disposés en lits, sous forme d'imprégnations ou de dépôts irréguliers, intercalés et par conséquent de même âge que le silurien. Ici se rangent les lits de minerai de fer oolithique du silurien de Bohême et de New-York, les amas de sidérose des Alpes du Nord (fig. 113), les lits nombreux et étendus de limonite dans la dolomie silurienne de la grande vallée des Appalaches, les gisements de calamine et de blende, de Friedensville, en Pennsylvanie, les lits de galène de Austin, en Virginie. Ces derniers forment trois dépôts de 3 et 7 mètres de puissance dans la dolomie stratifiée; ils présentent à la base de la dolomie réfractaire avec des nodules, des veines ou des nids de quarz, de calcaire cristallisé et de galène,

tandis que les couches sous-jacentes présentent toujours des lits de blende qui atteignent parfois un mètre de puissance. Vers la surface, la galène

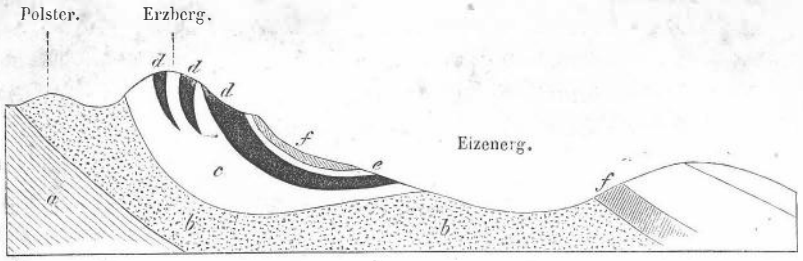


Fig. 113. — Coupe du Erzberg (Eisenerz en Steiermark).

a, schistes argileux ; *b*, grauwacke ; *c*, calcaire ; *d*, sidérose ; *e*, brèche calcaire ; *f*, schistes rouges.

se décompose en céruse et en pyromorphite, la blende en calamine et en smithsonite. Le complexe des couches auxquelles appartient ce banc de dolomie riche en minerais est courbé en selle de manière que la dolomie affleure six fois et forme de chaque côté de l'axe anticlinal trois ailes tombant en direction opposée.

La présence de lits d'anthracite entre les schistes siluriens à Graptolithes d'Écosse, d'Irlande et de Portugal, n'est pas sans intérêt. Les éléments de cette roche charbonneuse ne peuvent provenir que de Fucoïdes, car, à cet âge, les plantes élevées en organisation n'existaient pas encore. On ne peut non plus douter de l'existence de grands *dépôts de sel gemme* au sein de la formation silurienne, à cause des nombreuses sources salées auxquelles elle donne naissance (Salina et Syracuse dans l'État de New-York, Saginaw dans l'État de Michigan).

Entre les roches vraiment clastiques du silurien dont nous avons parlé et au-dessus d'elles, l'on voit en certains districts, des séries de couches au caractère cristallin si caractérisé, que l'on ne peut plus les distinguer, pétrographiquement, des gneiss, micaschistes et schistes amphiboliques laurentiens et huroniens. — Il y a là un phénomène difficile à expliquer au point de vue pétrographique, qui ne s'observe pas seulement en Écosse, mais aussi en Scandinavie où, près de Kjerulf et de Törnebohm, l'ensemble puissant des schistes cristallins qui forment le pays montagneux de la Norwége centrale, doit être considéré comme représentant le groupe silurien supérieur si riche en fossiles sur d'autres points, puisque ces schistes recouvrent en concordance le silurien inférieur. Dans la partie nord de la Suède et principalement dans le Jemtland, près de Törnebohm, on voit, reposant en concordance sur une série de couches qui représente le silurien scandinave jusqu'à la base du silurien supérieur, un système de couches formé de quarzites, de halleflint, de gneiss, de schistes amphi-

boliques, de micaschistes et de calcaires cristallins subordonnés, d'une puissance de 1300 mètres et qui, d'après ces rapports de situation, appartient indubitablement à l'âge silurien.

La place de la formation silurienne à la base des formations sédimentaires fossilifères résulte déjà de ses rapports de stratification. Comme nous l'avons montré par des coupes faites en Scandinavie et dans l'Amérique du Nord (fig. 102, 104, 109 et 110), la série silurienne repose sur les formations laurentienne et huronienne et est par conséquent plus récente qu'elles. Sans doute, dans la plupart des cas, cette superposition est discordante, mais quelquefois cependant, comme en Nassau, en Bohême et même aussi en Angleterre, les schistes argileux du huronien sont si étroitement liés au silurien qu'il n'est pas possible de tirer une ligne de démarcation entre eux. Le silurien est limité, à la partie supérieure, par la formation dévonienne, mais on trouve en Europe aussi bien qu'en Amérique un passage insensible de l'un à l'autre des deux groupes de couches.

Sous le *rapport architectonique*, la formation silurienne ne présente que peu de concordance dans les diverses régions où on la rencontre. En certains pays, comme dans les plaines de la Russie, dans le territoire dépendant du Mississipi, en Suède, les couches siluriennes n'ont point perdu leur disposition primitive. Elles se présentent là, sur une étendue de plusieurs milliers de milles carrés, en situation horizontale : elles n'ont donc subi qu'un simple changement de niveau par suite d'un soulèvement séculaire, en d'autres termes, après leur dépôt au fond de l'océan silurien, elles ont été soulevées lentement au-dessus du niveau de la mer sans qu'il y ait eu de changement essentiel dans la situation des couches. Dans la plupart des cas, cependant, la formation silurienne par suite de bouleversements puissants a été redressée, plissée, brisée, ou bien de grandes dislocations ont déterminé la formation de failles et, par suite, de zones disposées en bassin, en selle, en éventail, ou redressées perpendiculairement, des formes et des dimensions les plus diverses. La schistosité transversale, si caractéristique pour certaines formations paléozoïques, rend plus embrouillés et souvent complétement méconnaissables ces rapports architectoniques.

Caractères paléontologiques de la formation silurienne. — Abstraction faite de quelques rares plantes terrestres extrêmement localisées (Lepidodendron dans le silurien supérieur de Bohême, dans le Harz, dans le Voigtland, en Angleterre), la flore et la faune de l'époque silurienne sont exclusivement marines. Les représentants du règne végétal, très-rares, si on les compare aux formes animales de cet âge, appartiennent aux *Fucoïdes*. Les débris insuffisants que l'on possède en rendent difficile la détermination et leur valeur paléontologique est faible. Par l'accumu-

lation d'un grand nombre d'individus, ils arrivent à former des zones de couches isolées, comme, par exemple, les grès à Fucoïdes de Suède, qui ont quelque importance géognostique et qui ont même fourni, en certains points, comme nous l'avons déjà dit, l'élément des lits d'anthracite siluriens.

Le genre de Fucoïdes le plus important de la formation silurienne est le genre *Chondrites*, mais surtout *Arthrophycus ;* leur espèce la plus répandue est le *Chondrites antiquus* Sternb., qui se rencontre fréquemment dans les schistes siluriens de Bohême, de Scandinavie et de la Grande-Bretagne, et l'*Arthrophycus Harlani* (fig. 114), Fucoïde avec des rameaux arrondis, articulés, plusieurs fois ramifiés, qui recouvre entièrement les surfaces de stratification de certains grès siluriens de l'Amérique du Nord.

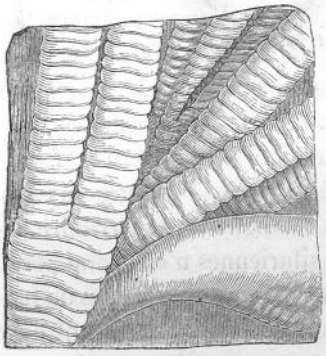


Fig. 114. — Arthrophycus Harlani.

Le *monde animal* pendant la période silurienne atteint un développement beaucoup moins uniforme, et montre une richesse beaucoup plus grande en formes et en individus. D'après Bigsby, la faune silurienne, telle qu'on la connaît aujourd'hui, renferme 9000 espèces, 161 Protozoaires, 507 Cœlentérés, 500 Échinodermes, 154 Annélides, 1611 Trilobites, 318 Entomostracés, 441 Bryozoaires, 1650 Brachiopodes, 168 Monomyaires, 541 Dimyaires, 358 Hétéropodes et Ptéropodes, 895 Gastéropodes, 1454 Céphalopodes et 37 Poissons. Barrande élève la faune silurienne connue à 10 211 espèces. Parmi les animaux les plus inférieurs sont les *Spongiaires*. En opposition à celles des périodes postérieures, les Éponges siluriennes n'étaient pas fixées, mais vivaient librement, aussi avaient-elles une plus grande régularité de formes. Parmi elles il faut surtout citer l'*Astylospongia præmorsa*, Rœm., que l'on rencontre le plus fréquemment en Gothie, dans le Tennessee et sous forme de galets diluviens dans la plaine du nord de l'Allemagne. Elle a une forme presque complétement globuleuse, de sa face antérieure déprimée rayonnent des sillons qui se dichotomisent dans leur course irrégulière. Il en est de même de l'*Aulocopium aurantium* Rœm., du silurien de l'Esthonie, et se rencontrant aussi comme galet dans la grande plaine du nord, et en outre de l'*Astræospongia meniscus* Soff., du silurien du Tennessee. Cette der-



Fig. 115. — Astylospongia præmorsa.

nière Éponge, de forme discoïde, se caractérise par la régularité et le grand nombre de ses spicules à trois rayons.

Les *Coraux* siluriens, pris en masse, appartiennent à la division du *Zoantharia rugosa*, dont les cloisons forment toujours quatre systèmes et jamais six ; les genres les plus répandus sont *Omphyma*, *Acervularia*, *Syringophyllum*, *Cyathaxonia*. On peut citer comme espèces particulièrement caractéristiques : *Cyathaxonia Dalmani* Edw. et H. (fig. 116), petit Polypier que nous représentons fortement grossi, de forme conique avec des sillons septaux et une columelle médiane élevée ; l'*Omphyma* ou *Cyatophyllum turbinatun* Goldf. (fig. 117)).



Fig. 116. — Cyathaxonia Dalmani.



Fig. 117. Omphyma turbinatum.

Les *Zoantharia tabulata* sont presque aussi nombreux que les *Zoantharia rugosa* dans le silurien. Leurs cloisons ne sont pas développées, mais les planchers ont leur complet achèvement. Les *Calamopora* et *Syringopora* sont remarquables par leur richesse en espèces, ils s'élèvent jusque dans le dévonien : le genre *Halysites*, au contraire, est exclusivement silurien. Les espèces les plus importantes sont : *Calamopora* (Favosites),

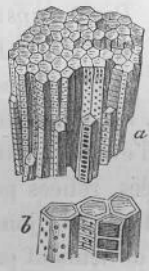
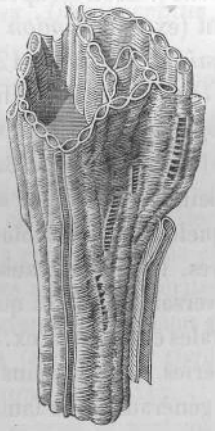


Fig. 118. — Calamopora Gothlandica.

a, de grandeur naturelle ; *b*, un peu grossi pour montrer les pores et les dissépements.



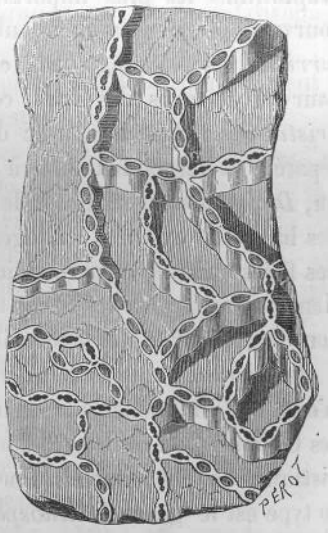


Fig. 119. — Halysites catenularia.

Gothlandica Lam. (fig. 118), et *Halysites catenularia* Linn. (*Catenipora escharoides* Goldf., fig. 119). Le polypier du premier est formé de

tubes en forme de prismes allongés, serrés les uns contre les autres, traversés de nombreux planchers horizontaux et mis en connexion les uns avec les autres par les pores de leurs parois latérales. Dans la seconde espèce, la coupe montre nettement des tubes ovales soudés par le bout et disposés comme les anneaux d'une chaîne à la suite les uns des autres. Il y a également des planchers horizontaux.

Les *Graptolithes* doivent être rangés parmi les êtres les plus remarquables de la période silurienne. On les considère comme des Sertulariens. Par suite de leur fréquence, de leur forme facilement reconnaissable et de leur répartition exclusivement silurienne, ils sont un des fossiles les plus caractéristiques de cette formation. Les Graptolites sont formés d'une tige creuse qui porte toute la colonie, sur laquelle se forment les loges qui se disposent comme les dents d'une scie. Les Graptolithes peuvent être droits ou enroulés en spirale conique, beaucoup d'entre eux étaient d'abord soudés par deux à la base (fig. 121 et 126) ; un certain nombre de ces corps bifurqués semblent quelquefois avoir été soudés autour d'un point central commun (fig. 127); d'autres, au contraire, étaient indépendants et pourvus d'un organe conique appelé pied, fixé au point de bifurcation du polypier. Les restes des Graptolithes se rencontrent d'ordinaire en grand nombre sur les faces de stratification des schistes siluriens et sont, dans ces cas, fortement comprimés; ils sont plus rares dans les roches calcaires et sableuses, mais ils ont conservé leur forme naturelle. Les genres de Graptolithes les plus importants sont : *Monograpsus*, dont l'axe est pourvu de loges d'un côté seulement (ex. M. *priodon* Bronn., fig. 120), *turriculatus* Bar., fig. 122, et *geminus* His., fig. 121) ; *Diplograpsus* pourvus de loges des deux côtés (ex. *D. folium* His., fig. 124, et *D. pristis* His.; *Rastrites*, avec des loges longues, délicates, complétement séparées et perpendiculaires à l'axe (ex. *peregrinus* Barr., fig. 125) ; enfin, *Dictyonema*, en forme de corbeille, d'entonnoir ou d'éventail, avec des baguettes radiales allongées, quelquefois dichotomisées, reliées par des filets transverses perpendiculaires. Ils portent, aussitôt que leur jonction réciproque par les fibres transversales cesse et qu'ils deviennent par conséquent libres, des loges unilatérales comme par ex. D. Hissingeri Gopp.

Parmi les *Echinodermes*, les Astéries et les Oursins sont si rares qu'ils n'ont pas d'influence sur les traits généraux de la faune silurienne, mais les Crinoïdes, au contraire, doivent être rangés parmi les formes caractéristiques de l'âge silurien. Une division des Crinoïdes, les *Cystidées*, dont le type est le genre *Echinosphœrites*, est presque exclusivement de cet âge. L'*Echinosphœrites aurantium* Wahlemb. (fig. 128) se trouve en innombrable quantité dans le nord de l'Europe. Les autres genres de Cystidées par ex. *Cryptocrinus*, *Caryocystites*, *Echinoëncrinus*, *Hemicosmites*,

sont rares, et leur dispersion géographique est limitée. Les *vrais Crinoïdes* avec leurs grands bras composés et leurs pièces calcaires disposées radia-

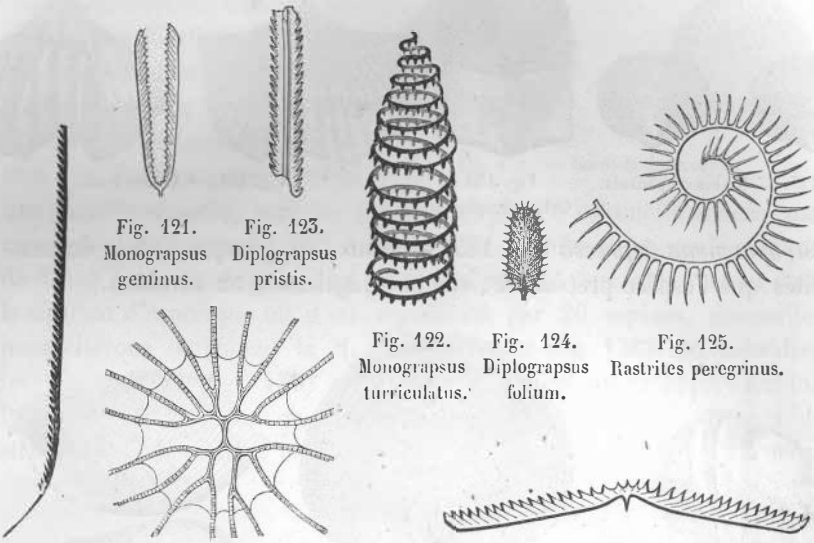


Fig. 121. Monograpsus geminus.

Fig. 123. Diplograpsus pristis.

Fig. 122. Monograpsus turriculatus.

Fig. 124. Diplograpsus folium.

Fig. 125. Rastrites peregrinus.

Fig. 120. Monograpsus priodon.

Fig. 127. Monograpsus Logani.

Fig. 126. Monograpsus geminus.

Graptolithes.

lement ont déjà, dans le silurien, un développement remarquable. Les genres *Cyatocrinus*, *Dimerocrinus*, *Lecanocrinus*, sont relativement très-répandus.

Les *Brachiopodes* et les *Céphalopodes*, parmi les Mollusques, jouent le rôle le plus important dans la faune silurienne ; les premiers sont surtout représentés par les genres *Leptæna*, *Lingula*, *Obolus*, *Rhynchonella*, *Terebratula*, *Atrypa*, et surtout par les *Orthis* et les *Pentamerus*. On a rencontré plus de 259 espèces siluriennes, dont les suivantes méritent d'être citées à cause de leur grande dispersion géographique : *Orthis elegantula* (fig. 129), *Orthis vespertilio* (fig. 130), *Orthis lynx* (fig. 131).

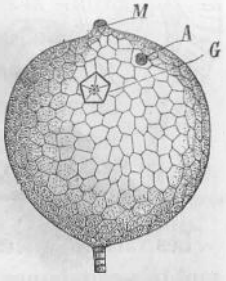


Fig. 128. E. hinosphœrites aurantium.

m, bouche ; *a*, anus ; *g*, pyramide génitale.

Le genre *Pentamerus*, à part quelques espèces qui persistent dans le dévonien, est limité au silurien où il est connu par environ 40 espèces. Parmi ces espèces, le *Pentamerus Knighti* Sow. (fig. 132) a une grande aire de répartition en Allemagne, en Angleterre, en Suède et en Russie. Sur le moule interne on voit le septum moyen de la coquille sous la forme

d'une fente profonde (fig. 133). De tous les animaux siluriens, l'*Atrypa reticularis* est le plus répandu : il se trouve aussi dans le dévonien. La



Fig. 129. — Orthis elegantula.

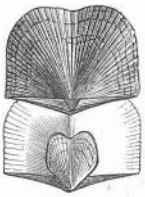


Fig. 130. Orthis vespertilio.



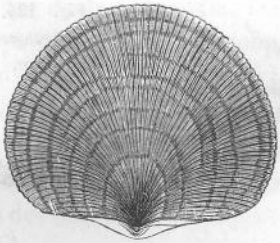


Fig. 131. — Orthis lynx.

Strophomena depressa (fig. 135) se trouve en presque autant de localités que l'espèce précédente ; elle passe également au dévonien.



Fig. 135. — Pentamerus (moule interne).



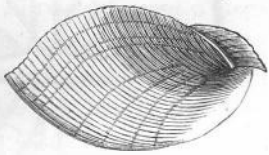


Fig. 134. — Atrypa reticularis.



Fig. 132. Pentamerus Knighti.

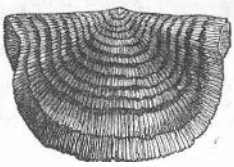
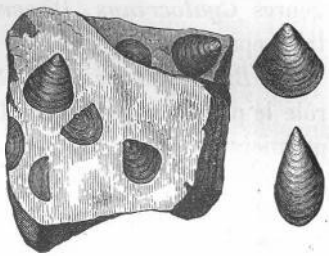


Fig. 133. Strophomena depressa.



136. Lingula prima et antiqua.

Les valves cornées des *Lingula* et des *Obolus* conservées en bon état sont très-communes, surtout dans le silurien inférieur, comme la *Lingula antiqua* Hall., dans les grès de Potsdam, de l'Amérique du Nord, et l'*Obolus Apollinis* Eichw., dans les grès siluriens les plus anciens de la Russie.

Les *Bivalves* sont loin d'avoir dans la faune silurienne l'importance des Brachiopodes et des Céphalopodes, et l'on peut à peine trouver des genres exclusivement siluriens. Les *Cardiola* sont représentées par une dou-

zaine d'espèces, parmi lesquelles la *C. interrupta* Sow. est la plus répandue et la plus facilement reconnaissable. On rencontre aussi des *Arca*, des *Nucula* et des *Avicula*.

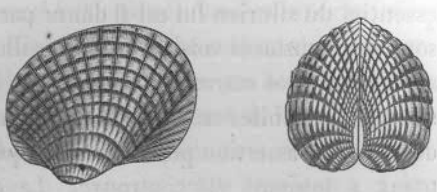


Fig. 137. — Cardiola interrupta.

Les Gastéropodes siluriens appartiennent d'ordinaire aux genres Pleurotomaria, Murchisonia, Turbo, Capulus ; le genre *Maclurea* est exclusivement silurien : ce dernier genre possède une coquille sénestre, enroulée sur un seul plan, à columelle effacée, par conséquent à péristome grand, à bord entier, et enfin un opercule conique de forme toute particulière. Le genre Maclurea se rencontre surtout dans le silurien d'Amérique où il est représenté par 26 espèces, desquelles nous citerons seulement la *M. Logani* Salter (fig. 138). On considère les *Tentaculites* (fig. 139) comme des coquilles ayant appartenu aux Ptéropodes : ils recouvrent en innombrable quantité les surfaces de stratification de certains calcaires siluriens et schistes argileux. Le genre



Fig. 138. — Maclurea Logani.

Fig. 139. — Tentaculites annulatus.

Theca (fig. 140) doit être aussi cité ici ; il a 30 espèces très-répandues dans le silurien.

Les *Céphalopodes* sont uniquement représentés dans le silurien par les Nautilides. Les Ammonites, qui jouent un rôle si important dans les plus récentes formations, n'apparaissaient, avec quelque fréquence, que dans le dévonien. Le genre *Orthoceras*, parmi les Nautiles, atteint déjà le maximum de son développement dans le silurien et il présente, par ex. en Suède, des formes géantes de 1 mètre 30 à 2 mètres de long. Tout à fait caractéristiques pour le silurien sont ces formes chez lesquelles le siphon est très-grand, moniliforme, pourvu quelquefois d'un appareil rayonné ou en forme de cornet, et que l'on a séparées des Orthoceras vrais sous les noms de *Ormoceras* et de *Huronia*. Les genres *Phragmoceras*, *Trochoceras*, *Cyrtoceras*, *Lituites* et *Nautilus*, sont aussi très-nombreux dans le silurien. Barrande compte 1622 espèces de Céphalopodes dans le terrain qui nous occupe.



Fig. 140. Theca gregarea.

Les *Trilobites* prennent un très-grand développement dans le silurien,

tant par le nombre des formes que par celui des individus. On connaît déjà dans cette formation 124 genres et plus de 1600 espèces : aussi le caractère essentiel du silurien lui est-il donné par cette famille éteinte. Les Trilobites sont des Crustacés voisins de la famille actuelle des Phyllopodes, représentés dans nos mares par les *Apus* et les *Branchipus*. Ce que l'on possède des Trilobites est, dans la grande majorité des cas, limité à la cuirasse dorsale, et l'assertion plusieurs fois répétée de pieds articulés chez ces animaux a toujours été controuvée. La cuirasse dorsale se divise en trois parties, aussi bien en longueur qu'en largeur, et c'est là l'origine du nom. On distingue un bouclier céphalique semi-lunaire, des anneaux tho-

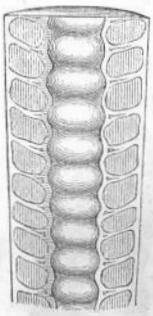


Fig. 141. — Ormoceras tenuifilum.



Fig. 144. — Orthoceras Ludense.

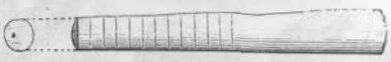


Fig. 143. — Orthoceras junceum.

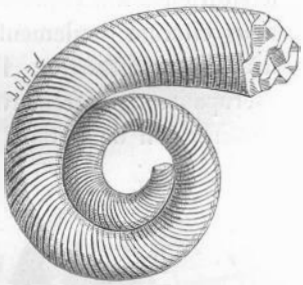


Fig. 146. — Lituites cornu arietis.



Fig. 142. — Orthoceras duplex.

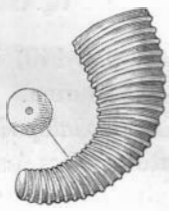


Fig. 145. — Cyrthoceras annulatum.

raciques plus ou moins nombreux et un bouclier caudal. Chacune de ces divisions du corps a une partie médiane courbée qui, pour le bouclier céphalique, prend le nom de glabelle, et deux parties latérales (pleurales). Des deux côtés de la glabelle sont situés les yeux, qui paraissent à facettes chez beaucoup de Trilobites. Certains d'entre eux avaient la faculté de se rouler en boule. Les genres les plus importants et les plus riches en espèces sont *Paradoxides* (fig. 147), *Olenus* (fig. 151), *Agnostus* (fig. 153), *Asaphus* (fig. 148), *Ilœnus* (fig. 149), *Trinucleus* (fig. 150), et *Calymene* (fig. 152).

Les *Beyrichia*, très-abondantes dans les couches siluriennes supérieures,

appartiennent aussi aux Crustacés ; ce sont de petits animaux à valves carrées arrondies sur les angles, verruqueuses.

Jusqu'ici, on n'a trouvé aucune trace de Vertébrés dans les niveaux inférieurs du silurien ; c'est seulement dans les horizons moyen et supérieur qu'apparaissent en Bohême, en Angleterre, en Russie, en Scandinavie et dans l'Amérique du Nord, les plus anciens restes connus de ces animaux, Poissons cartilagineux d'abord très-rares (Pteraspis), puis si abondants (Onchus) que leurs débris forment en Angleterre, entre le silurien et le dévonien, un lit de brèche osseuse (bonebed) qui, en la plupart des points, n'a, en vérité, que 1 à 3 pouces de puissance, mais qui peut atteindre quelques mètres.

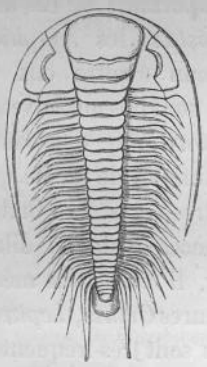


Fig. 147. — Paradoxides bohemicus.



Fig. 148. — Asaphus tyrannus.

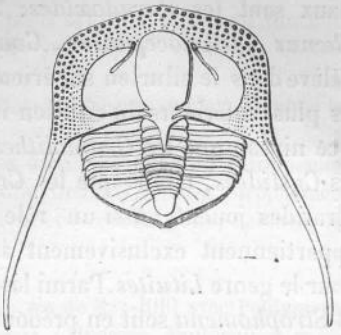


Fig. 150. — Trinucleus concentricus.



Fig. 149. Illænus Davisii.

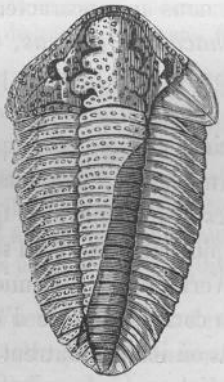


Fig. 152. Calymene Blumenbachii *a*, étendu.

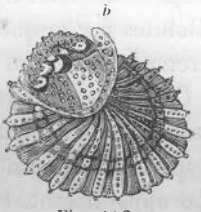


Fig. 152. Calymene Blumenbachii *b*, enroulé.



Fig. 153. Agnostus integer.



Fig. 151. Olenus micrurus.

Division de la formation silurienne. — Les membres de la faune silurienne que nous venons de citer n'appartiennent pas tous aux mêmes horizons, ils sont répartis dans tous les complexes siluriens et représen-

tent bien plutôt une succession de faunes. La division des terrains qui nous occupent repose précisément sur cette diversité des caractères paléontologiques qui n'a pourtant qu'une valeur locale. Ainsi, par ex., les subdivisions établies par Murchison, dans le silurien de l'ouest de l'Angleterre, ne sont pas applicables au silurien de Bohême. Toutefois, dans les contrées dans lesquelles ce terrain est assez développé, par ex., en Angleterre, en Bohême, en Scandinavie et dans l'Amérique du Nord, on a pu établir deux divisions principales de valeur assez générale que l'on a appelées *silurien inférieur* et *silurien supérieur*. Les caractères paléontologiques de ces deux sous-divisions sont généralement uniformes.

Le caractère essentiel du *silurien inférieur* est sa richesse en certains Trilobites qui lui sont propres. Les genres les plus importants de ces animaux sont les *Paradoxides*, *Trinucleus* et *Agnostus*, les *Asaphus*, *Illænus*, *Dikelocephalus*, *Conocephalus*, etc.; aucun d'entre eux ne s'élève dans le silurien supérieur; la plupart même sont liés aux niveaux les plus inférieurs du silurien inférieur (*Zone primordiale*). C'est aussi à ce niveau que les *Graptolithes* atteignent leur maximum, de même que les *Cystidées*, tandis que les *Crinoïdes vrais* sont très-rares. Les Orthocératides jouent aussi un rôle important; les espèces à siphon dilaté appartiennent exclusivement au silurien inférieur. Il en est de même pour le genre *Lituites*. Parmi les Brachiopodes, les genres *Orthis*, *Leptæna* et *Strophomena* sont en prédominance. Les *Lingula* sont très-fréquentes, et le genre *Obolus* est limité au silurien inférieur.

Le *Silurien supérieur* est surtout caractérisé par l'absence complète des genres de Trilobites par lesquels nous avons caractérisé le silurien supérieur. Ils sont remplacés par les *Phacops*, *Bronteus*, *Calymene* et *Homalonotus*. Les Cystidées, si développées en certains points du silurien inférieur, disparaissent rapidement, et les *Crinoïdes vrais* augmentent en individus et en espèces, acquérant ainsi une grande importance; les premières *Blastoïdes* apparaissent. Parmi les Brachiopodes, on voit les *Spirifer* et les genres *Athyris*, *Chonetes* et *Pentamerus*, qui jouent un rôle important. C'est enfin à la partie la plus supérieure du silurien qu'appartiennent les plus anciens restes des Vertébrés, les premiers *Poissons*.

Nous donnons dans un tableau la correspondance d'âge des différents dépôts siluriens dans les divers points où ils se montrent.

Répartition de la formation silurienne. — Le silurien se présente en Europe dans deux vastes régions, avec des caractères fauniques différents. L'une de ces régions s'étend de la Petschora jusqu'en Cornouailles, l'autre suit le long axe de l'Europe, depuis Bogolowsk jusqu'en Portugal. L'une est caractérisée par sa faune baltico-scandinavique, l'autre par le facies bohémien de sa faune. A la première appartiennent les territoires silu-

riens des îles Britanniques, de Scandinavie et de Russie ; à la seconde, ceux de Bohême, du Harz, de Saxe, de Thuringe, des environs de Hof, de France, d'Espagne et de Portugal.

En Angleterre, le silurien atteint son développement principal dans le pays de Galles ; on le connaît aussi au sud de l'Écosse, dans les parties nord de l'Irlande, et à la côte S. de Cornouailles. Les géologues anglais partagent le silurien de leur pays avec Lyell, après Murchison, en de nombreuses subdivisions.

I. Silurien inférieur.

1) *Lingula Flags* (cambrien supérieur), schistes micacés avec Lingula, Dikelocephalus, Olenus et Hymenocaris.

2) *Tremadoc-Slates* (cambrien supérieur), schistes noirs avec Orthoceras, Cyrtoceras, Theca, Lingula.

3) *Arenig* ou *Stiper-stones Group*, schistes quartzeux et grès avec tubes d'Annélides (Arenicolites linearis), Ogygia Selwyni, Didymograpsus geminus. Obolella plumbea.

4) *Llandeilo flags* avec beaucoup de Graptolithes, Orthoceras duplex, Asaphus tyrannus, Ogygia Buchi.

5) *Lits de Bala et de Caradoc*, grès calcaires avec une quantité extrêmement grande de Brachiopodes, ex. Orthis vespertilio, Orthis tricenaria, Strophomena grandis. Maximum des Trilobites, ex. Trinucleus concentricus ; Echinosphérites.

II. Silurien supérieur.

6) *Groupe de Llandovery* (Llandovery inférieur, grès de May-Hill) avec Pentamerus oblongus et liratus, Orthis, Atrypa, Illænus, Calymene, Tentaculites annulatus.

7) *Groupe de Wenlock*, *a*), lits de Woolhope, *b*) calcaire de Wenlock ou de Dudley) avec Halysites catenularia, Calamopora Gothlandica, Omphyma turbinatum, Strophomena depressa, Calymene Blumenbachii, Homalonotus delphinocephalus.

8) *Groupe de Ludlow*, *a*), couches du Ludlow inférieur ; schistes argileux et calcaires (calcaires d'Aymestry avec Pentamerus Knighti, Rhynchonella Willsoni, Lingula Lewisii, Orthoceras Ludense, Lituites giganteus) *b*), couches du Ludlow supérieur (grès de Downton) avec Orthis elegantula, Chonetes lata, Bellerophon trilobatus, Orthoceras bullatum, et en outre une couche épaisse d'environ 0,1 formée par une brèche osseuse (bone-bed), renfermant les restes des plus anciens Poissons (Onchus, Plectrodus, Pteraspis),

En *Norvége*, on peut distinguer deux grandes régions siluriennes, celle de *Christiania* et celle de *Mjösensee*. La série des couches siluriennes est si complétement développée dans le bassin de Christiania que la plupart des subdivisions faites en Angleterre y trouvent leur correspondance. La concordance est encore plus grande, cependant, entre la faune silurienne de Norvége et de Suède. La répartition du silurien, en Suède, est limitée à la partie de ce pays située le plus au S. En Gothie, en Smalande et en Scanie, on trouve les membres du silurien inférieur ; dans l'île Gothland,

au contraire, on trouve la série du silurien supérieur dans sa situation primitive, par conséquent horizontale ou presque horizontale. Le gneiss

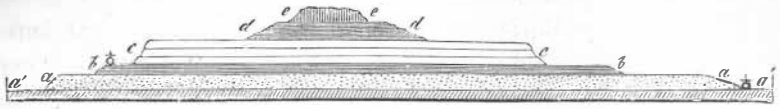


Fig. 154.

Silurien (*a*, *b*, *c*, *d*,) sur le gneiss *a* recouvert d'un manteau de trapp *e* (Kinnekulle, sur le lac Wener).

laurentien est recouvert par le silurien sous forme d'un grès jaunâtre et dur, *a*), avec beaucoup de Fucoïdes que suivent environ 20 mètres de schistes alunifères, *b*), avec beaucoup de Trilobites primordiaux, des calcaires, *c*), avec de nombreux Orthoceratites, Echinosphærites et Trilobites (Illænus et Asaphus), et enfin des schistes argileux *d*), avec une grande abondance de Graptolithes. Ce sont là toutes productions du silurien inférieur. Dans l'île de Gothland, au contraire, le silurien supérieur se montre seul : il est formé de schistes et de calcaires (ex. Halysites catenularia, Calamopora Gothlandica, Pentamerus galeatus, Orthoceras annulatum, etc.).

Le silurien n'acquiert dans aucun pays d'Europe une extension égale à celle qu'il a en Russie. Il s'étend dans ce pays de Pétersbourg, d'un côté vers l'O. le long du bord S. du golfe de Finlande par toute l'Esthonie et le nord de la Livonie, jusqu'aux îles Dagoë et Oesel, d'un autre côté vers l'E. sur les bords S. et S.-E. du lac de Ladoga. Ses couches, presque horizontales, sont formées tantôt d'argiles, tantôt de sables meubles, de schistes bitumineux et de calcaires argileux, de sorte que la consistance pétrographique rappelle plutôt les formations sédimentaires récentes qu'un des plus anciens dépôts. Tandis que la partie inférieure du silurien se trouve seule dans les environs de Pétersbourg, les couches de l'Esthonie, de la Livonie, des îles Dagöe et Oesel présentent le développement complet de ce terrain. Sur les deux pentes de l'Oural, on voit les couches siluriennes en zones étroites ; elles sont redressées et très-bouleversées.

Le silurien est beaucoup plus limité dans l'Europe centrale. C'est en

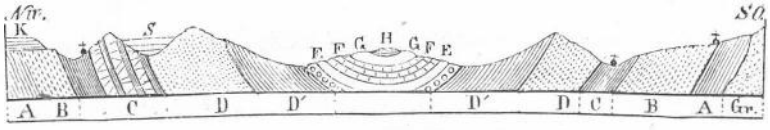


Fig. 155. — Coupe du bassin silurien de Bohême.

Gr., granites et gneiss ; *A*, *B*, schistes azoïques ; *C*, *DD*, étage du silurien inférieur ; *E*, *F*, *G*, *H*, étage du silurien supérieur ; *K*, craie ; *S*, carbonifère.

Bohême qu'il est le plus développé et qu'il a été le mieux étudié. Il forme en ce pays un bassin elliptique de 12 milles de long sur 2 à 3 milles de

large, dont les ailes tombent d'un axe principal qui va de Prague au delà de Beraun dans la direction de Pilsen. Ce bassin silurien repose sur un puissant système de couches sans fossiles (huroniennes), les schistes de Przibram, sus-jacentes elles-mêmes aux granites et gneiss, comme le montre la coupe suivante (fig. 155).

Barrande partage la série de couches que montre cette coupe en trois groupes principaux.

1) *Schistes azoïques* (huronien supérieur).

Étage A et B.

2) *Silurien inférieur.*

Étage C. Zone primordiale avec Paradoxides bohemicus, Conocephalus, Ellipsocephalus.

Étage D. Conglomérats et grès. Étage D ¹. Schistes avec Asaphus, Ogygia, Trinucleus, Illænus. Rares Orthoceratites, très-nombreuses Cystidées, Orthis, etc.

3) *Silurien supérieur.*

Étage E. Calcaire avec de très-nombreux Trilobites (Calymene, Illænus, Acidaspis, Proëtus), Maximum de développement des Céphalopodes, beaucoup de Graptolithes, Calamopora Gottlandica, Halysites catenularia.

Étage F. Calcaire, forte diminution des Céphalodes, Maximum de développement des Brachiopodes.

Étage G. Calcaire. *Étage H.* Schistes avec une faune très-pauvre ; peu d'espèces de Proëtus, Phacops, Orthoceras.

Un phénomène très-remarquable de la formation silurienne de Bohême consiste en ce que, entre les séries normales des couches, sont intercalés des complexes isolés, caractérisés par une faune étrangère, surtout par les précurseurs d'un monde animal qui se montrera seulement plus tard au complet. C'est ce que *Barrande* a qualifié du nom de *colonies ;* ce savant les explique en admettant qu'il y eut des émigrations plusieurs fois répétées d'un bassin silurien voisin, dont le développement organique marchait plus rapidement que celui de la mer silurienne de Bohême, ou se faisait d'une manière tout à fait indépendante (Voy. p. 329).

En Allemagne, il existe seulement des membres isolés du silurien, qui n'offre nulle part sa série complète. La partie du Thüringer Wald au sud de Saalfeld forme un pays silurien fort intéressant. La série que l'on y observe se partage de la manière suivante :

II. *Silurien supérieur* recouvert par le *dévonien supérieur* (Grenzchiefern et schistes à Cypridines).

8 et 7. Schistes à Tentaculites et couches à Néréites, avec Chondrites, Palæophycus, Leptæna, Orthis, Strophomena, Rhynchonella, Spirifer, Tentaculites, Néréites, Beyrichia, Phacops, Harpes, etc.

8. Schistes à nodules avec aiguillons de Ctenacanthus, Tentaculites acuarius et Calamopora Gothlandica.

5. Schistes supérieurs à Graptolithes 15 m., à Grapolithes unilatéraux.

4. Calcaire à Cardiola interrupta, Orthoceras, Nautilus, Spirifer.

3. Schistes siliceux et alunifères, très-riches en Monograpsus et Diplograpsus (schistes graptolithiques inférieurs).

I. *Silurien inférieur*, 5 à 600 mètres.

2 et 1. Schistes de Leimbach et schistes à écrire de Steina avec Echinospherites, Lingula, Discina, Calymene et Asaphus ; au-dessous quartzites et schistes du huronien supérieur avec empreintes végétales.

Une partie importante du Harz et surtout le territoire des rivières de Bode et de Selke sont formés par le silurien. On a distingué les étages suivants énoncés de haut en bas.

4. Les schistes de Zorg.

3. Schistes siliceux (Hauptkieselschiefer).

2. Schistes argileux (Wiederschiefer).

1. La grauwacke de Tann.

Les schistes argileux seuls renferment une faune qui, pour n'être pas riche, est néanmoins variée et permet de la faire correspondre à la succession des étages F.-G.-H., de Barrande; elle est, par conséquent, plus ancienne que les formations du silurien supérieur de Wenlock et de Ludlow, dont l'équivalent doit être l'étage E. de la division du silurien de Bohême.

L'étage de la *grauwacke de Tann* est formé de grauwacke riche en feldspath, finement grenue, rarement formée de grains grossiers ou de conglomérats, sans intercalation de schistes argileux, de calcaire ou de diabase. A leur niveau supérieur on remarque une division en plaque de la roche. Ils ne contiennent en fait de formations organiques que des fossiles végétaux (Lycopodiacées).

L'étage des *Schistes argileux* est formé de schistes argileux dans lesquels se trouvent surbordonnés des calcaires, schistes siliceux, grauwackes, et des roches quartzitiques. Les calcaires sont quelquefois disposés en lentille, d'autres fois ils sont en couches minces et étendues ; les lentilles peuvent elles-mêmes être exploitables ou n'avoir que quelques pieds en dimensions. Ils contiennent des fossiles (Harzgerode, Ilsenburg, Wieda, Zorg, etc.), des Trilobites (Dalmanites), des Gastéropodes (Capulus), des Brachiopodes (Spirifer), des Céphalopodes (Goniatites). A Zorg, à Lauterberg, à Harzgerode, les schistes de ce niveau contiennent des Graptolithes, et l'on trouve des restes végétaux dans les grauwackes de Stolberg, de Wolfsberg et de Strassberg.

L'étage des *schistes siliceux* est formé principalement de schistes argileux noirs, réfractaires, traversés de veines de quartz avec des schistes argileux intercalés. Une coulée de diabase compacte lui est intiment liée. Les fossiles manquent complétement.

L'étage des *schistes de Zorg* est formé de schistes argileux ordinaires ou de schistes novaculaires avec des lits de grauwacke riches en feldspath, présentant des fossiles méconnaissables. Des diabases de consistance grenue y sont d'ordinaire intercalées.

Les *Grauwackes de Tann* traversent le Harz d'une manière continue, de Lauterberg à la vallée de la Selke en passant par Benneckenstein, Hasselfeld, Allrode. Au nord et au sud de cette bande, on voit les couches plus récentes disposées symétriquement et formant trois grands bassins. Deux d'entre eux, l'un large, ouvert vers le S.-O., l'autre petit, ouvert dans la direction E.-N.-E., sont situés au S. de l'axe formé par les grauwackes ; le troisième bassin est situé au N. ; il est rempli par la formation dévonienne.

On a trouvé en outre au pied N. des Sudètes, comme dans le Voigtland saxon et dans la principauté de Reuss, des schistes graptolithiques et par conséquent siluriens. A Hof il y a des complexes de couches siluriennes avec une faune de silurien inférieur. Dans les Alpes de l'Est, il y a, d'après Stach, une petite zone de grauwackes, calcaires et schistes argileux siluriens avec Cardiola interrupta, Spirifer heteroclytus, Orthoceratites et Graptolithes, sur les flancs E.-N et S. de la zone centrale formée par les schistes cristallins et les gneiss.

En France, la formation silurienne n'est pas largement répartie. On l'observe surtout en Bretagne, où elle est principalement formée de grès avecdes Trilobites du silurien inférieur et des schistes argileux. En Espagne et en Portugal il y a aussi des membres du terrain silurien.

Le silurien a sa plus grande expansion dans l'Amérique du Nord. On sait déjà que la carcasse de ce continent est formée de deux zones de roches laurentiennes et huroniennes qui se joignent à l'embouchure du Saint-Laurent. L'angle compris entre ces deux zones anciennes était occupé par un golfe silurien dont les sédiments, recouverts pour la plus grande partie, se montrent aujourd'hui sous forme de bandes parallèles au pied O. des Alleghanies et au bord S. de la zone gneissique du Canada pour se diriger, par le Wisconsin et le Minnesota, vers le N.-O. encore inexploré. En outre, on voit apparaître des territoires siluriens de dimensions immenses, dans la plaine entre les Alleghanies et le Mississipi ; il y a de nombreux champs siluriens au Canada, dans les provinces anglaises, les régions arctiques et les Montagnes Rocheuses. Le silurien de New-York, tel qu'il est donné par Dana dans sa *Géologie* (2e édition), peut être pris pour type de tous ces dépôts :

1. *Silurien inférieur.*

I. Groupe primordial.

a couches acadiennes. schistes et grès de Saint-John (New-Brunswick), de Braintree

(Massachusetts), Conglomérats d'Ocoee (Tennessee) avec Eophyton, Lingulella Matthewi, Paradoxides lamellatus.

b Grès de Potsdam avec Lingulella prima, Obolella nana, Theca gregarea, Paradoxides, Olenellus, Illænurus, Dikelocephalus, Agnostus.

2) Groupe canadien.

c Grès calcifère et Lower magnesian Limestone avec Receptaculites calciferus, Maclurea matutina, Orthoceras primigenium, Lituites imperator.

d Zone de Québec avec nombreux Graptolithes, Discina, Obolella, Lingulella, Leptæna, Illænus, Ampyx, Harpes, Bathyurus, Leperditia.

e Calcaire de Chazy avec Maclurea magna et M. Logani.

3) Groupe de Trenton.

f Zone de Trenton avec *aa* calcaire de Trenton; *bb* calcaire de la rivière Noire; *cc* calcaire de Birdseye avec Orthis lynx, Orthis testudinaria, Leptæna depressa, Murchisonia, Bellerophon, Orthoceras junceum, Ormoceras, Cyrtoceras, Asaphus gigas, Trinucleus concentricus, Calymene senaria.

g Schistes d'Utica.

h Schistes de la rivière d'Hudson ou *Zone de Cincinnati* avec Syringopora, Halysites, Orthis, Avicula, Calymene Blumenbachi, Trinucleus concentricus.

II. *Silurien supérieur.*

4) Groupe du Niagara.

i Conglomérat d'Onéida.

k Grès de Médina avec Artrophycus Harlani, Lingulella cuneata.

l Grès de Clinton et *calcaire* avec Pentamerus oblongus, Atrypa reticularis, Zaphrentis bilateralis.

m Calcaire du Niagara avec beaucoup de Coraux et de Crinoïdes, Halysites, Calamopora, Stromatopora, Caryocrinus, Stephanocrinus, et des Brachiopodes comme Strophemena depressa, Atrypa nodostriata, Spirifer sulcatus, Rhynchonella, Orthis; Trilobites: Dalmania, Lichas, Homalonotus delphinocephalus, Calymene Blumenbachi; Beyrichia.

n Calcaire de Guelph avec Megalomus, Pentamerus, Murchisonia.

5) Groupe de Salina.

o Groupe salin d'Onondaga.

6) Groupe inférieur d'Helderberg.

p Couches à Tentaculites (Water-Lime).

q Calcaire inférieur à Pentamerus, avec Pentamerus galeatus, Rhynchonella semiplicata, Apiocyptis.

r Grès schisteux de Castkill à Strophomena radiata, Spirifer macropleurus.

s Calcaire supérieur à Pentamerus avec Pentamerus pseudogaleatus.

7) Groupe d'Oriskany.

t Grès d'Oriskany avec Spirifer arenosus et Reusselœria ovoïdes.

Les faunes et les couches siluriennes ont été aussi retrouvées dans l'Amérique du Sud, l'Afrique et la Nouvelle-Hollande.

Nous donnons dans le tableau suivant la division du silurien dans les diverses contrées où on le rencontre.

DIVISION ET CORRESPONDANCE DES FORMATIONS SILURIENNES DES DIFFÉRENTS PAYS

	HARZ	BOHÊME	THURINGE	ILES BRITANNIQUES	NORVÉGE	SUÈDE	PROVINCES BALTIQUES	AMÉRIQUE DU NORD
Silurien supérieur.	Schistes de Zorg. Schistes siliceux. Schistes argileux. Grauwacke de Tann	Étage *H* Étage *G* Étage *F*	Couches à Tentaculites et Nérèites. Schistes graptolithiques supérieurs.					Couches d'Oriskany Groupe inférieur d'Helderberg.
		Étage *E*	Calcaire ocreux à Card. interrupta Schistes graptolithiques intér.	Groupe de Ludlow Groupe de Wenlock Groupe de Llandovery. (Silurien moyen).	Étage 8, schistes graptolithiques supérieurs. Étages 6 et 7, calcaire à Pentamerus. Étage 5, calcaire corallin.	Silurien supérieur de Gothie. Calcaire à Leptæna. Schistes graptolithiques supérieurs. Schistes à Brachiopodes.	Dolomie riche en coraux et calcaire d'Oesel. Étage à Pentamerus de Livonie et d'Esthonie.	Groupe de Salina. Groupe du Niagara.
Silurien inférieur.		Étage *D*	Schiste de Leimbach.	Groupes de Bala et de Caradoc. Schistes de Llandeilo.	Étage 4, schistes graptolithiques moyens et calcaires. Étage 3, calcaire à Orthoceras.	Schistes à Trinucleus. Schistes graptolithiques moyens. Calcaire à Orthoceras.	Groupes de { Borkholm. Lyckholm. Wesenberg. } En Esthonie. Schistes inflammables. Calcaire à Vaginata. Calcaire glauconifère	Groupe de Cincinnati Groupe de Trenton.
		Étage *C* Zone primordiale.	Schistes graphiques de Saalfeld	Groupe d'Arenig. Schistes de Tremadoc, Lingula-Flags (Cambrien supérieur).	Étage 2, schistes graptolithiques inférieurs.	Schistes graptolithiques inférieurs. Schistes à Olenus. Schistes à Paradoxides. Grès à Fucoïdes. Grès à Eophyton.	Schistes argileux à Dictyonema. Grès à Ungulites et Obolus. Argile bleue.	Groupe Canadien. Groupe primordial.

Schistes huroniens supérieurs (archaïques); cambrien inférieur; étage 1 de Kjerulf; étages *A* et *B* de Barrande.

Phénomènes volcaniques et formation de filons dans les régions siluriennes. — Des roches éruptives sont dans la plus intime liaison avec les séries de couches siluriennes que nous venons de décrire. Ce sont aussi bien des formations étendues, jouant un rôle important comme membres de séries, que des amas ou des filons ; ceux-ci granites et syénites, sont naturellement postérieurs à la roche sédimentaire qu'ils traversent, celles-là, surtout des diabases, sont synchrones des roches au milieu desquelles elles sont intercalées.

Les diabases sont les roches volcaniques des plus anciennes périodes géologiques et aussi du silurien. En s'élevant des profondeurs, elles se sont épanchées en manteaux étendus sur le fond des mers et elles ont été ensuite recouvertes par les sédiments siluriens plus récents, de sorte qu'elles suivent partout les inégalités du sol, tandis que d'un autre côté, les couches plus récentes formées au-dessus d'elles se plient aux différents accidents de leur surface. Les dépôts de diabase ont subi plus tard tous les bouleversements qui ont affecté les couches siluriennes comme des parties intégrantes de ce terrain. L'éruption de masses de diabase fluide était, comme les éruptions plus récentes de basaltes et de trachytes, accompagnée de l'émission de cendres, de sables et de lapillis, produits apparemment de la même manière. Les vagues siluriennes s'emparaient de ces éléments meubles, les nivelaient en couches étendues et les mêlaient à leurs propres sédiments et aux débris des habitants de la mer. C'est de cette manière que se sont formés des tufs diabasiques, des roches coquillères et des brèches diabasiques quelquefois fossilifères, qui passent d'un côté aux vraies grauwackes schisteuses sédimentaires, d'un autre côté aux diabases grenues, phénomène qui montre bien la contemporanéité de nombreuses éruptions de diabase avec certains dépôts siluriens. Ces diabases jouent, dans beaucoup de territoires siluriens, comme ceux du Harz, du Voigtland, de Bohême et d'Angleterre, un rôle qui n'est pas sans importance. Les diabases siluriennes du Harz sont intercalées en couches de puissance variable aux roches sédimentaires, surtout aux schistes argileux ; elles suivent tous leurs plis et cassures et, abstraction faite d'expansions locales et de brusques variations de puissance, elles ont une disposition absolument conforme à celles des couches sédimentaires (fig. 156).

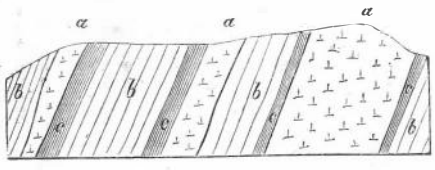


Fig. 156. — Coupe au S.-E. d'Allrode, dans le Harz.

a, lits de diabase ; *b*, schistes argileux siluriens métamorphisés au contact de la diabase (*c*).

Ces diabases occupent dans la série des couches siluriennes du Harz deux niveaux bien précis ; dans le niveau supérieur, elles sont caractéri-

sées par leur nature aphanitique; dans le niveau inférieur, elles prennent la structure grenue et ont déterminé à leur contact des formations dures, compactes, semblables au halleflint et au felsit. Le dernier cas s'observe surtout à Hasselfeld et entre Altrode et Treseburg.

Dans la formation silurienne de Bohème, les diabases se montrent surtout en alternance avec les schistes graptolithiques, à la limite entre le silurien inférieur et le silurien supérieur, de sorte que leur affleurement forme une sorte de ceinture, tout autour du bassin de la formation supérieure essentiellement calcaire.

Les diabases, sous forme de filons, de lits ou de nappes, sont extrêmement abondantes dans le bassin de Christiania ; elles s'étendent aussi en nappes horizontales sur le silurien inférieur de la Gothie (fig. 154).

Les diabases, et surtout les tufs diabasiques fossilifères, atteignent leur développement le plus important dans la formation silurienne de l'Angle-

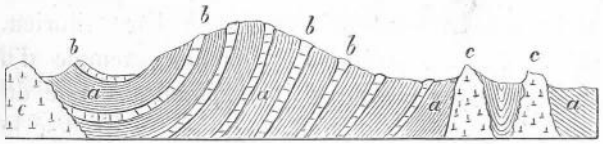


Fig. 157. — Coupe des Gelli Hills (Galles).
a, schistes siluriens inférieurs ; *b*, lit de diabase et de tuf diabasique ; *c*, filons et massifs de diabase.

terre. Une partie des vraies diabases alternent là en grande régularité et forment un tout dont la puissance dépasse 2000 mètres, avec les schistes et grès du silurien inférieur ; l'éruption des autres diabases en filons ou en massifs a eu lieu un peu plus tard.

Les *felsitporphyres* et les *syénites porphyriques* se montrent de la même manière que les diabases, par ex., dans le silurien le plus inférieur de Bohème à Skrey, dans celui de Norvége à Christiania, en alter-

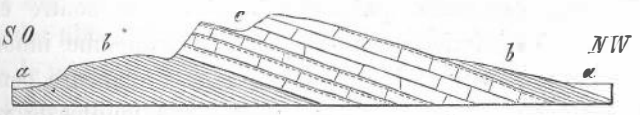


Fig. 158.

nance avec les schistes argileux, ou bien ils le traversent à la manière de filons. Les environs de Christiania sont particulièrement riches en phénomènes de ce genre. Ainsi, les schistes argileux siluriens (étage 4) de la petite presqu'île de Tyveholm sont traversés de trois porphyres d'âge différent : 1), d'un porphyre oligoclasique verdâtre ou gris bleuâtre qui envoie des apophyses dans la roche voisine, 2), d'un porphyre syénitique qui

envoie de nombreuses ramifications dans la roche voisine et forme une nappe à sa partie supérieure ; 3), d'un porphyre augitique en filons dont les dimensions varient entre la longueur du pouce et celle du pied.

Les roches éruptives intercalées aux grès vraisemblablement siluriens de la rive S. du Lac Supérieur offrent un grand intérêt. Elles se montrent sous la forme d'une série de couches alternantes de diorites, de mélaphyres et de mélaphyres amygdaloïdes, avec des bancs de conglomérats subordonnés, entre des grès sans fossiles et des conglomérats, de sorte que leur éruption et la formation de la roche voisine ont eu lieu évidemment pendant la même période. Remplissant totalement ou en partie les amygdaloïdes de certaines couches de ces porphyres amygdaloïdes, il faut citer, outre le calcaire spathique, le quarz et les zéolithes, le cuivr natif et l'argent.

La formation silurienne est traversée, en de très-nombreuses localités, par des filons et des amas de *granite* et de *syénite*, quoique l'éruption de ces deux roches n'ait eu lieu que rarement à l'âge silurien, mais le plus souvent aux époques postérieures. Comme exemple d'une masse éruptive granitique dans le silurien, nous prendrons celle du Rehberg, dans le Harz (fig. 159). En ce point, le granite a traversé les schistes argileux et les grauwackes dont il a arraché des fragments, a soulevé une portion considérable de la roche voisine, de telle façon que celle-ci forme actuellement le sommet du Rehberg, envoyé de nombreuses apophyses sur les côtés, principalement dans la masse soulevée, et métamorphisé en hornfels, non-seulement cette dernière, mais encore les schistes argileux et les grauwackes traversés. Sur l'île d'Arran, à la côte d'Écosse, une masse puissante de granite se montre entre les schistes du silurien inférieur dans lesquels elle envoie une innombrable quantité de filons et surtout des apophyses dont le diamètre peut varier de 1 mill. à 1 mètre, de sorte que les schistes sont fouillés de veines de granite.

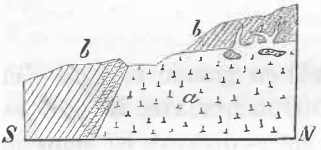


Fig. 159. — Coupe du Rehberg, à Andreasberg.

a, granite ; *b*, grauwackes et argiles au contact avec le granite, métamorphosés en hornfels.

De puissantes masses de granite traversent de la même manière les gneiss et les couches siluriennes qui les recouvrent à Christiania et en beaucoup d'autres points ; on voit, en outre, du felsitporphyre former des filons en réseau dans les schistes siluriens du comté d'Argyll en Écosse.

L'activité volcanique à l'âge silurien s'est aussi manifestée par le changement de niveau de parties isolées de la croûte terrestre. Ces changements de niveau étaient séculaires, ils se manifestaient, abstraction faite

des affaissements plus difficiles à démontrer, par le soulèvement de certains points du sol des mers siluriennes au-dessus du niveau de l'Océan, ce qui interrompait le dépôt en ces points. Le mode de formation du silurien n'était point influencé par ces soulèvements lents et réguliers et il se faisait toujours horizontalement. Ces simples changements de niveau avec lesquels marchait de pair un accroissement du continent ont affecté, par exemple, l'aire de silurien inférieur de Pétersbourg et de Gothie qui, avant le commencement de la période silurienne supérieure, était déjà passée à l'état de terre ferme. Quelquefois, cependant, ces soulèvements de parties isolées de la croûte terrestre étaient liés à des bouleversements de couches que l'on peut reconnaître pour avoir appartenu à l'âge silurien, là où les couches du silurien inférieur sont recouvertes en discordance par les dépôts du silurien supérieur ou du dévonien, comme c'est le cas pour différents points de l'Amérique du Nord et d'Angleterre. Les grands accidents, cassures et plissements, qu'ont subis certaines séries siluriennes, peuvent également être rapportés en certains cas au même âge, mais la plupart ont eu une origine plus récente que l'on ne peut fixer.

La formation de *failles* est une manifestation volcanique, c'est le plus souvent la suite de soulèvements et d'affaissements instantanés; elles ont une extension plus ou moins considérable et peuvent pénétrer à des profondeurs variables. Elles ont été remplies ultérieurement par les dépôts de sources minérales et quelquefois par des minerais, ce qui a déterminé la formation des filons minéraux dont l'importance considérable au point de vue économique est bien connue. Nous pouvons citer ici quelques exemples instructifs de la présence de minéraux en filons dans le silurien. Le pays des célèbres mines d'argent de Saint-Andreasberg, dans le Harz, est sur la pente S. du Rehberg et de Sonnenberg, qui au bord S.-O. présentent une petite zone de schistes argileux siluriens et de grauwackes (coupe, fig. 159), limitée au S. par une puissante formation de diabase. C'est dans cette zone silurienne que se trouvent les filons d'Andreasberg. Ce sont d'un côté des filons de pyrite de cuivre et de mine de fer, d'un autre côté des filons de minerai d'argent nettement séparés par un troisième système de filons puissants, improductifs, formés de fragments de schistes argileux avec une lisière argileuse, se réunissant dans la profondeur en faisant une sorte de manteau à une masse d'argile en coin, dont les couches s'étendent de l'E. vers l'O. avec une inclinaison S. de 70° à 80°. Les filons de minerai d'argent se trouvent seulement à l'intérieur de ces derniers et ont, par conséquent, une puissance moindre et une moindre étendue : leur masse principale est formée par le calcaire spathique. Les minerais les plus importants de ces gisements sont la blende, la galène, le sulfure,

l'arséniure et l'antimoniure d'argent, l'arsenic natif ; ils sont accompagnés d'apophyllite, d'harmotome, de desmine, de stilbite et de spath-fluor. Les filons de minerai d'argent appartiennent à deux directions, N. et N.E. : ils se croisent donc souvent, mais, en aucun cas, les filons de minerai d'argent ne sortent des filons argileux dont nous avons parlé. Les filons de *mine de fer* sont remplis d'oligiste et de sanguine et forment, réunis aux filons de pyrite de cuivre et de cobalt, une zone assez parallèle à la limite du granite.

Dans les gisements de mercure d'Almaden, en Estramadure, il y a des filons de plus de 6 mètres de puissance qui traversent des schistes siluriens et des quarzites et sont presque entièrement formés de quarz et de cinabre compact ou terreux.

Dans les terrains siluriens du continent américain, deux régions se distinguent par l'abondance de filons : la région du Cuivre au Lac Supérieur et la région du Plomb au Mississipi supérieur. Sous le premier nom on comprend principalement la langue de terre rocheuse appelée Keweenaw, qui va de la côte S. du lac vers le N. sur une longueur de 16 milles, se partageant en trois zones, l'une, E., de silurien inférieur, une moyenne formée de mélaphyres, d'amygdaloïdes cuivreux et de conglomérats, et une zone O. formée par les grès avec quelques lits de mélaphyre (voy. la coupe fig. 158). A angle droit sur sa direction, cette presqu'île est traversée de nombreux filons perpendiculaires dont la puissance varie entre quelques centimètres et 10 mètres et qui, au sein de remplissages de spath calcaire, de prehnite, de quarz et de fragments de roches voisines, enferment dans leur masse du cuivre natif dans la proportion de 15,000 cent.

La région du Plomb s'étend dans un angle ouvert vers le S.-E. formé par le Wisconsin et le fleuve du Mississipi ; elle occupe une surface de 126 milles carrés, et appartient au sud du Wisconsin, au N.-O. de l'Illinois et à l'E. de Jowa. La dolomie de Trenton, un membre de la série silurienne inférieure de ce pays, est traversée de fentes innombrables verticales, horizontales et diagonales, et renferme de vastes cavités de forme irrégulière ou campaniformes. Celles-ci sont tapissées ou remplies par la blende, la galène, les pyrites, la calamine, l'ocre de fer, le carbonate de chaux. Le plafond de des cavités présente un aspect très-irrégulier ; il en part ces cavités coniques appelées des *schlots* qui sont quelquefois tapissées d'une couche de galène et incrustées de stalactites calcaires (fig. 161). Le remplissage de ces cavités à l'intérieur des dolomies siluriennes se faisait encore aux époques géologiques les plus récentes. La découverte intéressante de brèches d'ossements d'éléphants soudés par de la galène en cristaux grossiers dans des affleurements de fentes-filons en donne une preuve convaincante.

Coup d'œil sur l'époque silurienne. Le spectacle que présentait notre planète pendant le silurien était étrange. Presque toute la sphère terrestre

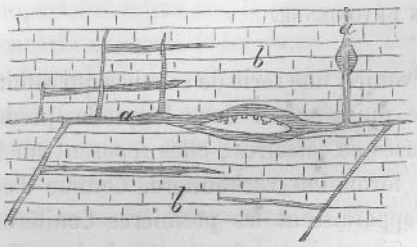


Fig. 160. — Filons de galène et cavités *a*, dans la dolomie ; *b*, du silurien inférieur au Mississipi supérieur.

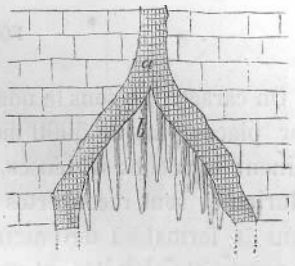


Fig. 161. — *Schlot*, cavité incrustée de galène *a* et de calcaire *b* (Mississipi supérieur).

était couverte d'eau, à la surface de laquelle s'élevaient seulement de rares îles rocheuses. Ces îles portaient çà et là quelques plantes inférieures, mais manquaient encore d'animaux terrestres ; elles étaient presque partout froides et mortes. La mer renfermait des formes bizarres d'animaux comme les Trilobites qui vivaient à sa surface ; d'innombrables Graptolithes remplissaient ses endroits peu profonds, des Céphalopodes riches en formes, fournis de coquilles, de taille quelquefois géante, peuplaient la haute mer, les Coraux d'un type aberrant (Rugosa et Tabulata) construisaient des récifs étendus, des genres de Brachiopodes depuis longtemps éteints et des Crinoïdes (Cystidées) sans bras, à plaques nombreuses, pullulaient sur le fond de la mer. C'est seulement à la fin du silurien qu'apparaissent les Poissons, les premiers Vertébrés.

Le facies général du monde silurien était le même par toute la surface de la terre, et il faut conclure de ce fait que la température était partout la même à cette époque, que toutes les latitudes, du pôle à l'équateur, appartenaient à un climat chaud qui ne connaissait pas la gelée. Mais, en général, le manque de variété dans les actions terrestres, la grande simplicité dans la forme de la surface du globe, étaient exprimés par la monotonie de la faune. C'est dans ces conditions qu'il faut chercher la cause de l'uniformité du monde organique qui se développait alors, car, dans les points où la diversité du sol silurien était déjà plus grande, des faunes locales se formaient. C'est ce qui est arrivé, par exemple, pour le bassin silurien de la Bohême, qui était entouré de barrières de gneiss et ne communiquait vraisemblablement avec le grand océan silurien que par un bras étroit. Sous ces conditions locales aberrantes, une faune de plus de 2800 espèces s'est développée, gardant toujours son caractère général silurien, mais n'ayant de commun avec les autres mers contemporaines que 207 espèces. Ce simple fait nous montre déjà la différenciation du

monde organique qui a pu se faire au cours des temps, sous l'influence de causes variables.

FORMATION DÉVONIENNE.

On caractérise sous le nom de dévonien une série de couches qui atteint par places plus de 3000 mètres de puissance et dans lesquelles prédominent les roches sableuses, argileuses ou calcaires ; elles reposent sur le silurien et sont recouvertes par la formation carbonifère. Comme c'est dans la formation dévonienne qu'apparaissent les premières Conifères, Fougères et Calamites, et que les Poissons s'y montrent pour la première fois en abondance, on la caractérise par les premières *plantes vasculaires* et les *Poissons*.

Caractères pétrographiques. Dans son ensemble, la série des couches dévoniennes est assez uniforme à cet égard, quoiqu'elle varie dans les différentes régions où on la rencontre. Les grès, les conglomérats, les grauwackes, les schistes argileux et les calcaires, forment les principaux éléments de ce système ; en certaines régions, comme dans d'Amérique du Nord et l'Angleterre, les deux premiers éléments jouent un rôle de beaucoup prépondérant. En ces points, la formation dévonienne a reçu le nom de *Vieux Grès rouge*, dû à son caractère pétrographique. En Westphalie, dans la Prusse rhénane et dans le Harz, au contraire, le groupe inférieur de la formation seul est formé de schistes sableux et de grès ; les étages moyen et supérieur sont formés de calcaires et de schistes argileux. La présence de nodules et de lentilles calcaires fossilifères qui semblent former des amygdaloïdes entre les schistes argileux est tout à fait caractéristique. Leur décomposition par les agents atmosphériques donne à la roche un aspect spongieux.

La houille et l'anthracite apparaissent rarement sous forme de minces couches et de nids de très-peu d'importance entre les couches de la série dévonienne. Au contraire, les grands amas souterrains de pétrole du nord de la Pennsylvanie appartiennent au dévonien supérieur : cette substance s'est amassée dans les fentes et les cavités des grès, en compagnie d'eau salée et de gaz carbonés. On connaît aussi dans le dévonien des dépôts en couches minces d'oligiste oolithique compact et enfin des lentilles et des lits de sulfures. Le plus célèbre de ces gisements est celui du Rammelsberg près Goslar. Il forme un dépôt de 600 mètres de long, puissant de 60 mètres, par la réunion de petites lentilles irrégulières entre les schistes argileux dévoniens (fig. 162). Il résulte d'un mélange intime de pyrites de cuivre et de fer, de galène et de blende. En outre, dans les calcaires dévoniens de Westphalie (ex. Brilon, Iserlohn) et à Aix-la-Chapelle, il y a des

nids exploitables de minerai de zinc et de plomb. Le fer magnétique grenu forme dans le dévonien supérieur de la Silésie autrichienne des couches assez importantes. Dans la plupart des autres cas, la présence de minerais de fer dans la formation dévonienne est liée si étroitement à certaines roches éruptives de cette période géologique, que nous nous en occuperons à propos de celles-ci.

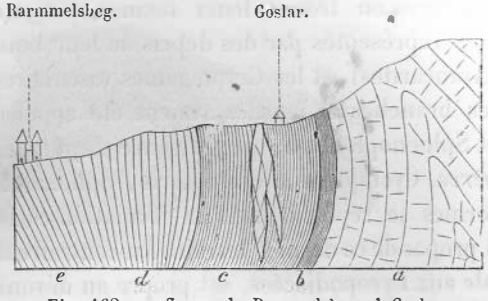


Fig. 162. — Coupe du Rammelsberg à Goslar.

a, grès à Spirifers; *b*, schistes à Calcéoles; *c*, schistes de Wissenbach avec dépôts lenticulaires; *d*, grès bigarrés; *e*, calcaire coquillier.

La *situation* de la formation dévonienne dans la série sédimentaire résulte, abstraction faite de ses fossiles, de ses rapports de stratification: elle repose sur le silurien et supporte immédiatement le carbonifère. Le contact du dévonien avec les deux formations voisines ne se voit pas partout, mais on peut très-bien constater la concordance du dévonien avec le silurien supérieur en de nombreux points de l'E. de l'Amérique du Nord, et aussi le recouvrement du dévonien par la formation carbonifère à Aix-la-Chapelle, à Stolberg et dans le bassin de la Ruhr. Dans les couches du dévonien supérieur de Belgique et du Devonshire on trouve déjà les formes caractéristiques de la faune carbonifère à côté de celle du dévonien.

Les *rapports architectoniques* du dévonien sont ceux du silurien. Plus rarement, mais alors sur des aires de plus grande étendue, par exemple, dans le nord de l'État de New-York et en Pennsylvanie, les couches sont restées dans leur situation primitive horizontale ou presque horizontale; le plus souvent elles sont redressées, courbées et brisées (Harz, Eifel, Fichtelgebirge). Ces particularités de stratification sont quelquefois obscurcies ou effacées par une schistosité transversale accentuée.

Caractères paléontologiques de la formation dévonienne. La vie organique à l'époque silurienne était presque confinée dans les mers; à la période dévonienne, les continents produisent déjà de plus nombreux organismes, mais ce sont encore exclusivement des plantes. La *flore* dévonienne était rare et pauvre en formes. Les *Fucoïdes* devaient une certaine importance à l'abondance de leurs individus (Halysites Dechenanus, en certaines zones des schistes argileux rhénans et Fucoïdes caudagalli dans les plus anciens grès dévoniens de New-York). La rare végétation terrestre du dévonien montre une très-grande ressemblance avec la flore carbonifère qui doit lui succéder; elle en possède, non-seulement la plupart des genres, mais aussi des espèces. Les plantes terrestres dé-

voniennes appartiennent aux *Cryptogames vasculaires*, aux *Conifères* et au groupe intermédiaire des *Sigillariées*. A côté des troncs de ces dernières on trouve leurs racines, *Stigmaria ficoides;* les *Conifères* son représentés par des débris de leur bois, *Aporoxylon* et *Dadoxylon* (Araucarites), et les Cryptogames vasculaires par le genre *Calamites* dont les branches et feuilles avaient été appelées Asterophyllites, Annularia et Sphœnophyllum, par le genre *Lepidodendron* et de nombreuses *Fougères*, Cyclopteris, Neuropteris, Sphœnopteris et Pecopteris. Toutes ces formes se répètent dans la formation carbonifère, et nous y reviendrons à propos de ce dernier terrain. Au contraire, le genre *Psilophyton*, semblable aux Lycopodiacées, est propre au dévonien ; il est limité au Canada, à l'État de New-York et à l'Ohio, où on le rencontre en extrême abondance.

L'ordre le plus inférieur du règne animal, celui des Protistes, ne nous est connu dans le dévonien que par des restes relativement très-rares. Le

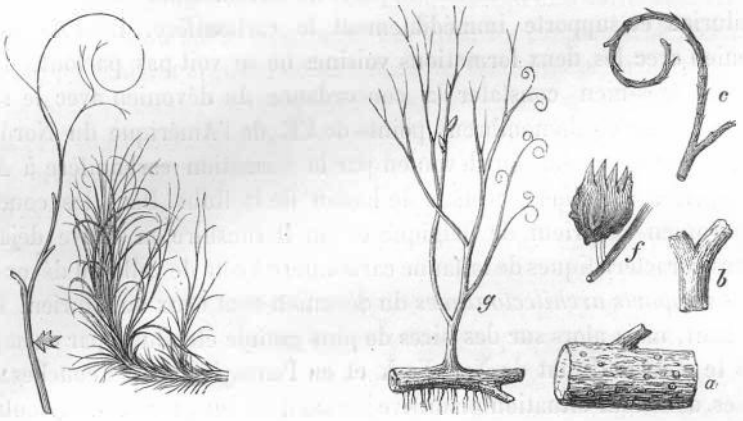


Fig. 165. — Psilophyton Daws.

a, Tige souterraine avec cicatrices arrondies et des racines cylindriques; *b*, fragment de tige; *c*, rameau; *d*, tronc et branches; *e*, faisceau de branches; *f*, fructification; *g*, la plante restaurée.

Receptaculites Neptuni, vraisemblablement un Foraminifère géant, a eu une vaste répartition. Le corps, en forme de disque, de calice ou d'entonnoir, atteint 9 pouces de diamètre et est couvert sur les deux faces par des plaques calcaires rhombiques, disposées régulièrement en séries excentriques et reliées deux à deux par un tube allant d'une plaque supérieure à une plaque inférieure. Les Coraux sont représentés richement par leurs familles paléozoïques, les Zoantharia rugosa, tabulata et tubulosa, et, parmi les premiers, par le genre *Cyatophyllum* principalement. Le *C. helianthoides* Goldf. (fig. 164) se rencontre en individus isolés sous forme d'un double cône aplati, avec des cloisons très-nombreuses, égales,

atteignant le centre du calice, ou bien sous forme de larges polypiers aplatis, aux calices polygonaux. Le *Cyat. cæspitosum*, un polypier bifur-

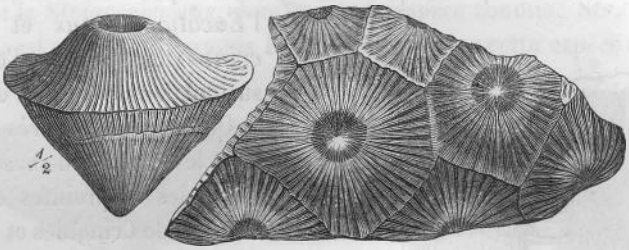


Fig. 164. — Cyatophyllum helianthoides.

a, individu isolé; *b*, polypier.

qué, est aussi caractéristique pour le dévonien. Un autre fossile caractéristique des couches dévoniennes est la *Calceola sandalina* (fig. 165), polype operculé. Le genre *Cystiphyllum* a aussi une large répartition dans le dévonien d'Espagne, d'Allemagne, d'Angleterre et de l'Amérique du Nord, surtout l'espèce *C. vesiculosum*, qui se caractérise par sa forme presque cylindrique et par son calice rempli par un tissu vésiculeux. Parmi les zoantharia tabulata, le *Calamopora polymorpha*, à calices cylindriques, serrés les uns contre les autres, en communication par des séries de pores, est important par sa fréquence. Il faut citer encore le *Pleurodictyum problematicum* (fig. 166), dont on ne connaît que le moule, et enfin l'*Alveolites suborbicularis*, dont le polypier recouvre comme un manteau les autres corps. L'Halysites catenularia, caractéristique du silurien, manque complétement au dévonien; l'*Aulopora repens* (fig. 167), qui se développe en rampant sur les autres coraux, est particulièrement abondant en Allemagne. L'absence complète des Graptolithes, en opposition à leur fréquence dans les couches siluriennes, est un caractère négatif du dévonien.

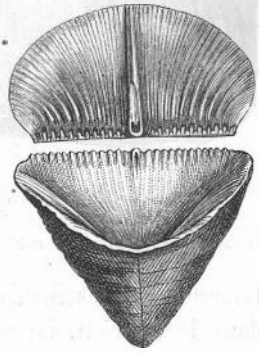


Fig. 165. — Calceola sandalina.

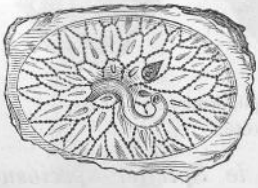


Fig. 166. — Pleurodictyum problematicum.



Fig. 167. — Aulopora repens.

Les Échinodermes sont représentés presque exclusivement dans le dévonien par les *Crinoïdes* et surtout par les Crinoïdes à longs bras, dont les genres dévoniens les plus importants sont les *Cupressocrinus* (fig. 168), l'*Eucalyptocrinus* et l'*Haplocrinus* (fig. 169), que l'on trouve surtout dans le calcaire de l'Eifel.

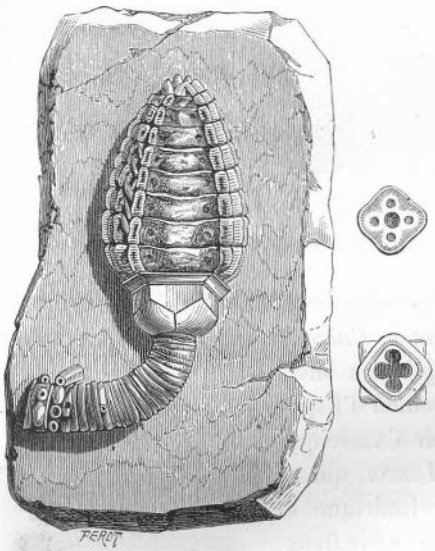


Fig. 168. — Cupressocrinus crassus Gold.

a, calice avec bras vus de côté ; *b*, articles de la tige.

On rencontre très-souvent, dans le dévonien de beaucoup de pays, des empreintes d'articles de tiges de Crinoïdes et le moule interne du canal nourricier de la tige et de la cavité discoïde situés entre les anneaux ; ils avaient reçu des noms particuliers. Les *Blastoïdes*, qui acquièrent plus tard un si grand développement, sont rares dans le dévonien, tandis que les *Cystidées*, si communes dans le silurien, sont restreintes à une seule forme (Agelacrinus Rhenanus).

Parmi les Mollusques, les *Brachiopodes* et *Céphalopodes* ont encore une grande prédominance sur les Bivalves et les Gastéropodes, moindre cependant que dans le silurien. Le genre *Spirifer* surtout, quoiqu'il ne soit pas exclusivement dévonien, fournit beaucoup de formes caractéristiques pour cette période, surtout les espèces à longues ailes, étirées dans le sens



Fig. 169. — Haplocrinus mespiliformis, vu dessous, dessus et de côté.

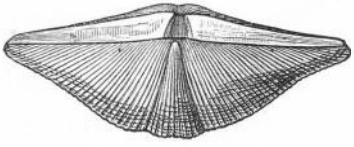


Fig. 170. — Spirifer disjunctus.

de la largeur, comme *le Spirifer speciosus* du dévonien moyen, le *Spirifer disjunctus* Sow (Verneuili Murch) (fig. 170), très-caractéristique pour la division supérieure du dévonien et répandu en Allemagne, en Russie, en Belgique, en France, en Angleterre et dans l'Amérique du Nord ; — enfin, le *Spir. macropterus* (fig. 171) du dévonien inférieur,

et le *Spir. cultrijugatus* du dévonien moyen. Un genre exclusivement dévonien est le *Strigocephalus*, dont la seule espèce connue, *Str. Burtini* (fig. 172), est un des plus grands Brachiopodes. Avec cette espèce et limité

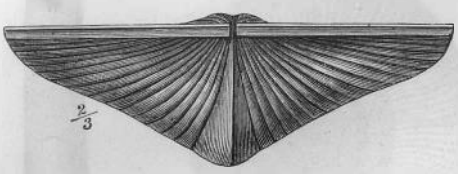


Fig. 171. — Spirifer macropterus.

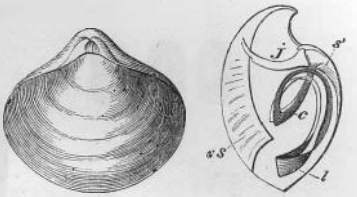


Fig. 172. — Strigocephalus Burtini (fortement diminué).

s', septum ventral; *s'*, septum dorsal; *c*, appareil apophysaire; *i*, prolongement bifurqué.

comme elle au dévonien moyen, on rencontre l'*Uncites gryphus*. L'*Athyris concentrica*, les *Orthis tetragona*, *umbraculum* et *striatula*, les *Rhynchonella parallelipipeda*, *pugnus* et *cuboïdes*, enfin, le *Pentamerus galeatus*, sont aussi très-caractéristiques pour cette époque. Dans les Bivalves, proportionnellement peu développés, les genres *Nucula* et *Pterinea*, appartiennent aux grès et grauwackes dévoniens inférieurs, les *Lucina* et *Megalodon* (fig. 173) sont des calcaires du dévonien moyen.

Les *Ptéropodes* étaient représentés par les gigantesques *Conulariées* et par les *Tentaculites*, les Gastéropodes, principalement par les *Euompha-*

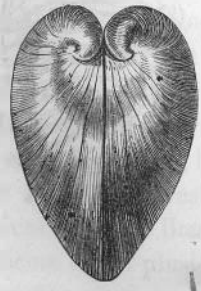


Fig. 173.
Megalodon cucullatus.



Fig. 174.
Macrocheilus subcostatus.



Fig. 175.
Murchisonia bigranulosa.

lus (fig. 176), les *Pleurotomaria*, *Turbo*, *Macrocheilus* (fig. 174) et *Murchisonia* (fig. 175).

Les Céphalopodes possèdent dans le dévonien, comme dans le silurien, de nombreux représentants des genres *Orthoceras* et *Cyrtoceras*. Le genre

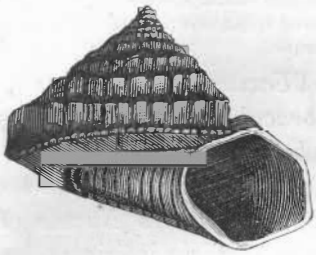


Fig. 176. — Euomphalus Leonhardi.

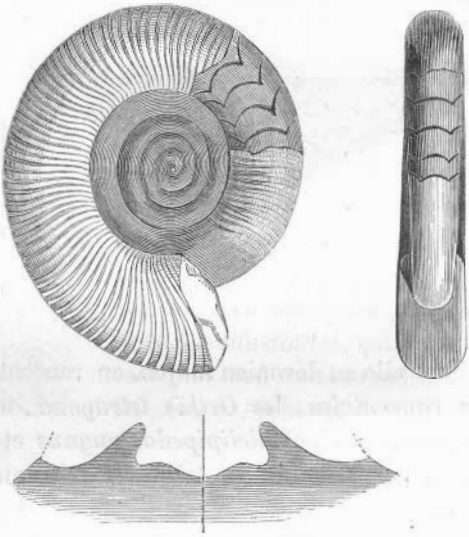


Fig. 177. — Clymenia undulata.

a, vu de côté ; *b*, vu de face ; *c*, paroi d'une loge vue de face.

Clymenia, au siphon vertical, est exclusivement limité au dévonien supérieur. Le genre *Goniatites* atteint, dans le même horizon, le maximum de son développement (fig. 178) ; il est le précurseur des Ammonites, dont le rôle est si important dans les formations mésozoïques.



Fig. 178.
Goniatites intumescens.

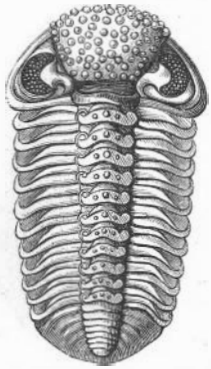


Fig. 179.
Phacops latifrons.

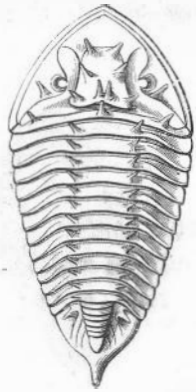


Fig. 180.
Homolonotus armatus.

Les représentants dévoniens de l'embranchement des Crustacés sont les Cypridines et les Trilobites. Ces derniers sont loin de posséder encore

la variété qu'ils présentaient à un degré aussi élevé dans le silurien, et le déclin de la famille s'annonce, restreinte qu'elle est maintenant aux *Phacops* (fig. 179), *Homolonotus* (fig. 180), *Bronteus* et quelques autres



Fig. 181. — Cypridina serrato-striata
(de grandeur naturelle et fortement grossie).

genres moins importants. Les coquilles presque microscopiques des Cypridines (fig. 181) couvrent en quantités innombrables la surface des couches dévoniennes supérieures auxquelles elles ont donné leur nom.

Les Vertébrés, pendant toute la période dévonienne, sont limités aux Poissons, leurs représentants les plus inférieurs, caractérisés par le grand développement des Ganoïdes hétérocerques depuis longtemps presque complétement disparus. Ils étaient revêtus d'écailles osseuses rondes ou de forme rhombique, recouvertes d'émail, ou d'une cuirasse complète formée de lames osseuses, avec les lobes de la nageoire caudale inégaux. Au premier groupe appartiennent les *Osteolepis* (fig. 184) *Holoptychius* (fig. 185), au second les *Pterichthys* (fig. 182) ; entre les deux se tiennent les *Cephalaspis* (fig. 183) et les *Macropetalichthys* (fig. 187) pourvus d'un grand bouclier céphalique.

Au reste, la présence d'aiguillons de nageoires dans les dépôts dévoniens prouve qu'à cette époque comme à la fin du silurien, l'Océan était habité par les Poissons cartilagineux de la famille des Squales.

Division de la série dévonienne. Presque partout où la formation dévonienne atteint son complet développement, on peut lui reconnaître des caractères paléontologiques qui changent plusieurs fois et qui, d'une manière générale, ont permis de la diviser en trois faunes de caractères différents :

Le *dévonien inférieur*, complexe de couches où prédominent les grès, les schistes sableux, les grauwackes et les conglomérats, caractérisées par leur richesse en restes de Spirifer macropterus et mucronatus, par des espèces du genre Homolonotus, par des moules du Pleurodictyum problematicum et par plusieurs espèces de Ptérinées.

Le *dévonien moyen*, où prédominent les calcaires, qui, des trois divisions, possède la faune la plus variée et la plus riche en formes, Coraux (Calamopora, Cyatophyllum, Calceola, Aulopora), Brachiopodes (Strigocephalus, Uncites, Spirifer speciosus), Gastéropodes (Murchisonia, Macro-

cheilus), auxquels s'ajoutent les Cupressocrinus, Megalodon, Cyrtoceras, Bronteus, et surtout le Phacops latifrons.

Le *dévonien supérieur*, formé de schistes, de calcaires, de grès, est

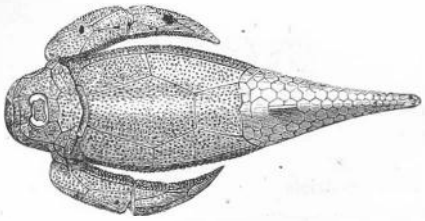


Fig. 182.
Pterichthys Milleri Paud.

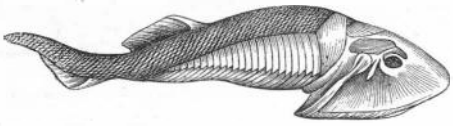


Fig. 183.
Cephalapsis Lyelli Agass.

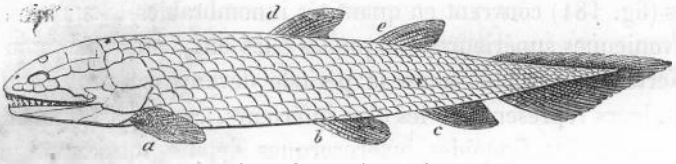


Fig. 184. — Osteolepis d'après Pander.

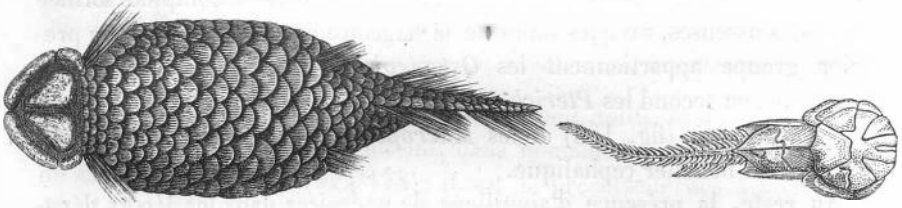


Fig. 185.
Holoptychius nobilissimus Agass.

Fig. 186.
Coccosteus decipiens Agass.

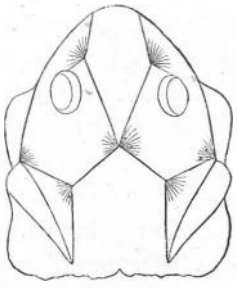


Fig. 187. — Macropetalichthys Newb.

Poissons dévoniens restaurés.

l'horizon dans lequel les Clymènes et les Goniatites atteignent le maximum de leur développement; comme fossiles caractéristiques on peut citer le Spirifer disjunctus (Verneuili) et les Cypridines, en quantités innombrables.

Chacune de ces divisions principales se partage, dans les diverses régions où on les rencontre, en un certain nombre d'horizons qui parfois n'ont qu'une importance locale et dont nous donnerons la liste dans les tableaux suivants.

Facies du Vieux grès rouge. En quelques localités, dans le sud du pays de Galles et en Ecosse, le groupe des couches dévoniennes a un développement qui s'éloigne du type que nous venons de décrire. Il présente dans ce pays une formation de conglomérats et de grès, puissant d'environ 3,000 mètres, dont la couleur prédominante d'un brun rouge est due à l'oxyde de fer. Sa faune est très-différente de ce que nous venons de voir : elle n'est formée ni de Coraux, de Brachiopodes ou de Céphalopodes, ni de Trilobites, mais présente des restes de Poissons ganoïdes ou cartilagineux, Cephalaspis, Coccosteus, Pterichthys, Osteolepis, Dipterus et Onchus, en quantité quelquefois considérable, tandis que ces animaux étaient rares dans la série dévonienne normale. Abstraction faite de certaines analogies entre le *Vieux grès rouge* d'Angleterre, et la série dévonienne de Russie et de l'Amérique du Nord, les rapports de stratification du *vieux grès rouge* montrent qu'il est équivalent de la série dévonienne dont il représente un facies local.

Répartition géologique de la formation dévonienne. Le dévonien est connu en Europe, en Amérique, en Afrique et en Asie. La région dévonienne la plus étendue de l'Allemagne forme le *terrain schisteux rhénan.* Il occupe une grande partie de la Prusse rhénane, de la Westphalie, du Nassau, et s'étend en Belgique. C'est un fait intéressant que dans le pays de la Lenne des masses parallèles d'apparence stratifiée formées de schistes porphyroïdes (vraisemblablement des tufs porphyriques) soient intercalées aux vraies couches dévoniennes sédimentaires et, de même que les schistes ottrélitifères et les schistes siluriens grenatifères et amphiboliques des Ardennes, renferment les restes d'organismes dévoniens (Spirifer macropterus et Homalonotus). Le dévonien inférieur dans le pays rhénan est représenté par la *Grauwache de Coblenz* (Grauwacke du Rhin). C'est une série de couches de grauwackes, de grès, de quartzites et de schistes argileux qui contiennent les restes organiques caractéristiques du dévonien inférieur. Les couches qui leur sont sous-jacentes sont formées en certains points, comme par ex. sur les Hautes-Fanges, de schistes argileux cristallins et de quartzites (voy. fig. 188) considérés comme siluriens; il y a discordance entre les deux formations. Cette suite de couches dévoniennes est coupée de Bingen à Bonn par le Rhin, aux deux côtés duquel elles s'étendent, conservant une concordance frappante dans leurs caractères pétrographiques et paléontologiques. Dans le Nassau, le division inférieure du dévonien est formée de schistes sableux et de grès quartzitiques avec des

schistes ardoisiers intercalés et les mêmes restes organiques que dans la grauwacke rhénane, et elle est désignée là par le nom de *grès à Spirifer*.

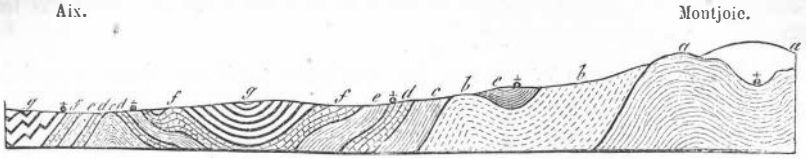


Fig. 188. — Coupe d'Aix-la-Chapelle à Montjoie.

a, Schistes argileux cristallins; *b* et *c*, grauwacke du dévonien inférieur; *d*, calcaire eifélien; *e*, dévonien supérieur; *f*, calcaire carbonifère; *g*, houiller.

Il est possible que les *schistes de Wissenbach*, caractérisés par une faune spéciale de Céphalopodes, forment le membre le plus inférieur du dévonien du Nassau.

Le dévonien moyen du Rhin est formé de calcaires, de marnes et de dolomies (*calcaire de l'Eifel*). Le calcaire de l'Eifel forme à gauche du Rhin, dans l'Eifel, six bassins plus grands et trois bassins plus petits, de forme ellipsoïdale, reposant sur la grauwacke (fig. 189). On peut y distin-

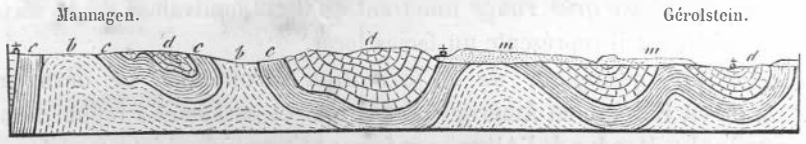


Fig. 189. — Coupe de l'Eifel.

b, grauwacke du dévonien inférieur; *c*, schistes et grès; *d*, calcaire eifélien; *m*, grès bigarrés.

guer deux niveaux, le calcaire à calcéoles et marnes (à leur base on trouve des calcaires et de l'oligiste avec Spirifer cultrijugatus) et le calcaire à *Strigocephalus Burtini*. Le calcaire de l'Eifel est très-riche en fossiles du dévonien moyen.

A Aix-la-Chapelle et en Belgique (ex. Givet et Couvin), ces couches sont bien développées; elles sont régulièrement placées dans les autres formations dévoniennes (fig. 188). Sur le côté droit du Rhin, le dévonien moyen, d'une manière générale, est bien développé, mais dans le pays entre Sieg et Lenne on voit apparaître, au lieu du calcaire pur, des schistes marneux (schistes de la Lenne de V. Dechen) dont la faune est celle du calcaire eifélien. En Nassau le dévonien moyen (calcaire à Strigocéphales) a une large répartition.

Le dévonien supérieur rhénan est représenté principalement par des calcaires marneux quelquefois spongieux à Rhynchonella cuboïdes, par des calcaires et schistes à Clymènes et Goniatites, quelquefois aussi par des grès ou des schistes de couleur vert olive à Spirifer disjunctus (calcaire à *cuboïdes*, calcaires à Clymènes, couches à Spirifer Verneuili). Le dernier

cas se présente surtout dans le pays d'Aix-la-Chapelle et en Belgique. Sur la rive droite du Rhin on voit aussi les *Kramenzelkalke*, schistes argileux avec rognons calcaires lenticulaires contenant des Goniatites et des Clymènes, surtout entre le Hönne, la Diemel et l'Eder. Dans le Nassau et dans la Hesse supérieure, le développement du dévonien supérieur est tout à fait analogue à celui du Rhin. Dans tous ces districts comme ailleurs, on peut distinguer deux faunes, par conséquent deux horizons dans le dévonien supérieur : l'inférieure est caractérisée par l'apparition des *Goniatites primordiales* et l'absence de *Clymènes*, tandis que la seconde, ou division supérieure, est riche en ces derniers animaux, qui sont accompagnés de nouvelles Goniatites typiques.

La coupe suivante du dévonien de l'Eifel d'après les récentes observations de E. Kayser pourra donner des renseignements plus complets sur le dévonien rhénan.

I. Dévonien inférieur (série de couches schisto-sableuses).

1) *Couches de Coblenz*, grès-grauwacke (ex. Stadtfeld), mais surtout schistes argileux (ex. Manderscheid, Fleusshütte) avec Pleurodictyum problematicum, Leptæna laticosta, Orthis circularis, Chonetes sarcinulata, Rhynchonella livonica, etc.

2) *Couches de l'Ahr*, grauwacke schisteuse, fendillée, douce au toucher de Neuerbrug, Schönseifen ; à la partie supérieure les couches de Waxweiler et Daleyden avec Chonetes sarcinulata, Chonetes dilatata, Rhynchonella livonica, Spirifer paradoxus, Spirifer speciosus, Streptorhynchus umbraculum, et surtout beaucoup de Ptérinées, Nucules, Pleurotomaires et Murchisonies.

3) *Couches de Vichte* grauwacke supérieure qui, comme base de calcaire eifélien, lie intimement les bassins isolés (Prüm, Broich, Birresborn) avec les fossiles du dévonien inférieur, Chonetes sarcinulata et dilatata, Cryphœus laciniatus et plusieurs Ptérinées, et cependant aussi les fossiles du dévonien moyen, Spirifer speciosus, Rhynchonella Orbignyana, Phacops latifrons, Spirifer cultrijugatus, Leptœna interstrialis.

II. dévonien moyen (série de couches marno-calcaires).

4) *Formations à Calcéoles;* à leur base :

a) Etage du Spirifer cultrijugatus, Rhynchonella Orbignyana, Orthis subcordiformis, Streptorhynchus umbraculum, var. gigas, Merista plebeja Atrypa reticularis, Phacops latifrons.

b) Zone à Calceola sandalina proprement dite, calcaires marneux, plus purs, de couleur plus claire; en outre d'un grand nombre de fossiles de la zone à Cultri jugatus apparaissent Calceola sandalina, Spirifer concentricus, Camarophoria microrhyncha, Pentamerus galeatus, etc. L'horizon supérieur principalement est riche en pétrifications; à celles déjà nommées s'ajoutent Retzia ferita, Retzia lens, Spirifer elegans, Productus subaculeatus, Zaphrentis Næggerathi.

5) *Formations à Strigocéphales ;* à la base :

a) Couche à crinoïdes, pouvant atteindre 10 mètres de puissance, formée d'articles de tige de Crinoïdes, de Coraux, de Brachiopodes et de Bryozoaires avec Streptorhynchus umbraculum, Orthis Eifeliensis, Camarophoria rhomboidea, Productus subaculeatus, Spirifer Davidsoni, Spirifer avirostris, Pentamerus

galeatus, Terebratula sacculus et Atrypa reticularis; Calceola sandalina assez fréquentes (Nollenbach, Barendorf, Kerpen, le Sonnenberg).

b) Couches à Strigocéphales proprement dites, calcaires purs, compacts, atteignant jusqu'à 400 mètres de puissance (Pelm, Blankenheim, Sötenich) avec Strigocephalus Burtini, Spirifer undiferus, Spirifer Urii, Rhynchonella Schnuri, Cyrtoceras depressum, etc.

III. Dévonien supérieur (série de couches marno-calcaires).

6) *Couches à cuboïdes*, calcaire noduleux et *Kramenzel*, marne dolomitique et calcaire en plaques minces (Büdesheim). Les marnes avec Camarophoria formosa, Spirifer Verneuili, Atrypa reticularis, Athyris concentrica, Spirifer glaber, Rhynchonella cuboides, Productus subaculeatus, Spirifer Urii.

7) *Schistes à Goniatites*, schistes marneux gris-verdâtre à Goniatites retrorsus, Goniatites primordialis, Orthoceras subflexuosum, Bactrites gracilis, Pleurotomaria turbinea, Cardiola retrostriata, Cypridina serrato-striata.

8) *Schistes à Cypridines*, membre supérieur du bassin de Büdesheim avec Cyprid. serrato-striata, et Posidonomya venusta.

Dans son développement au nord du Harz, le dévonien montre une concordance frappante avec les formations synchrones du Rhin et surtout du Nassau. Il se montre là en deux grands dépôts isolés, l'un dans le pays entre Lautenthal et Goslar, l'autre autour d'Elbingerode. Ce dernier repose sur les couches siluriennes supérieures et occupe l'intérieur du bassin silurien nord du Harz (voy. pag. 403). Il se divise comme il suit :

Dévonien supérieur, Calcaire de l'Iberg et couches à Spirifer disjunctus, beaucoup de cavités dans le premier (ex. grottes de Baumann et de Biels), schistes à Cypridines, schalstein.

Dévonien moyen, calcaire à Strigocéphales avec beaucoup de dépôts de mine de fer, riche en Coraux, Brachiopodes, Trilobites et Strigocephalus Burtini — Schistes de Wissenbach avec Orthoceras triangulare sur le Büchenberg.

Dévonien inférieur, grauwacke d'Elbingerode sans fossiles — Grès à Spirifer avec Spirifer macropterus (*Drei Annen*).

Dans le *Harz supérieur*, le dévonien se montre en trois points : 1) entre Ocker et Innerste au bord nord de la montagne, 2) en liaison avec des dépôts étendus de diabase en petites zones entre Osterode et Harzburg, 3) sur l'Iberg, qui s'élève comme une île au milieu des couches du culm. D'après Römer, le *grès à Spirifer* avec Spirifer macropterus, Homalonotus gigas, Pterinea, etc., forme la partie E de l'affleurement dévonien, et les montagnes entre Ocker, Goslar, Bockswiese et Oberschulenberg, en sont presque exclusivement formées. Ces couches sont plissées en beaucoup de bassins et de selles. Sur les grès à Spirifer, rapportés d'ailleurs par Römer au dévonien moyen à cause du Spirifer cultrijugatus, reposent intimement les couches à Calcéoles, Cupressocrinus urogalli, Spirifer speciosus, Phacops latifrons ; un renversement complet de ces séries de couches

met, par endroits, les schistes à Calcéoles au-dessous des grès à Spirifer. Le *calcaire à Strigocéphales* avec Orthoceras lineare, Bronteus signatus, occupe un niveau plus élevé que les schistes à Calcéoles, comme on peut le voir sur le Polsterberg et à Buntenbock : il est accompagné de lits d'oligiste, de limonite et de magnétite. Il est encore douteux que certaines couches caractérisées par A. Römer comme *schistes de Wissenbach* (couches à Bactrites gracilis, à Goniatites subnautilinus, Gon. retrorsus, Gon. lamed. var. complanatus, etc.), qui, avec des diabases grenues, se rencontrent à la base de ces dernières au Kuckholz-Klippe (Clausthal) et sur une large échelle entre Goslar, Langelsheim et le Winterberg, doivent être considérées comme appartenant au dévonien moyen, entre les couches à Calcéoles et les calcaires à Strigocéphales, ou comme faisant partie du dévonien supérieur; vraisemblablement on penchera cependant pour la dernière supposition, puisque V. Seebach y a retrouvé la *Goniatites retrorsus*. Les couches dévoniennes supérieures (calcaire *kramenzel*, calcaire à Clymènes, schistes à Cypridines) entourent à l'E., à l'O. et au S., la grande masse dévonienne du Harz supérieur, et fournissent comme *kramenzel kalke* à Schulemberg Arca clymeniæ, Tentaculites, Phacopslœvis, comme *Domanik Kalk* à Altenau, Cardiola retrostriata, Goniatites retrorsus, comme schistes à Cypridines à Lautenthal, Cypridina serratostriata. La masse calcaire du Iberg et du Winterberg appartient aussi au dévonien supérieur, au calcaire à Goniatites; elle est traversée dans toutes les directions par des lits de mine de fer et est extrêmement riche en restes organiques, comme Terebratula elongata, Rhynchonella cuboïdes, Goniatites intumescens, Goniatites primordialis, Spirifer simplex, Conocardium trapezoidale, Acervularia, Cyatophyllum, etc.

Dans l'E. de la *Thüringe* on voit à Saalfeld des calcaires noduleux à Clymènes et Goniatites qui sont certainement des formations du dévonien supérieur, comme à Elbersreuth et Hof dans le Fichtelgebirge, dans la haute Franconie, dans la principauté de Reuss, dans le Voigtland saxon, les schistes graptolithiques du dévonien supérieur sont recouverts par le *calcaire à Clymènes* et les *schistes à Cypridines;* en Voigtland (à Planschwitz) il s'y ajoute des *tufs diabasiques* fossilifères. En *Silésie* on trouve à Freiburg et à Kunzendorf deux masses calcaires isolées qui s'élèvent au milieu de la formation du culm et qui contiennent Spirifer disjunctus, Atrypa reticularis, Rhynchonella cuboides, Receptaculites Neptuni, Aulopora repens; elles doivent être rapportées au dévonien supérieur. En *Pologne* (Siewierz, Dembnik et Kielce) on connaît le dévonien moyen. Dans la *Silésie autrichienne* et en *Moravie*, la réunion des trois principales divisions du dévonien forme une zone de plus de 3 milles de large sur environ 7 milles 1/2 de longueur qui s'étend en direction S. de

Zuckmantel à Sternberg en Moravie. A Ebersdorf, dans le comté de Glatz, on connaît du calcaire dévonien supérieur.

Dans les *îles Britanniques* le dévonien a deux modes de développement; il présente le facies typique, avec ses Coraux, ses Mollusques et ses Trilobites, et celui du *vieux grès rouge* avec ses Poissons. Le premier a son développement principal dans les Cornouailles et le Devonshire, où il a d'abord été décrit et dénommé comme formation indépendante par Murchison et Sedgwick : il est formé de schistes verts, de quartzites et de grès entre lesquels sont intercalés des calcaires marmoréens de couleur gris bleu, et se divise, de la même manière que la formation dévonienne du Rhin, quoique moins nettement, en dévonien supérieur ou groupe de Pilton (calcaires à Clymènes et schistes à Spirifer disjunctus), dévonien moyen ou groupe d'Ilfracombe (calcaires à Strigocéphales et schistes à Calcéoles) et dévonien inférieur ou groupe de Lynton (grès à Spirifer). Le *vieux grès rouge* (voy. p. 401) est développé dans le sud du pays de Galles et les pays limitants, en Écosse et dans les îles Orcades et Schetland.

En *Scandinavie* certains grès et conglomérats qui reposent en concordance sur les couches siluriennes les plus récentes sont considérés avec vraisemblance comme formations équivalentes au *vieux grès rouge*.

En *Russie*, les couches dévoniennes se montrent sur l'aire énorme de 7000 milles carrés, disposées en deux zones, dont l'une s'étend en direction N. E. de la Courlande jusqu'à Archangel, et l'autre en direction S. E. de la Courlande jusqu'au delà de Tula. Les deux facies du dévonien se trouvent réunis en Russie, car le dévonien moyen et la partie inférieure du dévonien supérieur ont le facies normal, tandis que la partie supérieure du dévonien supérieur, au contraire, a les caractères du *vieux grès rouge*, par sa richesse en débris de Poissons, Holoptychius, Asterolepis, Pterichthys, et se trouve recouverte en stratification régulière, presque horizontale, par la formation carbonifère. On rencontre aussi sur le flanc O. de l'Oural une petite bande dévonienne.

Le dévonien a une large répartition dans l'Amérique du Nord. Il est déposé dans un bassin silurien dont l'aile E. est aux monts Alleghanies et les bords N. et O. dans les bombements du nord de l'État de New-York, de l'Ohio, du Kentucky, et est ainsi entouré par les affleurements siluriens disposés en zones concentriques. Il est en partie recouvert par le système carbonifère et accompagne les roches siluriennes des monts Alleghanies sous forme d'une bande étroite, mais il atteint une plus grande importance et forme une plus large bordure aux terrains archaïques et siluriens situés au nord, à l'intérieur du continent. Au Canada, à la Nouvelle-Ecosse, au Nouveau-Brunswick, on observe le dévonien et, dans cette dernière province surtout, il est riche en débris végétaux et principalement en Psilo-

DIVISION ET PARALLÉLISME DES FORMATIONS DÉVONIENNES DES DIFFÉRENTS PAYS.

	EIFEL	PAYS D'AIX-LA-CHAPELLE	NASSAU ET WESTPHALIE	N.-O. DU HARZ	BASSIN DU CONDROZ	ILES BRITANNIQUES		AMÉRIQUE DU NORD	EXEMPLES DE RESTES ORGANIQUES CARACTÉRISTIQUES
Dévonien supérieur.	Schistes à Cypridines. Schistes à Goniatites. Calcaires et marnes à *cuboïdes*.	Grès à Spirifer Verneuili. Schistes à Verneuili. Couches à *cuboïdes*.	Calcaires à Clymènes de Dillenburg et Enkeberg. Schistes à Cypridines et grès de Nehden. Calcaire à Goniatites de Bicken, d'Oberscheld et d'Adorf.	Schistes à Cypridines de Lautenthal. Kramenzelkalk de Schulenberg. Schistes d'Altenau. Calcaire d'Iberg ou schistes de Wissenbach.	Calcaire d'Etroeungt à Clymènes et à Spirifer Verneuili. Psammites du Condroz à Spirifer Verneuili. Schistes à Cypridines de Famenne. Schistes de Matagne avec Gon. primordialis et Cardiola retro-striata. Calcaires et marnes de Frasne avec Rynch. cuboides.	Groupe de Pilton (Zone à Spirifer Verneuili). Groupe de Peterwynn (couches à Clymènes).	Vieux grès rouge (*a.* Tilestone, *b.* Cornstone, *c.* grès avec Holoptychius, Cephalaspis Pterichthys, etc.	Groupe de Castkill (vieux grès rouge à Holoptychius). Chemung-groupe. *b.* Chemung-Zone. *a.* Portage-Zone.	Spirifer disjunctus (Verneuili), Rhynchonella cuboides; Productus subaculeatus; Cardiola retro-striata; Clymenia lævigata; Clymenia subnautilina; Goniatites retrorsus; Goniatites intumescens; Cypridina serrato-striata.
Dévonien moyen.	Calcaire à Strigocéphales, à la base, couche à Crinoïdes. Marnes à Calcéoles et calcaire, comme base la mine de fer calcaire et grauwacke, à *Cultrijugatus*.	Calcaire à Strigocéphales. Manque.	Calcaire à Strigocéphales de Diez. Schalstein.	Calcaire à Strigocéphales de Buntenbock et Polsterberg. Schistes à Calcéoles de Auerhahn.	Calcaire à Strigocéphales de Givet. Schistes à Calcéoles de Couvin. Couches à *Cultrijugatus*.	Groupe de Plymouth. Groupe d'Ilfracombe. Schistes à Calcéoles de Ogswell-house.		Groupes de Hamilton. *c.* Zone de Genesee. *b.* Zone d'Hamilton. *a.* Zone de Marcellus. Corniferous-groupe *c.* Zone d'Helderberg. *b.* Zone du Schoharie. *a.* Zone à *Candagalli*.	Stromatopora polymorpha, Aulopora repens, Favosites polymorpha, Calceola sandalina, Cystiphyllum, Cyatophyllum helianthoides et cespitosum, Haplocrinus mespiliformis, Cupressocrinus, Productus subaculeatus, Pentamerus galeatus, Strigocephalus Burtini, Uncites gryphus, Atrypa reticularis, Athyris concentrica, Spirifer speciosus, concentricus, cultrijugatus, subcuspidatus, Rynch. pugnus. Megalodon cucullatus, Murchisonia turbinata, bilineata, Bellerophon lineatus, Macrocheilus aculeatum, Orthoceras gracile, triangulare, Goniatites subnautilinus, Phacops latifrons, Bronteus flabellifer.
Dévonien inférieur.	Couches de Vicht. Grauwacke de Waxweiler. Schistes de l'Ahr. Schistes de Coblenz et grauwake inférieure.	Couches rouges. Grauwacke sombre. Grauwacke verte avec schistes verts et rouges. Conglomérat rouge grossier.	Grès à Spirifers. Schistes à Orthocères de Wissenbach.	Grès à Spirifers de Kahlenberg et de Schalke.	Poudingue de Burnot. Ahrien. Coblenzien. Gédinien.	Grès de Linton.			Pleurodictyum problematicum. Spirifer macropterus, Chonetes sarcinulata, dilatata, Athyris concentrica, Pterinea lineata, Homalonotus crassicauda.

phyton. De même qu'en Russie, la partie supérieure du dévonien dans l'Amérique du Nord est formée par le *vieux grès rouge* à Holoptychius et Cephalaspis, tandis que les niveaux inférieurs sont des produits de haute mer et renferment des Spirifers aux longues ailes, Rhynchonella, Atrypa, Orthis, Goniatites, Cyrtoceras, Cyatophyllum, Cystiphyllum, Calamopora, Phacops, dont, cependant, peu d'espèces sont identiques aux espèces européennes. La division et le parallélisme des formations dévoniennes sont exprimés dans le tableau précédent, page 407.

Phénomènes volcaniques dans les formations dévoniennes. Les éruptions sous-marines qui ont mis au jour les tufs diabasiques et les diabases, comme nous l'avons dit à propos des phénomènes volcaniques de la période silurienne, ne sont pas limitées à cet âge, mais se répètent avec une énergie encore plus grande dans la période dévonienne. Dans les séries de couches de la plupart des territoires dévoniens d'Europe, les roches diabasiques jouent un rôle important ; étendues primitivement en nappes sur le fond de la mer, elles sont maintenant intercalées en lentilles ou en strates ou s'élèvent par places sous forme de dômes. Elles peuvent être alors très-intimement liées aux couches sédimentaires synchrones par des roches tufacées de nature intermédiaire et exactement parallèles en général, de sorte que, par suite de formation répétée de ces deux roches, il apparaît une alternance régulière entre les couches fossilifères et celles qui, primitivement, étaient à l'état igné. — Les filons et amas proprement dits de diabases dévoniennes sont des raretés. Il n'est pas rare que des couches de diabase se répètent plusieurs fois l'une sur l'autre entre les couches dévoniennes, mais les tufs diabasiques et les schalsteins atteignent un développement extraordinaire dans beaucoup de régions dévoniennes. C'est surtout le cas pour Dillenburg et Weilburg en Nassau où, abstraction faite de nombreuses alternances de schistes dévoniens, de calcaires et de diabases, on peut observer le passage de cette dernière, par des brèches de diabase et de schalstein, au calcaire à Strigocéphales. Dans le dévonien de Westphalie, du Harz, du Voigtland, du Fichtelgebirge et d'Angleterre, on retrouve les mêmes phénomènes. On connaît aussi des dépôts de *diorite* (ex. Wissenbach) parallèles aux couches sédimentaires supérieures ou inférieures, et des formations de gabbro dans les mêmes rapports à Gladenbach en Nassau. Il est très-remarquable que, au contraire, on ne rencontre point ces formations éruptives ni dans le vaste territoire dévonien du bassin du Mississipi ni en Russie.

En connexion génétique étroite avec les diabases de ces terrains dévoniens, se tiennent les minerais oligistiques qui sont développés presque partout où les schalsteins limitent le calcaire avec lequel ils sont intimement liés, présentant parfois les mêmes fossiles que celui-ci. Ces mine-

rais oligistiques sont l'objet d'une exploitation étendue à Brilon, en Westphalie, Zorge, Elbingerode, Rübeland et Clausthal dans le Harz, à Wetzlar, Weilburg et Dillenburg, etc., et il n'est pas rare de les trouver associés avec la limonite. Les oligistes qui se montrent dans les schalteins du dévonien moyen à Kongsberg contiennent du *phosphore* et sont accompagnés de phosphorites intercalées en lentilles. Ce dernier minéral est commun en un très-grand nombre de points de la région de la Lahn, de Diez à Niedergirmes, où on l'exploite activement pour l'agriculture.

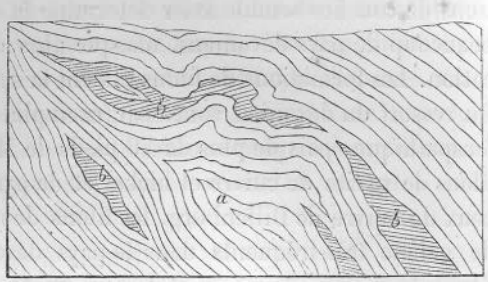


Fig. 190. — Schalstein dévonien.
a, avec intercalations de phosphorites; *b* (Dillenburg).

Abstraction faite des éruptions sous-marines de diabase, de diorite et de gabbro, qui avaient déjà lieu pendant le dépôt des couches dévoniennes, certaines contrées dévoniennes ont été postérieurement le théâtre d'éruptions volcaniques qui ont traversé ces dépôts en filons, ou les recouvrent en nappes sans qu'il soit possible de fixer leur date. Ainsi, au N. E. du Harz, le dévonien est traversé par le granite de l'Ockerthal et transformé en hornfels au contact de cette roche éruptive. Le dévonien de la Nouvelle-Écosse est coupé par une puissante masse de granite étendue sur plusieurs milles, qui le recouvre par endroits et qui enferme dans sa masse les fragments qu'elle a arrachés à la grauwacke schisteuse des roches dévoniennes voisines.

Dans la presqu'île de Cornouailles, s'élève au milieu des schistes dévoniens et s'étendant E. N. E. vers O. S. O. une chaîne formée de quatre grandes masses et de nombreuses masses secondaires de *granite* qui se ramifient dans la roche voisine et enferment des fragments de schistes. Elles sont de nouveau traversées par des filons de *felsitporphyre* (Elvans) qui contiennent fréquemment des pyrites de cuivre et de fer et du minerai d'étain. Un filon de *diabase quartzifère* puissant de 15 mètres traverse la grauwacke de Coblenz à Ehrenbreitenstein. Le felsitporphyre se montre en dômes isolés sur le dévonien du Nassau, le *basalte* traverse le dévonien du pays rhénan en filons, et il s'est élevé en dômes à sa surface ou s'est étalé en courants ou en nappes. Les *cônes trachytiques* du Siebengebirge et les courants de lave, dépôts de tufs et cratères de la région du Laach, d'âge tout à fait récents, appartiennent à ces pays dévoniens et ont traversé les dépôts qui les forment à l'état igné.

La puissance volcanique s'est manifestée d'une manière plus énergique

encore sur les dépôts dévoniens par les bouleversements qu'elle leur a fait subir et en suite desquels la disposition horizontale primitive a fait place à des redressements qui peuvent atteindre et même dépasser la verticale, à des plissements, à des formations de failles ou de bassins et de selles répétés plusieurs fois. L'énorme pression que supposent de telles dislocations de couches semble avoir déterminé la schistosité transversale qui, en beaucoup de pays dévoniens, masque plus ou moins la véritable stratification. Les formations de filons étaient la suite de l'apparition des fentes. Du ressort du dévonien sont, par exemple, les filons suivants : celui de ferspathique épais de plus de 70 pieds de Müsen au cercle de Siegen, les filons de pyrite de cuivre et nickel et de pyrite de cuivre de l'Oberwald, ceux de cuivre de Dillenburg, les filons de manganèse d'Eimerrode, ceux de galène très-fréquents dans le pays dévonien rhéno-westphalien ; les filons de minerai de cuivre et de zinc qui traversent les schistes dévoniens, granites et felsitporphyres des Cornouailles liés à ces roches éruptives, puissants de 1 à plusieurs mètres. Ces derniers, dans une masse en filon de chlorite vert noirâtre et de quartz, donnent, les uns un minerai de zinc finement disséminé ou disposé en revêtement des fentes et des druses, et ce sont les plus récents, les autres sont formés de pyrite de cuivre en nids ou en grandes masses. Il arrive aussi que des filons, cuivreux en haut, deviennent zincifères dans le bas. Dans les points où les filons que nous avons décrits sont traversés par d'autres filons de felsitporphyre, non-seulement leur puissance s'accroît, mais aussi leur richesse en minerai. On observe les mêmes phénomènes là où des filons minéraux différents se croisent ou se coupent.

Le N. O. du Harz fournit l'exemple le plus saillant des grands bouleversements subis par le dévonien et de la formation de failles formées en conséquence et devenues plus tard des filons minéraux. Mais, comme le dévonien n'a pas été affecté seul de ces dislocations et que le culm les a aussi partagées, nous en parlerons plutôt à propos du carbonifère.

Résumé. A l'âge silurien la vie était presque exclusivement limitée au sein des mers, et les continents, comparativement à l'étendue des mers, étaient extrêmement peu importants. Pendant le dévonien, ils s'accroissent par suite de soulèvements lents et par le continuel dépôt des mers ; ils prennent en même temps un contour plus compliqué : jusque-là stériles, ils commencent à déployer les richesses végétales, Conifères, Fougères, Sigillariées, Lépidodendrées, et des formes plus rares qui n'atteindront leur maximum en nombre et en taille que dans les périodes géologiques suivantes. Les animaux, semble-t-il, n'avaient point encore fait apparition sur le continent à l'époque dévonienne, mais il s'était fait progressivement un changement presque complet de la faune marine. Les poissons Ganoïdes

se multiplient et deviennent nombreux : les Cartilagineux sont représentés par quelques formes ; les premières Ammonites, les Goniatites, les genres Productus, Uncites, Strigocephalus, Clymenia, apparaissent, et à côté d'eux se trouvent de nombreux genres de Crinoïdes et de Pélécypodes, Cupressocrinus, Rhodocrinus, Poteriocrinus, — Megalodon, Pterinea, Nucula. Au contraire, les Graptolithes et les Cystidées, les Trilobites de la faune primordiale, les genres Calymene, Agnostus, Acidaspis, Asaphus, Illœnus, le genre Lituites, des Céphalopodes, les Halysites, sont déjà disparus. En un mot, le facies du monde silurien a subi un changement dans lequel, d'une manière générale, on ne peut méconnaître une progression graduée, par l'apparition de types plus élevés des mondes végétal et animal.

FORMATION CARBONIFÈRE.

Sous ce nom, on désigne une série de couches formées de calcaires, de grauwackes, de grès, de conglomérats, de schistes argileux et de houille pouvant atteindre, dans certains pays, plus de 7000 mètres de puissance et qui, lorsqu'elle se présente avec les dépôts dévoniens et dyasiques, repose sur les premiers et est recouverte par les seconds. A l'époque de sa formation, les Fougères, les Calamites, les Sigillaria et les Lepidodendron atteignaient sur les continents un développement luxuriant qui ne devait plus être atteint, les premiers Amphibiens et, par conséquent, les premiers animaux terrestres, faisaient leur apparition, tandis que la faune marine se caractérisait par la richesse en Crinoïdes, en Productus et en Coraux rugueux. Le carbonifère représente donc l'âge des *Cryptogames vasculaires* des premiers *Amphibies* et animaux aériens. La présence de nombreux dépôts de houille puissants et étendus à l'intérieur des séries de couches carbonifères justifie leur appellation, quoique d'autres formations (groupe des charbons argileux, wealdien, dyas) en contiennent également.

Caractères pétrographiques de la formation carbonifère. En certains points, la série des couches carbonifères débute par des dépôts puissants de *conglomérats*, indistinctement stratifiés, presque complètement privés de fossiles, qui, à leur partie supérieure, passent au *grès* par la diminution de volume des fragments qui les forment. Ceux-ci ont un grain tantôt fin, tantôt grossier, et sont d'ordinaire de couleur blanche, grise ou jaunâtre avec un ciment d'ordinaire siliceux et argileux ; ils forment l'élément prédominant de la formation carbonifère et surtout sa moitié supérieure. Les *grauwackes*, les *grauwackes schisteuses* et *les schistes siliceux* forment de concert, par exemple, dans le Devonshire, dans l'Oberharz, dans le Nassau et en Westphalie, les horizons inférieurs de la série. Les *argiles*

schisteuses se montrent de préférence alternant avec les grès et les lits de houille de la formation houillère proprement dite et sont quelquefois remplies de débris bien conservés de la flore carbonifère, tandis que l'accumulation de ces végétaux a fourni les éléments des lits de houille. Par la carbonisation, la forme primitive des plantes carbonifères à l'intérieur des lits de houille est la plupart du temps changée ; mais dans les argiles schisteuses susjacentes et sous-jacentes elle a conservé une netteté surprenante. Les lits de charbon de la formation dévonienne sont formés ou de *houille*, dans toutes ses variétés déterminées par l'éclat, la structure, la teneur en bitume, ou d'*anthracite*, degré le plus élevé de la carbonisation de masses de plantes. Un même lit peut, sur un point, être formé de houille, et sur un autre d'anthracite, selon que le gisement a favorisé ou non la décomposition. Par suite, entre les deux produits de carbonisation, il existe une série d'anneaux intermédiaires dont nous ne parlerons pas davantage. En étroite connexion avec les lits de houille se voient parfois des dépôts de *sphérosidérite argileux*, en rognons isolés ou réunis en masse et formant des bancs entre les argiles schisteuses à lits de charbon, comme c'est surtout le cas pour les formations carbonifères de Saarbrück, du sud du pays de Galles, du Staffordshire, de Pennsylvanie. Les dépôts de minerai de fer et de charbon montrent aussi parfois une intime liaison et se mélangent, comme dans le bassin de la Ruhr, où ils forment 13 lits. Les *calcaires* ne sont qu'en sous-ordre au milieu du grès, des argiles et des houilles carbonifères, mais, en certaines régions, cette roche acquiert une importance énorme et forme une division inférieure indépendante, le calcaire carbonifère. Le *gypse*, la *dolomie*, l'*anhydrite* et le *sel gemme* prennent part aussi à la constitution de ce dernier niveau.

Rapports de gisement de la formation carbonifère. — Partout où le groupe des formations paléozoïques est complétement développé, le carbonifère se présente intercalé au dévonien et au dyas, recouvrant ce premier terrain. Ainsi, dans le comté de Devon, les formations carbonifères succèdent en concordance aux formations dévoniennes ; la division inférieure du carbonifère de l'Écosse repose régulièrement sur le *vieux grès rouge* ; en Westphalie et dans le Oberharz, sur le dévonien supérieur ; en Pennsylvanie et en beaucoup d'autres contrées de l'Amérique du Nord, sur les grès de Catskill et de Chemung. D'autre part, le dyas du Kansas et, en général, du versant E. des Montagnes-Rocheuses, est en si parfaite concordance sur la formation carbonifère à laquelle il est, d'ailleurs, intimement lié par des formations intermédiaires, que l'on ne peut leur assigner à tous deux une limite tranchée. Le rothliegende, ou partie inférieure du dyas, repose régulièrement sur le carbonifère en certains points d'Allemagne, et c'est aussi ce qui se passe en Angleterre. De même, il arrive

souvent que les couches carbonifères sont recouvertes en discordance par le dyas inférieur, ou qu'elles reposent de la même manière sur le dévonien, ce qui indique des bouleversements au commencement et à la fin du carbonifère. Le carbonifère se range donc comme troisième système paléozoïque dans la série des couches sédimentaires.

Rapports architectoniques du carbonifère. — Ils sont étudiés avec beaucoup de soin, à cause des lits de houille qu'il contient. Les couches carbonifères sont communément disposées en bassin, mais elles peuvent aussi être très-diversement développées, selon les influences qu'elles ont subies; on peut les trouver horizontales, dressées à pic et dans toutes les situations intermédiaires, modifiées encore par des actions secondaires. La disposition unie de certains bassins peut être due à la forme correspondante du sous-sol; le redressement des couches d'autres bassins doit être attribué à des pressions latérales, par conséquent à des phénomènes volcaniques, et nous en parlerons à propos de ces derniers. Les plus vastes bassins à couches non redressées se trouvent dans l'Amérique du Nord et en Russie. Ils s'étendent sur plusieurs milliers de milles carrés : les couches qui les forment sont presque horizontales ou à peine ondulées et se relèvent seulement sur les bords. On retrouve la même disposition, mais sur une plus petite échelle, par exemple, dans les bassins carbonifères d'Irlande, de la haute Silésie et de Saarbrück. Dans les points où le complexe des couches supérieures, fournissant la houille, ne s'est pas déposé, les rapports stratigraphiques de la division inférieure de la formation carbonifère (calcaire carbonifère et culm) sont essentiellement les mêmes que ceux du silurien et du dévonien, car les couches sont redressées et bouleversées de diverses façons.

Caractères paléontologiques du carbonifère. — Bien que le règne végétal, pauvrement représenté à l'époque dévonienne, ait atteint un riche développement pendant le carbonifère, il est très-pauvre en formes à cette dernière époque, si on le compare à la flore actuelle. Alors manquaient complétement encore les Dicotylédones angiospermes et les Cycadées; les Conifères et les Palmiers ne se rencontraient que rarement et les Végétaux étaient limités presque exclusivement pour les Cryptogames dans les genres Calamites, Lepidodendron, Sigillaria et la famille des Fougères. Dans une telle pauvreté de formes, le luxuriant de la flore carbonifère terrestre était réalisé par la grande multiplication des individus et leurs dimensions gigantesques. L'accumulation des débris qui pourrissaient sur le sol a fourni par de lentes modifications les éléments de ces lits de charbon dont le nombre considérable, la puissance et l'extension ont donné le nom à la formation tout entière.

La flore de la période carbonifère porte le cachet d'une végétation de

marais: elle se développait donc dans les pays bas du continent carbonifère (fig. 191). Parmi ses représentants, les *Calamites* surtout jouent un



Fig. 191. — Forêt houillère.

rôle important; leurs troncs, les fragments de leurs racines, leurs branches, leurs feuilles et leurs fructifications, ont été conservés, mais on ne peut que très-rarement trouver les connexions de ces parties entre elles. Aussi a-t-on coutume d'appeler les troncs *Calamites*, et de réunir toutes les branches et débris de feuilles sous le nom de *Calamocladus;* mais quelquefois aussi on désigne ces dernières sous les noms de *Asterophyllites*, *Annularia*, *Sphenophyllum*. Les tiges de Calamites (fig. 192) possèdent une trachée centrale et de nombreuses trachées périphériques; elles présentent des sillons longitudinaux et sont articulées en travers; elles montrent souvent les cicatrices de leurs branches et se terminent en cône vers le bas. Les Calamites atteignent 40 pieds et plus de longueur sur 3 pieds d'épaisseur, mais ils sont dans la plupart des cas fortement comprimés; réunis à leurs branches, ils ont fourni presque exclusivement l'élément de beaucoup de lits de houille. Les plus importantes espèces de ce genre, auxquelles pourraient être réunies la plupart des autres espèces, sont: Cal. approximatus, à courts articles (fig. 193); Cal. Suckowi, aux articles plus grands et aux côtes longitudinales larges; Cal. cannæformis, avec de très-longs articles et de petites côtes (fig. 192), toutes trois extrême-

ment abondantes en Europe aussi bien que dans l'Amérique du Nord. Le Cal. transitionis Göpp. est très-caractéristique pour la division inférieure de la formation carbonifère ; les sillons longitudinaux de chaque article concordent exactement avec ceux des suivants. Les branches des Calamites et

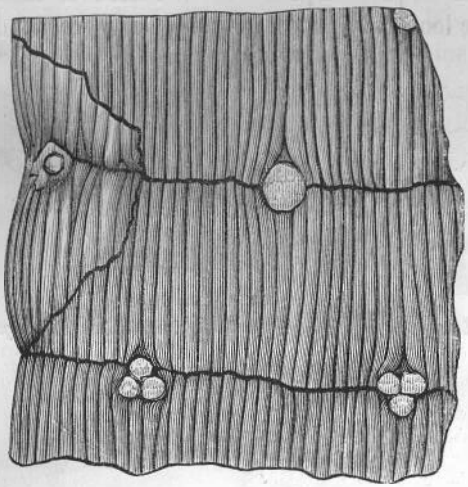


Fig. 192. — Calamites approximatus *Brongn.*

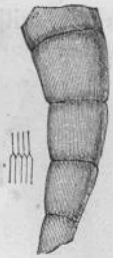


Fig. 193. — Calamites cannæformis Schloth.



Fig. 194. — Extrémité inférieure d'une tige de Cal. Suckowi.

leurs feuilles disposées en verticille (fig. 195, 196, 197) sont, d'après la forme de celles-ci, appelées *Asterophyllites*, quand elles sont pointues, grêles; *Sphenophyllum*, quand elles sont cunéiformes et *Annularia*, lors-

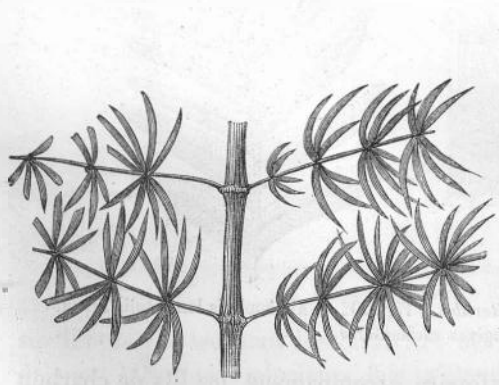


Fig. 195. — Asterophyllites foliosus *Brongn.*



Fig. 196. — Sphœnophyllum Schlotheimi *Brongn.*

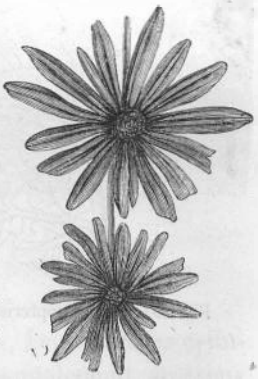


Fig. 197. — Annularia fertilis *Sternb.*

qu'elles sont obtuses et soudées à leur base. Les *Fougères* de la période carbonifère étaient des végétaux arborescents avec des frondes longues de 2 à 3 mètres; malheureusement leurs débris se trouvent mélangés les

uns avec les autres, et ce n'est qu'exceptionnellement que l'on peut les rapporter aux tiges qui les portaient. Quoique les Fougères, d'une manière générale, n'aient contribué que pour une faible part à la formation du charbon, il y a cependant des lits formés presque exclusivement par leurs troncs (Zwickau), sur lesquels on peut souvent encore reconnaître les cicatrices des feuilles avec leurs faisceaux de fibres vasculaires, tandis que



Fig. 198.— Nevropteris flexuosa *Sternb.*

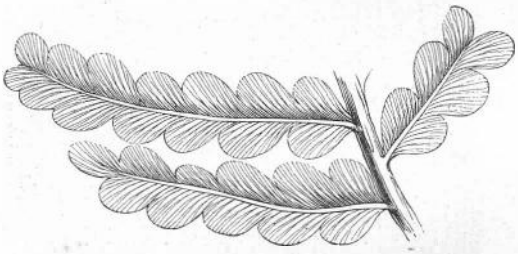


Fig. 199. — Odontopteris Schlotheimi *Brongn.*

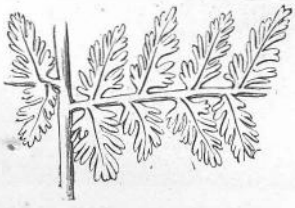


Fig. 200. — Sphenopteris tridactylites *Brongn.*

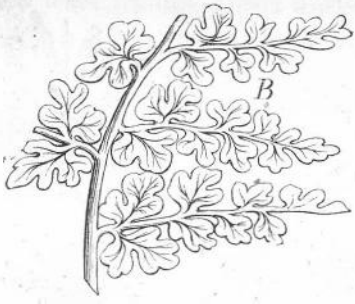


Fig. 201. — Sphenopteris obtusiloba *Sternb.*



Fig. 202. — Alethopteris lonchitidis *Sternb.*

Fougères carbonifères.

les argiles schisteuses qui d'ordinaire accompagnent les lits de charbon sont quelquefois remplies par des débris de feuilles de ces mêmes plantes. On a partagé, d'après leur nervation, les feuilles des Fougères fossiles en de nombreux genres ; les plus répandus à l'époque carbonifère et les plus riches en espèces sont les genres *Sphenopteris*, *Neuropteris*, *Odontopteris*, *Pecopteris*, *Cyclopteris* et *Alethoptheris* (fig. 198-202).

Les *Sigillaria* et les *Lepidodendron* ont une importance plus grande que les Calamites et les Fougères dans le monde végétal de l'époque carbonifère. Il ont des troncs longs de 15 m. 20 et même 30 mètres et plus de long sur 2 mètres d'épaisseur, primitivement cylindriques, fortement comprimés d'ordinaire, à l'état fossile. Ces troncs se bifurquent; ils étaient pourvus de feuille linéaires qui ont laissé de grandes cicatrices. Ces deux genres de plantes comblent une lacune entre les Conifères et les Cryptogames vasculaires : ils se rapprochent des premiers par leur structure interne et des seconds par leur facies général. La surface des *Sigillaria* (fig. 203) est partagée par des sillons verticaux en bourrelets arrondis

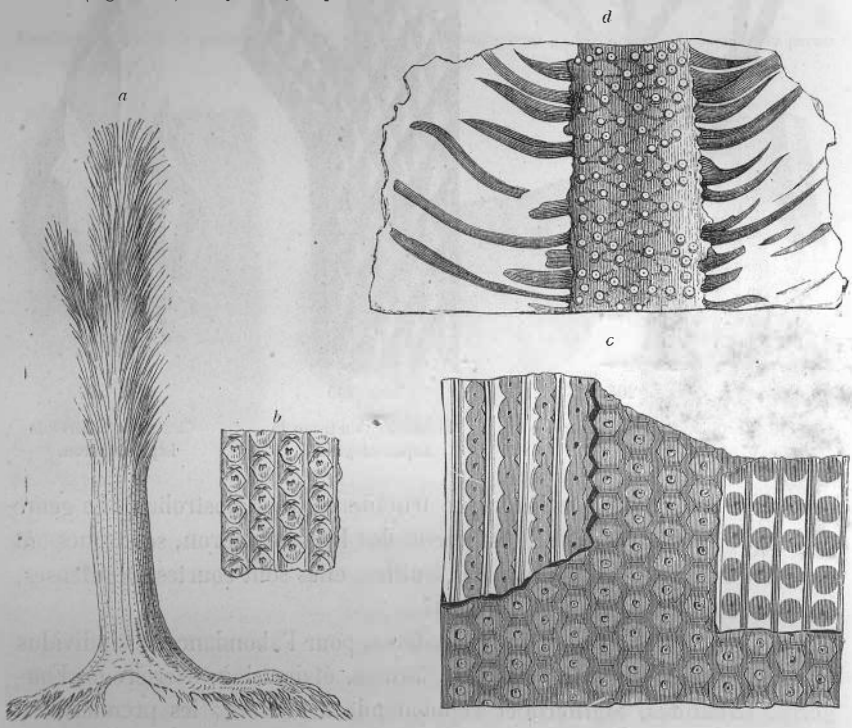


Fig. 203.

a, Sigillaria Browni Daws (restauré); *b*, empreinte de Sig. oculata Brongn.; *c*, Sig. Voltzi; *d*, Stigmaria ficoïdes Brongn.

sur lesquels se trouvent les cicatrices des nervures. Leurs racines cylindriques, bifurquées plusieurs fois, s'étendent horizontalement du tronc jusqu'à une distance de 20 mètres, marquées de cicatrices arrondies (fig. 203 *d*), sur lesquelles s'inséraient des fibrilles linéaires semblables à des feuilles qui formaient un feutrage serré. Ces racines de Sigillaria ont été appelées du nom de *Stigmaria*. Les troncs de *Lepidodendron* (fig. 204, 205, 206) sont pourvus à leur surface de cicatrices rhombiques, lancéolées

ou hexagonales, serrées, disposées en spirale et qui donnaient naissance à de longues feuilles linéaires. Les branches fourchues portaient à leur

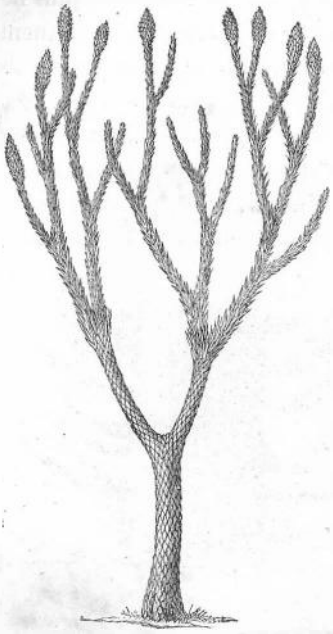


Fig. 204.
Lepidodendron restauré.

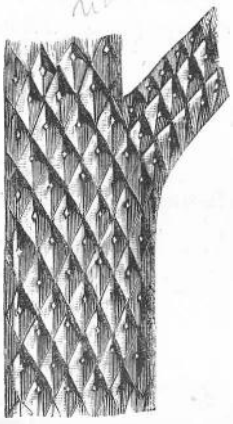


Fig. 205.
Fragment d'un tronc de Lepid. elegans.

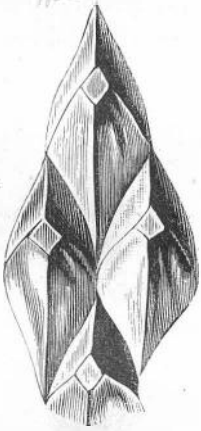


Fig. 206.
Cicatrices foliaires de Lepidodendron.

extrémité de longs épis cylindrique fructifères, (Lepidostrobus). Le genre *Knorria*, sous-carbonifère, est voisin des Lepidodendron, ses troncs ont conservé les traces d'insertion des feuilles, elles sont courtes, écailleuses, et se recouvrent par la base (fig. 207).

Les Cycadées et Conifères carbonifères, pour l'abondance des individus et surtout pour la multiplicité des formes, étaient loin derrière les Fougères, Calamites, Sigillaria et Lepidodendron d'alors; les premières se montrent dans les *Nœggerathia*, les seconds sont représentés par le bois de certaines Araucariées (*Dadoxylon*, *Araucarites*). Une certaine modification de la houille, le charbon fibreux, paraît être dû en grande partie à ces bois d'Araucariées.

Les Végétaux que nous venons de citer appartiennent exclusivement aux formations de rivage, de marais et de mers intérieures; les nombreux restes de la faune carbonifère, à part quelques Reptiles, Poissons d'eau douce, Arthropodes et Bivalves, sont limités aux roches d'origine marine. Parmi les animaux les plus inférieurs, les Protozoaires, on connaît principalement un Foraminifère de la grosseur d'un grain de blé, la *Fusulina*

cylindrica (fig. 208), qui se montre en nombre énorme dans le calcaire carbonifère de la Russie, de l'Ohio, de l'Illinois, du Kansas. Les Coraux carbonifères ont encore le facies paléozoïque ; ils appartiennent exclusivement aux Zoantharia rugosa et tabulata. Parmi les premiers, on peut citer les genres *Lithostrotion* (fig. 210), *Lonsdalia*, *Amplexus*, *Cyathaxonia*,



Fig. 208.

Fusulina cylindrica de grandeur naturelle et grossie ; l'enlèvement partiel de l'écaille montre les parois des chambres.

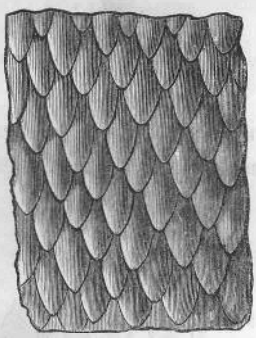


Fig. 207.

Knorria imbricata.

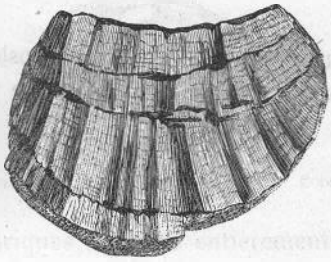


Fig. 209.

Lithostrotion basaltiforme Phil.

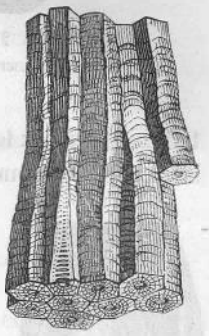


Fig. 210.

Chœtetes radians Fisch.

comme exclusivement carbonifères. Parmi eux la *Lithostrotion basaltiforme* et l'*Amplexus coralloides* sont remarquables par leur abondance et leur large répartition en Allemagne, en Angleterre, en Belgique, en Russie et dans les États O. de l'Amérique du Nord. Parmi les Zoanthaires tabulés les *Calamopora*, *Michelinia* et *Chætetes* (fig. 209) sont particulièrement importants, bien qu'ils ne soient pas limités exclusivement à la formation carbonifère. Les *Crinoïdes*, aussi bien celles qui sont munies de bras que les *Blastoïdes*, atteignent dans le calcaire carbonifère le maximum de leur développement ; l'extension verticale des dernières est presque limitée à la formation carbonifère, aussi peut-on les compter parmi les fossiles les plus caractéristiques de ce terrain. Les genres *Cyathocrinus* (fig. 211), *Actinocrinus* (fig. 212), *Poteriocrinus* (fig. 213), *Amphoracrinus* et *Platycrinus*, et surtout les *Pentatrematites* (fig. 214 et 215), ont la plus grande importance, principalement pour le calcaire carbonifère de l'Amérique du Nord. Les Cystidées sont disparues. Les représentants des autres divisions des Echinodermes sont rares ; on

ne rencontre que des Oursins de facies exclusivement paléozoïque (Perischoëchinides). Leur squelette est formé de 30 à 50 séries de plaques,

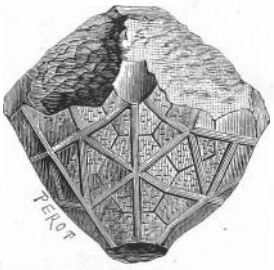


Fig. 211.
Cyathocrinus cariocrynoides *M'Coy*.

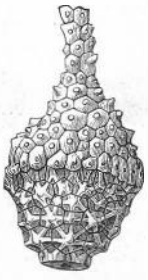


Fig. 212.
Actinocrinus *Hall*.

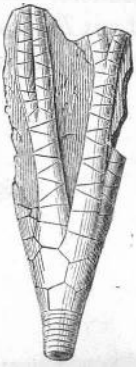


Fig. 213.
Poteriocrinus Missouriensis *Schum*.

tandis que, chez tous les Oursins des époques postérieures et chez les formes actuelles, le nombre de ces séries ne dépasse pas 20. A ces Echinides

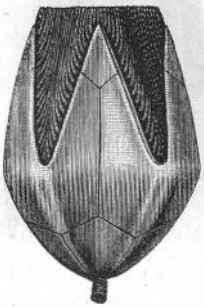


Fig. 214.
Pentatrematites sulcatus, *Röns*.

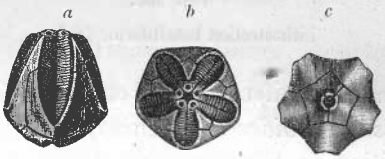


Fig. 215. — Pentatrematites florealis, *Say*.

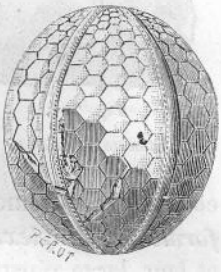


Fig. 216.
Palœchinus ellipticus, *Schum*.

a, vu de côté ; *b*, vu de dessus ; *c*, vu de dessous.

paléozoïques appartiennent les *Archæcidaris* avec leurs longues baguettes portées par de gros tubercules et les *Palœchinus* (fig. 216), dont la surface est revêtue de petites tubérosités grenues ; les premiers sont bien développés, surtout en Russie et en Angleterre, les seconds au Missouri.

On observe, au carbonifère, une diminution toujours croissante des Brachiopodes et des Céphalopodes, mais cependant les deux ordres fournissent encore des formes nombreuses caractéristiques du calcaire carbonifère. Parmi les Brachiopodes nous citerons surtout les *Productus*, *Spirifer* et *Spirigera*, parmi les Céphalopodes, les *Orthoceras*, *Nautilus* et *Goniatites*. Les *Productus semi-reticulatus* (fig. 217), *giganteus*, *scabriculus*,

le *Spirifer glaber* (fig. 218) et le *Spirifer striatus* (fig. 219), qui atteint un $\frac{1}{2}$ pied de large, sont caractéristiques de la formation carbonifère : leur vaste répartition horizontale leur donne une double importance; on les connaît en Europe, en Asie, en Amérique et en Australie.

Les Bivalves sont déjà nombreux et variés dans le carbonifère; ils appartiennent aux genres *Pecten*, *Avicula*, *Conocardium* (fig. 220), *Posidonomya*, parmi lesquels le dernier surtout fournit une espèce extrêmement abondante dans les argiles du culm, la *Pos. Becheri* (fig. 221); sa mince



Fig. 219. — Spirifer striatus *Mart.*

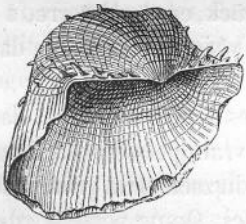


Fig. 217.
Productus semi-reticulatus *Flem.*



Fig. 218.
Spirifer glaber *Mart.*



Fig. 220.
Conocardium aliforme *Sow.*

coquille à côtes concentriques recouvre entièrement certaines couches. Les coquilles de Bivalves d'eau douce (*Anthracosia*) ne sont pas rares dans



Fig. 221.
Posidonomya Becheri *Br.*



Fig. 222.
Bellerophon costatus *Sow.*



Fig. 223.
Goniatites sphæricus *Haan.*

les schistes argileux et les lits de charbon du carbonifère. Les genres de Gastéropodes du carbonifère sont les mêmes que ceux du dévonien; les plus importants sont les *Pleurotomaria*, *Turbo*, *Natica* et surtout les *Euompholus*. Les *Bellerophon* (fig. 222) sont rangés parmi les Hétéropodes; leur coquille non cloisonnée, semblable à celle de l'Argonaute, est très-fréquente dans certains calcaires carbonifères.

Parmi les Céphalopodes, les *Orthocères*, de taille quelquefois géante, ne sont pas rares dans le calcaire carbonifère, de même que les *Nautilus* et les *Goniatites* qui fournissent des espèces caractéristiques. La pré-

sence dans le calcaire carbonifère et dans le culm à la fois de *Goniatites sphæricus* Haan (G. crenistria Phil., fig. 223) est une preuve de l'équivalence de ces deux terrains.

Les *Trilobites* sont disparus, à part quelques espèces petites et rares, appartenant surtout au genre *Phillipsia* (fig. 224), et sont déjà remplacées par quelques espèces du genre *Limulus* qui a persisté jusqu'aux temps actuels. Dans les restes d'un certain nombre d'autres Arthropodes et de quelques espèces de Pupa, nous voyons les premières traces *d'animaux habitant la terre* et *respirant l'air*. Ils sont naturellement limités au houiller et appartiennent aux *Scorpionides*, *Myriapodes*, *Tinéides*, *Termitides* et *Locustides*. On a trouvé des ailes en bon état de ces dernières, principalement à Wettin, Saarbrück, en Angleterre, à la Nouvelle-Écosse, en Illinois, et des restes d'une véritable Aranéide dans la Haute-Silésie.



Fig. 224. *Phillipsia pustulata* Schloth.

Les Poissons carbonifères sont répartis dans les dépôts marins et dans la formation houillère ; ce sont, d'une part, de vrais poissons Cartilagineux, et d'autre part les précurseurs des Poissons du zechstein, principalement les *Ganoïdes hétérocerques à petites écailles*. On ne possède guère des premiers (Ctenodus, Psammodus, Cochliodus, Xenacanthus) que les dents et les aiguillons des nageoires, quelquefois longs d'un pied. L'on a des seconds (Palæoniscus, Amblypterus) des empreintes complètes. Les Osseux ne sont pas encore apparus.

Le règne animal s'enrichit à la période carbonifère par l'apparition des *Amphibies*, représentants des plus anciens Vertébrés terrestres ; ils réunissent dans leur structure certains caractères qui ne resteront pas combinés plus tard, mais deviendront particularités de groupes entiers, à mesure que les formes iront se multipliant (types collectifs). Les Amphibies carbonifères appartiennent à la famille des *Labyrinthodontes :* ils avaient certains caractères communs avec les Lézards (dents grandes, coniques, enfoncées dans des alvéoles, cuirasse d'écailles), mais, en général (par leurs courtes côtes, leurs grands trous palatins, leur condyle occipital double), ils sont plus voisins des Batraciens. Leurs dents se couvrent à la surface de plis rayonnants, leurs vertèbres incomplétement ossifiées sont restées, pour ainsi dire, à l'état embryonnaire, tandis que leur crâne est recouvert de plaques osseuses polies, comme on en connaît seulement chez les Poissons osseux. On a rencontré jusqu'ici huit genres carbonifères de Labyrinthodontes contenant onze espèces : la plupart proviennent du houiller de la Nouvelle-Écosse. On les trouve à l'intérieur de troncs de Sigillaria restés droits, primitivement creux, plus tard remplis de sable et de boue, en compagnie de Pupa et d'un Myriapode. On a obtenu

en entier les restes des *Hylonomus* et *Dendrerpeton* : l'un et l'autre genre ont le faciès général et le revêtement des Lézards écailleux, la structure du crâne des Batraciens et les dents plissées en rayons ; le premier atteignait à peine $\frac{1}{2}$ pied, le second avait jusque 2 pieds de long. On a découvert aussi en Angleterre des débris de ces Batrachosaures carbonifères et ils ont été décrits sous les noms de *Anthracosaurus*, *Pholidosaurus*, etc. On croit pouvoir rapporter aux Labyrinthodontes les empreintes de pieds que l'on observe en nombre assez considérable à la surface des grès carbonifères de Pennsylvanie et de la Nouvelle-Écosse. Comme ces traces sont croisées par des crevasses disposées en réseau, semblables à celles qui se forment par le desséchement des surfaces recouvertes de boue récente, il semble que les animaux dont elles trahissent l'existence respiraient l'air et vivaient dans les lieux marécageux. Outre ces Labyrinthodontes qui habitaient les lagunes fangeuses de la période carbonifère, des Reptiles nageurs semblent avoir aussi existé à cette époque (Enaliosauriens) ; du moins a-t-on trouvé dans la Nouvelle-Écosse de grosses vertèbres biconcaves (Eosaurus) que l'on a rapportées à un Enaliosaurien. Elles représentent les restes du plus ancien Reptile.

Division de la période carbonifère, variété de son faciès. La période carbonifère fut ménagée par des soulèvements continus, séculaires, des continents, par suite desquels l'étendue de ceux-ci augmenta aux dépens de l'Océan. Sur ces terrains unis, gagnés à la mer, s'amassèrent les eaux atmosphériques, dont le cours n'était pas encore réglé par un système de fleuves ; elles formèrent d'innombrables étangs sans profondeur, des bas-fonds marécageux, sur lesquels s'éleva une flore luxuriante, origine des lits de houille. Pendant ce temps, la formation de roches continuait au sein des mers, les sédiments océaniques recouvraient les corps des animaux marins, édifiant ainsi des séries de couches fossilifères puissantes. Par suite des continuels changements de niveau, des parties de ces fonds de mer recouverts de sédiments marins (calcaire carbonifère et culm) s'élevèrent au-dessus de l'Océan et vinrent augmenter l'étendue de terre exondée : ils furent bientôt occupés par la flore carbonifère, et ainsi s'accumulèrent les éléments de la houille sur les dépôts fossilifères. C'est la raison pourquoi la série carbonifère, en certains points, est une formation de marais, d'eau douce ou de lagunes, tandis qu'elle est exclusivement marine, là où aucun soulèvement ne la fit émerger, ou bien encore pourquoi elle est formée en d'autres points de deux ordres de couches superposées, d'origine différente, dont l'une, l'inférieure, est manifestement marine et dont l'autre porte le caractère des formations de marais ou de lagunes. On regarde comme typique cette dernière disposition et on partage d'après cela la formation carbonifère en deux parties, l'une inférieure, la formation

carbonifère inférieure ou *calcaire carbonifère*, l'autre supérieure, la formation *houillère*. La diversité des caractères tant pétrographiques que paléontologiques de ces groupes de couches montre de la façon la plus concluante la différence des conditions sous lesquelles elles se sont formées.

I. — La *formation carbonifère inférieure* n'est pas également développée dans tous les points où on la rencontre ; elle se présente sous trois faciès dont un typique, le *calcaire carbonifère*. Comme son nom l'indique, la série du calcaire carbonifère est presque exclusivement formée de calcaire pur ou dolomitique ; elle est parfois extrêmement riche en débris d'animaux marins, Brachiopodes, Coraux et Crinoïdes, représentés principalement par les genres Goniatites, Productus, Rhynchonella, Chonetes, Spirifer, Lithostrotion, Cyathaxonia, Zaphrentis, Cyathocrinus, Actinocrinus, Pentatrematites, auxquels s'ajoute comme fossile très-caractéristique la Fusulina cylindrica. Le calcaire carbonifère est principalement développé en Belgique, en Irlande, dans le pays de Galles, en Russie et dans l'Amérique du Nord. Au sud de l'Angleterre, la formation carbonifère inférieure commence par une alternance de grès, d'argiles schisteuses et de calcaires, qui atteignent 260 mètres de puissance et sont suivis de 700 mètres de vrai calcaire carbonifère. La même chose s'observe dans la Russie centrale.

Au lieu du calcaire carbonifère proprement dit, on rencontre dans certains pays carbonifères comme en Westphalie, dans le Nassau, le Harz, en Silésie, en Moravie, dans le Devonshire et en Irlande, un système de couches tout à fait différentes, le *culm*. Cette formation se compose de schistes argileux, de schistes siliceux, de grès, de grauwackes, de *calcaire à dalles* et de conglomérats, et elle n'est pas, de beaucoup, aussi fossilifère que le calcaire carbonifère ; les Coraux et Crinoïdes, notamment, y manquent tout à fait, les Brachiopodes aussi, à part quelques espèces de Productus (Pr. antiquus, semi-reticulatus et latissimus). Les schistes argileux du culm fournissent Posidonomya Becheri, Goniatites sphericus, Orthoceras striatulum, en commun avec le calcaire carbonifère, ce qui fait considérer les deux formations comme équivalentes et comme deux faciès différents de la formation. Les schistes argileux de couleur sombre qui se rangent ici sont souvent complétement recouverts à leur surface de stratification par la Posidonomya Becheri, d'où leur nom de *schistes à Posidonomya*. Différant en cela du calcaire carbonifère typique, qui n'a conservé qu'exceptionnellement des traces de plantes terrestres, les grauwackes et grès du culm, souvent de beaucoup prédominants sur les schistes à Posidonomya, offrent les restes d'environ 50 espèces de plantes parmi lesquelles nous citerons Calamites transitionis, Sagenaria Veltheimiana, Knorria imbricata, Stigmaria ficoides, Sphenopteris distans,

Cyclopteris tenuifolia, qui peuvent même finir par former des lits de houille. Le culm a donc été formé, comme le montrent surtout ses grauwackes conglomératiques et ses conglomérats grossiers, à l'intérieur de baies unies, aux bords marécageux.

Enfin, la formation carbonifère inférieure peut avoir un troisième facies, véritable facies de rivage et qui est dû, principalement, à des *conglomérats grossiers* et en outre à des grès, argiles schisteuses et à des marnes qui, en certains points, renferment des lits de houille, ailleurs du gypse, et qui peuvent être liés de la manière la plus intime, en d'autres points, avec le calcaire carbonifère, par le fait que, entre ces dépôts de grès et de conglomérats du rivage, on trouve intercalés des bancs fossilifères isolés de calcaire carbonifère, disposés dans la direction de la mer ouverte d'alors, dont la puissance s'accroît progressivement aux dépens des conglomérats et des grès, jusqu'à ce qu'ils les aient complétement remplacés, faisant ainsi apparaître le facies marin. On observe ces phénomènes, par exemple, dans les bassins anglo-écossais, dans le bassin carbonifère des Appalaches ; ils sont très-nettement développés dans la Nouvelle-Ecosse.

Sur le calcaire carbonifère ou son équivalent le *culm*, on voit, comme terme de passage entre les deux divisions, une série de couches, formée en prédominance de grès grossier et de conglomérats et qui, exceptionnellement, renferme des lits de houille très-peu développés. Ce complexe est appelé en Allemagne *flotz leerer Sandstein*, en Angleterre et dans l'Amérique du Nord *Millstone grit*, ou *grauwacke supérieure du culm*. Sur le bord E de l'aire carbonifère des Appalaches, il atteint 500 mètres de puissance et va diminuant de puissance en direction O, pour faire place à des formations marines. Dans ces points où la formation carbonifère ne tire pas son origine des eaux de l'Océan, où par conséquent le calcaire carbonifère ou le culm n'ont point été déposés, le *flotz leerer Sandstein* est le membre le plus inférieur de la série carbonifère.

II. — Le *houiller* est la division supérieure du terrain carbonifère, formé en prédominance de grès, de schistes argileux et de lits de houille. En Angleterre, dans la Haute-Silésie, à Saarbrück, sa puissance s'élève à plus de 3500 mètres. Le nombre des lits de houille est quelquefois très-important : il est d'environ 80 dans la basse Silésie, de plus de 130 en Westphalie, de 230 à Saarbrück, de 115 à Mons, en Belgique, et enfin, dans le district de Donetz (Sud de la Russie), il atteint le chiffre de 225, dont, à la vérité, beaucoup ont une faible épaisseur et ne sont pas exploitables. Les plantes terrestres qui remplissent les argiles schisteuses et qui ont fourni les éléments de la houille, les Sigillaria, Calamites, Lepidodendron, les Fougères et les Conifères, les restes d'animaux aériens, Myriapodes, Insectes, Araignées, Mollusques et Reptiles que l'on a trouvés dans la houille d'Eu-

rope et de l'Amérique du Nord, démontrent que la formation de cette roche eu a lieu en partie dans des lagunes, dans des lacs, des marais d'eau douce, et dans les marais recouverts d'un peu d'eau, coupés de baies peu profondes fortement avancées dans les terres, à la surface desquels se développait une flore dont le luxuriant n'a plus été atteint depuis.

Dans le niveau inférieur du houiller, on rencontre près de Glasgow, dans le Yorkshire et dans les parties limitantes au nord, dans le Kentucky et dans la Nouvelle-Ecosse, dans la région de la Ruhr, à Liége, et dans la Haute-Silésie, certaines couches qui contiennent des fossiles marins, parmi lesquels nous citerons principalement les genres Productus, Spirifer, Pecten, Orthis, Chonetes, Nautilus, Goniatites, Orthoceras. Il résulte de ce fait que le continent carbonifère recouvert par les végétaux houillers a dû s'enfoncer temporairement sous les eaux pour en ressortir au bout de peu de temps, ou qu'il y a eu irruption de la mer, comme d'ailleurs les intercalations souvent très-puissantes de grès et de schistes entre les lits de houille indiquent en ces points des oscillations souvent répétées.

La *formation houillère de Saxe* a été divisée par Geinitz, d'après la flore des schistes argileux liés aux couches de charbon, en trois zones retrouvées depuis dans les dépôts houillers d'autres pays.

1) *Zone des Lycopodiacées* avec, par ex., Sagenaria Veltheimiana, Sphenopteris distans, Calamites transitionis. Cette zone inférieure représente le culm.
2) *Zone des Sigillariées* avec Sigillaria alternans, oculata, Cortei, Stigmaria ficoides et, en outre, Calamites Suckowi, cannæformis, Asterophyllites foliosus, Neuropteris auriculata, Alethopteris crosa.
3) *Zone de la prédominance des Fougères* avec beaucoup de Sphenopteris, Hymenophyllites, Schizopteris, Odontopteris, Neuropteris, Cyclopteris, Alethopteris, Caulopteris.

La formation houillère du pays de la Sarre a été divisée par E. Weiss de la manière suivante :

A. PARTIE INFÉRIEURE RICHE EN LITS DE HOUILLE ; COUCHES DE SARREBRUCK, principalement : Lepidodendron et Sigillaria, Calamites, Asterophyllites, Annularia, Cyclopteris, Neuropteris, Odontopteris, Nœggerathia et Cordaites avec Anthracosaurus et restes d'Insectes.

1) Couches de Sarrebrück inférieures.
2) Couches de Sarrebrück moyennes dont la séparation est plutôt basée sur des particularités locales que sur des caractères paléontologiques.
3) Couches de Sarrebrück supérieures, conglomérats grossiers rouges, grès et argiles schisteuses, lits houillers et restes de végétaux de peu d'importance.

B. PARTIE SUPÉRIEURE PAUVRE EN LITS DE HOUILLE ; COUCHES D'OTTWEILER.

4) Couches d'Ottweiler inférieures avec quelques lits de houille, avec Anthracosia, Estheria, Leia, Candona ; écailles de Poissons et coprolithes ; Pecopteris arborescens, Odontopteris obtusa.

a Schistes à Leia Baentschiana (crustacé).
b Grès sans Leia.
5) Couches d'Ottweiler inférieures avec grès rouges feldspathiques.

Répartition géographique de la formation carbonifère. Abstraction faite de ce que le groupe carbonifère avec sa faune et sa flore, à peu près identiques dans presque toutes les parties du monde et sous toutes les latitudes, est d'un haut intérêt scientifique, la répartition géographique de la houille a une importance économique considérable, puisqu'elle fournit la masse principale du combustible que nous employons.

De toute l'Europe, c'est la Grande-Bretagne qui possède le plus de terrain carbonifère ; il occupe là une surface d'environ 480 milles carrés. Les dépôts reposent sur les couches dévoniennes et sur les formations archaïques et ils forment, soit par les digues que leur opposaient ces dernières roches, ou par des dénudations, soit à cause des bras de mer qui coupaient les formations sus-jacentes plus récentes, un certain nombre de bassins isolés dont les plus importants sont ceux du sud du pays de Galles, du Derbyshire, du Yorkshire, du Northumberland, d'Écosse et d'Irlande. Les séries de couches sont ici normalement ouvertes par le groupe sous-houiller, dont le membre principal, le calcaire carbonifère, atteint surtout son maximum de développement au sud et au centre de l'Angleterre. Vers le nord, des argiles schisteuses, des grès et aussi des lits de charbon d'abord isolés, puis de plus en plus nombreux, s'intercalent et prédominent sur le calcaire carbonifère qu'ils remplacent presque complétement et finissent, dans le Northumberland et surtout en Écosse, par former un système de couches houillères puissant d'environ 2000 mètres, tandis qu'à l'extrême sud de l'Angleterre, dans le comté de Devon, le calcaire carbonifère typique est représenté par les schistes du culm à Posidonomya Becheri. Sur le calcaire carbonifère et les formations équivalentes repose le millstone grit, qui annonce la houille, avec une puissance variant entre 100 et 300 mètres. En Irlande, les membres les plus récents du carbonifère ne se sont point déposés ; ils ne sont représentés que par les schistes à Posidonomya, le calcaire carbonifère et le millstone grit. En Angleterre et en Écosse, au contraire, les formations carbonifères inférieure et moyenne sont recouvertes par le houiller, qui atteint une puissance de 4000 mètres et contient, dans le sud du pays de Galles, par exemple, 76 lits de houille parmi lesquels 23 sont exploitables et ont ensemble une épaisseur de 32 mètres.

Si nous revenons sur le continent, nous trouverons des formations correspondantes à celles que nous venons de voir en Angleterre, reposant sur le bord nord du terrain dévonien belgico-rhénan. Le carbonifère s'étend sous forme d'une bande relativement étroite de la pente nord de l'Ardenne,

de Béthune et Valenciennes, le long de la Meuse sur Namur, Liége et Aix-la-Chapelle ; elle subit alors une entaille importante par la vallée du Rhin pour reparaître plus loin à l'est sur le bord N. des pays dévoniens de Westphalie émergeant des terrains plus récents sous lesquels elle était cachée, d'où elle s'étend jusqu'à Stadtberg. Dans le terrain houiller de *Belgique* et d'*Aix-la-Chapelle*, les couches redressées du calcaire carbonifère reposent en concordance sur les couches dévoniennes les plus récentes et sont recouvertes par des conglomérats qui commencent la série houillère. En *Westphalie*, le carbonifère, quoique formé par le prolongement E. de la rive droite du Rhin, a un développement quelque peu aberrant. Le calcaire carbonifère se montre seulement près de Ratlingen par l'aile tournée vers le Rhin ; vers l'E., il est remplacé par un système puissant de plus de 300 mètres, formé de schistes argileux, de schistes siliceux et de grauwacke, le culm, qui fournit Posidonomya Becheri, Goniatites sphæricus, etc. Le houiller est précédé par la série de couches du *flœtzleerer Sandstein* ; il atteint 2404 mètres de puissance dans le bassin de la Ruhr et fournit 132 lits de charbon dont 74 sont exploitables et forment environ 74 mètres de houille. Le terrain carbonifère de Westphalie est recouvert en discordance par la craie sur laquelle sont bâties Bochum, Essen et Dortmund.

Le bassin de Sarrebrück s'appuie contre la pente S. du Hundsrück. Les couches qui le forment appartiennent exclusivement au houiller et ont une puissance de 3300 mètres. On a trouvé jusqu'ici parmi elles 145 lits de houille non exploitables et 88 d'épaisseur importante pouvant atteindre de 2 à 4 mètres et formant en tout une puissance de 127 mètres. Elles figurent un bassin uni, en discordance sur les couches dévoniennes, mais elles sont recouvertes en concordance par les formations du dyas inférieur. La partie du bassin carbonifère riche en lits de houille occupe un espace de 7 milles carrés.

Sur le bord E. des terrains schisteux rhénans s'étend une bande carbonifère coupée de solutions de continuité nombreuses, suites de l'érosion, formée exclusivement par le carbonifère inférieur, qui se montre sous le facies du culm avec Posidonomya Becheri à Dillenburg, dans le Nassau, et s'étend de là d'une part vers le S. dans le cercle de Wetzlar, d'autre part vers le nord jusque près de Stadtberg, où elle se joint au terrain carbonifère de Westphalie. Une grande partie du N.-O. du Harz, surtout les environs de Clausthal, sont formés de culm (schistes à Posidonomya et grauwackes à fossiles végétaux). C'est dans ce terrain que se trouvent les filons de galène.

Les points isolés formés de houille qui se dégagent des formations plus récentes dans le nord de la Westphalie à Ibbenbühren et sur le Piesberg près Osnabrück sont vraisemblablement en connexion souterraine avec

le houiller westphalien. A Ibbenbühren il y a sept lits exploitables formant 5 m. 26 de haut et trois bancs non exploitables ; à Piesberg il y a trois lits exploitables avec 2 m. 74 de houille. Le terrain houiller de Wettin et de Löbejün, dans la province de Saxe, avec quatre lits et 3 m. 43 de houille, a une moindre importance. Dans la Saxe royale, la formation carbonifère a son plus grand développement dans le district de Zwickau (neuf lits dont l'un puissant de 10 mèt.), dans le gisement de Flöha, pauvre en charbon, les bassins d'Hainichen et d'Ebersdorf, remarquables comme formation carbonifère inférieure fournissant de la houille, et de Postchappel entre Dresde et Tharand, avec trois lits exploitables, dont l'un a une puissance de 5 mètres. En outre, on trouve dans les Monts Métalliques quelques petits îlots de formation houillère (Brandau, Zaunhaus, Altenberg, Seida et Schönfeld). Plus à l'E. de l'Allemagne, on rencontre les mines de la haute et de la basse Silésie, avec les divisions supérieure et inférieure de la formation carbonifère. Dans la basse Silésie, on peut observer une combinaison des deux facies du groupe carbonifère inférieur : des lits de calcaire carbonifère à Spirifer et Productus sont intercalés aux grauwackes et schistes du culm avec Calamites et Lepidodendron. Le terrain carbonifère de ce dernier pays forme un bassin qui va du N.-O. vers le S.-E., dont l'aile S. s'appuie sur les gneiss des monts Eulen et dont l'aile O. revient au jour en Bohême, à Schatzlar, tandis que toute sa partie moyenne est remplie par le rothliegende et la craie. La formation houillère y donne trente et un lits exploitables et 42,28 de charbon. Pendant le dépôt du terrain carbonifère de la basse Silésie, il y eut de nombreuses éruptions d'un quartz-porphyre de couleur rouge qui a déterminé des phénomènes de contact remarquables. Dans la haute Silésie, la formation carbonifère commence avec le culm, qui s'appuie à l'O. sur la zone dévonienne de Zuckmantel et se prolonge en direction S. vers la Silésie autrichienne et la Moravie, jusque dans les environs de Brünn, occupant un espace de plus de 100 milles carrés. Il contient Posidonomya Becheri, Goniatites sphæricus, Calamites transitionis, Sagenaria Veltheimiana et autres Fougères, Calamites et Lepidodendrons. Le calcaire carbonifère n'est connu qu'à l'extrémité S.-E. du bassin de la haute Silésie ; on y trouve principalement les Productus semi-reticulatus et giganteus. Le houiller forme plusieurs îlots qui s'élèvent au milieu du diluvium et dont le plus grand s'étend entre Gleiwitz et Myslowitz; ils appartiennent évidemment à un même bassin dont l'étendue peut être portée à 100 milles carrés et ils n'ont été séparés que par des dépôts plus récents. Les 104 lits de houille de la haute Silésie ont ensemble une puissance de 154 mètres; — la veine Xavier à elle seule atteint 16 mètres. Il est intéressant de rencontrer là, dans certaines couches appartenant au niveau inférieur

du houiller, des fossiles d'origine marine, Orthis, Chonetes, Nucula, Arca, Goniatites, Nautilus, Bellerophon, etc., et surtout Productus longispinus, Orthoceras undulatum, Bellerophon Uri, Chonetes Hardrensis; — ce qui indique une submersion temporaire du continent carbonifère. Le carbonifère de la haute Silésie n'a point souffert des éruptions volcaniques, aussi ses couches sont-elles horizontales et régulières. Comme affleurement de la formation carbonifère en Allemagne, il y a encore à citer les très-petits bassins de Thüringer Wald (par exemple, Manebach et Goldlauter), la dépression de Berghaupten (duché de Bade) aux couches perpendiculaires, enclavées entre les gneiss et granites, et les dépôts de Stockheim et Neuhaus sur la pente S.-O. des monts de Franconie.

La *Bohême* est richement pourvue de houille. Elle forme quelques bassins près de Pilsen et se trouve en outre dans une bande de couches carbonifères, qui s'appuient sur le bord nord du silurien. Le groupe carbonifère inférieur n'a pas été rencontré en connexion avec ces couches; il possède cependant plus à l'E. une large répartition en Moravie.

En *Russie*, la formation carbonifère occupe une aire énorme, bien qu'elle soit en grande partie recouverte de permien et de jurassique, car elle paraît occuper, sous forme d'un bassin plat, plus d'un tiers de la Russie d'Europe. Le bord O. de ce bassin arrive au jour en une bande qui s'étend de la mer Blanche jusqu'au S. de Moscou, tandis que le bord E. s'appuie contre l'Oural. Comme en Irlande, le carbonifère de la Russie est presque exclusivement représenté par le calcaire carbonifère marin dont le niveau supérieur est caractérisé par la Fusulina cylindrica. La formation houillère est représentée sur une étendue relativement très-limitée par le bassin isolé de Donetz qui, à la vérité, possède deux cent vingt-cinq lits. Sur la pente O. de l'Oural on connaît des houilles carbonifères qui, par leur aspect, rappellent complétement les lignites.

Pour ce qui est des autres pays d'Europe, nous pouvons seulement rappeler ici que l'on a rencontré dans les *Alpes* aussi bien le groupe sous-carbonifère que le *houiller*, mais que leurs rapports avec les couches voisines sont très-difficiles à établir; que, en *Italie*, ces terrains ne sont connus qu'en Toscane et en Sardaigne, où ils se montrent à l'état de schistes contenant des Végétaux, des conglomérats et de minces lits traversés par les porphyres; que, en *France*, le carbonifère a une extension très-limitée, mais qu'en *Espagne* et en *Portugal* il est plus développé; enfin, qu'à l'*Ile des Ours* et au *Spitzberg* on a découvert des dépôts puissants de carbonifère. En *Asie*, il y a des couches carbonifères sur l'Altaï et sur le fleuve Amour.

D'après Richthofen, la répartition de la formation houillère en *Chine* est énorme. Dans ce pays, on trouve déjà des couches de charbon dans le

silurien et le dévonien, de même que dans le permien et dans le trias ; cependant, les lits les plus puissants et les plus étendus appartiennent à la formation carbonifère. De nombreuses éruptions de porphyres se sont aussi fait jour en Chine avant la période carbonifère.

Dans toutes les parties de l'*Amérique*, on connaît des représentants de la formation carbonifère : à l'extrême nord du continent comme jusqu'à sa pointe sud. De tous les pays civilisés, c'est l'Amérique du Nord qui présente le plus grand développement du système carbonifère. Le calcaire carbonifère surtout possède là une énorme répartition et il occupe la plus grande partie de l'espace entre la chaîne des Appalaches et le Mississipi, et de vastes pays dans les Montagnes Rocheuses et les contrées arctiques de ce continent. Il se caractérise par son incomparable richesse en vrais Crinoïdes, Blastoïdes, Coraux rugueux et Brachiopodes ; on le partage en plusieurs horizons : *a*) groupe de Kinderhook avec beaucoup de Productus semi-reticulatus ; *b*) calcaire de Burlington formé parfois presque exclusivement de débris de Crinoïdes ; *c*) calcaire de Keokuk et de Warsaw à Archimedes reversa (calcaire à Archimèdes), beaucoup de Coraux rugueux, surtout des Zaphrentis ; *d*) calcaire de Saint-Louis avec Melonites, Lithostrotion, Productus ; *e*) calcaires de Chester ou de Kaskaskia à Pentatremites, Archimedes, Poteriocrinus et beaucoup d'autres Crinoïdes. Le *houiller* occupe six grands territoires qui, toutefois, ont été entamés en de nombreux endroits par des bouleversements postérieurs et des dénudations : 1) le grand dépôt de houille des *Appalaches* (fig. 229), qui s'appuie sur la pente O. de la chaîne silurienne et présilurienne des Alleghanies, et s'étend sur une étendue considérable de l'Ohio, de Pennsylvanie, de Virginie, du Kentucky, du Tennessee et de l'Alabama. Les petits bassins séparés du bassin principal qui se montrent près de son bord E dans la partie centrale de la Pennsylvanie fournissent exclusivement de l'anthracite ; le champ principal ne donne que du charbon bitumineux. La houille exploitable a là une puissance totale de 40 mètres sur une étendue d'environ 2400 milles géographiques carrés ; 2) le terrain houiller de l'*Illinois* et du *Missouri*, presque aussi étendu, qui appartient aux États d'Illinois, Indiana, Kentucky, Iowa, Missouri, Kansas et Arkansas ; 3) le houiller du *Michigan* étendu sur 200 milles carrés. La formation sous-carbonifère qui supporte le houiller dans ces trois bassins est formée à l'E., par conséquent au rivage de la mer carbonifère, par des conglomérats et des grès dans lesquels ne se rencontrent que rarement des empreintes d'organismes. Plus vers l'O., par conséquent au large de la même mer, on rencontre en place le calcaire carbonifère rempli de fossiles marins ; 4) le houiller du *Texas* ; 5) celui de *Rhode-Island*, de 34 milles carrés de superficie ; 6) celui de la *Nouvelle-Écosse* et du *Nouveau-Brunswick*,

étendu sur 740 milles carrés environ. Sur la côte N. de la Nouvelle Ecosse, à Pictou, il y a quatre lits exploités qui ont 13 m., 8, 4 et 1,50 de puissance ; sur la côte O., on connaît soixante-seize lits de houille dont sept seulement sont exploitables.

Conditions climatériques de la période carbonifère. — La luxuriante végétation houillère formée en grande prédominance de Calamites, Fougères arborescentes, Sigillaria et Lepidodendrons, indique un climat insulaire, humide, chaud, sans gelées, dont on a évalué la température de 20° à 25°. En outre, l'extension de la flore carbonifère et des lits de houille par toute la terre et la concordance générale des formes végétales de cette période mènent à conclure qu'il y eut alors, aussi bien sous la zone équatoriale qu'aux régions arctiques, un climat uniforme, sans gelées, et que les différences présentées aujourd'hui par les pôles et l'équateur n'existaient que sur une échelle infiniment moindre ou même n'existaient pas du tout. A l'humidité et à la chaleur s'ajoutait, comme troisième facteur pour déterminer ce puissant développement végétal, la richesse en acide carbonique de l'atmosphère d'alors. Comme tout le carbone de la houille provient de l'acide carbonique de l'atmosphère, sa formation a dû employer une énorme quantité de ce gaz, et l'on peut conclure à juste titre que la teneur en acide carbonique de l'atmosphère carbonifère atteignait alors un chiffre beaucoup plus élevé qu'aujourd'hui. Par suite, l'enveloppe gazeuse de la terre avait une plus grande densité, pesait par conséquent davantage et était moins facilement mobile, plus calme et non pas tourmentée comme elle le fut aux périodes ultérieures. Si l'on réunit toutes ces conditions météorologiques et climatériques de la période carbonifère, on s'explique l'incomparable luxuriance et la taille gigantesque des végétaux de cette époque, malgré leur pauvreté en formes. Les restes d'animaux marins identiques ou presque identiques en de nombreux points du globe, des zones arctiques à la pointe S. de l'Amérique du sud, nous font voir que l'Océan aussi, à cette époque géologique, avait une température uniforme sous toutes les latitudes.

Formation des lits de houille. — Comme non-seulement dans les argiles schisteuses remplies d'empreintes végétales qui accompagnent les lits de charbon, mais aussi dans la houille elle-même, la forme des végétaux a été très-souvent conservée, comme d'autre part la houille, d'après *Göppert*, *Dawson*, *Bailey*, est formée de cellules de plantes visibles au microscope, on ne peut élever de doute sur l'origine végétale de ce terrain. Les observations ont montré d'ailleurs que les plantes terrestres ou des marécages, et jamais les Fucoïdes, ont pris part à la formation de la houille. Au premier rang se tiennent les Sigillaria et les Stigmaria, ensuite viennent les Araucaria, Calamites et Lepidodendron, tandis que les Fou-

gères n'avaient à cet égard qu'un rôle subordonné. Les générations suivant les générations, les plantes mortes tombaient sur le sol et leurs détritus entassés en masses puissantes, recouverts de boue et de sable, traversaient les différents stades de la carbonisation, se transformant progressivement en houille et en anthracite. Cette dernière substance se rencontre surtout dans les points où la disposition primitive des couches carbonifères a subi des bouleversements considérables qui ont permis aux gaz produits par la carbonisation de se dégager par les crevasses. C'est le cas du bassin d'anthracite de la Pennsylvanie, par exemple.

La plupart des lits de houille ont été formés de plantes qui avaient crû en place ; un très-petit nombre seulement peuvent être redevables de leur formation à la mer. Abstraction faite de la vaste étendue horizontale de certains lits de houille (900 milles carrés allemands à Pittsburg), et du fait que les détails les plus délicats nous ont été conservés comme par exemple sur les frondes des Fougères, cette manière de voir est basée sur ce que les argiles schisteuses sous-jacentes aux lits de houille sont très-souvent remplies et traversées de racines et de radicules dont les tiges, les rameaux et les feuilles, se sont amassés pour former un lit de houille sur ces argiles qui formaient le sol d'alors. Sur les côtes O. de la Nouvelle-Écosse, à l'intérieur d'une série de couches de 4700 mètres, se répètent 76 de ces horizons de racines, dont chacun est recouvert d'une couche de charbon plus ou moins épaisse, et même, en un très-grand nombre de cas, ils portent des troncs de Calamites et de Sigillaria,

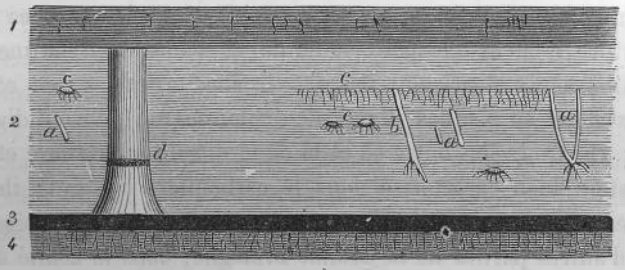


Fig. 225. — Coupe sur la côte de la Nouvelle-Écosse (Joggins) d'après Dawson.

1, schistes avec Stigmaria; 2, grès gris avec troncs droits de Sigillaria et Calamites; 3, lit de charbon épais de 3 pouces; 4, Schistes avec stigmaria; *a* et *b*, calamites; *c*, stigmaria avec radicules; *d*, tronc creux de Sigillaria haut de 3 m. avec Dendrerpeton, Pupa, etc.

restés droits. Les mêmes végétaux dans leur situation primitive et quelquefois encore en connexion avec leurs racines sont connus dans le pays houiller de Sarrebrück, de Saint-Étienne en France, du Lancashire et du Staffordshire en Angleterre. Sur la côte rocheuse de la Nouvelle-Écosse, on a pu observer 18 niveaux superposés contenant des troncs droits. La

répétition de ces horizons de plantes terrestres entre de puissantes séries de grès et d'argiles schisteuses ou séparés par des bancs de calcaire carbonifère d'origine marine ne peut guère s'expliquer que par de lentes oscillations : à chaque affaissement, un nouveau système de couches de sable et de limon se formait et chaque soulèvement permettait le développement de nouveaux végétaux sur le sol émergé d'assez longue durée ; le lit de détritus se dessinait et augmentait plus ou moins en épaisseur, jusqu'à nouvelle submersion.

Phénomènes volcaniques et formation de filons dans les régions carbonifères. A la période carbonifère, comme aux périodes précédentes, la réaction du feu central contre la croûte solide du globe terrestre s'est manifestée d'une part par l'éruption de matières incandescentes, d'autre part par des bouleversements de couches, des formations de failles, par des soulèvements et des affaissements locaux. Les roches principales du carbonifère sont les *diabases* et surtout les *felsitporphyres*, comme aux temps dévoniens ; elles ont la plus étroite connexion avec les formations marines et de marais de cette époque, car il n'est pas rare de les voir former des tufs. Un des principaux théâtres des éruptions volcaniques à l'époque carbonifère est l'île d'Arran en Écosse. A côté d'innombrables filons de diabase qui traversent en tout sens les grès de la formation sous-carbonifère, on remarque des dépôts en nappes de diabases, quelquefois riches en quartz, intercalés à différents niveaux entre les roches sédimentaires et en connexion avec les filons qui semblent leurs racines. Plus récents que ces diabases sont les filons, les amas et les nappes de felsitporphyre rouges ou gris qui présentent une certaine analogie avec les trachytes par la nature de leur feldspath (sanidine) et la forme cristalline de leur quartz (dihexaèdre et prisme). Ces deux roches éruptives sont en grande partie partagées en plaques, divisées en colonnes qui peuvent diverger en faisceaux. On trouve en outre çà et là de la diorite quartzifère et surtout du pechstein bien caractérisé dans le carbonifère d'Arran ; ils se présentent en filons ou intercalés aux couches normales en lits réguliers.

Dans d'autres parties de la Grande-Bretagne, dans le comté de Devon, par exemple, on trouve entre les conglomérats, schistes, calcaires et grès du carbonifère inférieur, de la diabase et des tufs diabasiques dont la contemporanéité est démontrée par ce fait que l'on trouve des fragments de tuf dans les conglomérats à manière de scories, et par la régularité avec laquelle les diabases sont intercalées aux roches sédimentaires. Les grauwackes et schistes argileux carbonifères des environs de Bleiberg alternent de la même façon avec les roches diabasiques.

Il y eut en Allemagne, pendant la période carbonifère, des éruptions de *felsitporphyre* qui se firent sentir en divers districts, par exemple,

dans le bassin houiller de Flöha en Saxe. Ici l'éruption a eu lieu au milieu de la période; le felsitporphyre a traversé les roches de la moitié inférieure et s'est étendu au-dessus d'elle avec une puissance d'environ 60 mètres; il a alors été recouvert par les grès carbonifères, les schistes et de minces lits de charbon. Dans la formation carbonifère de la Basse-Silésie, on rencontre du felsitporphyre en maintes localités; il a traversé les roches stratifiées et les lits de houille, les a bouleversées et s'est logé entre elles. Il en est de même en France (à Brossac, par exemple), le felsitporphyre s'y trouve en lits très-régulièrement intercalés et en connexion avec des filons. Dans le même pays, la formation carbonifère est traversée de diabase qui a entraîné de nombreux fragments d'argile schisteuse et de houille; ces derniers sont transformés en anthracite.

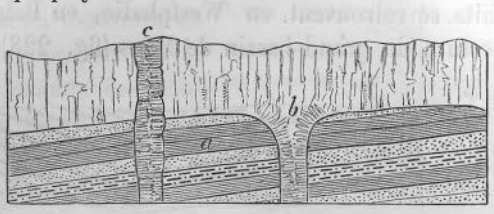


Fig. 226. — Coupe à la côte O. d'Arran.

a, schistes et grès du carbonifère inférieur; *b*, diabase grenue en filons, s'étendant en manteau; *c*, filon de diabase très-fine.

A ces exemples, on peut encore ajouter que les diabases entre Schmalkalden et Friedrichsroda ont fait éruption à la fin de l'époque carbonifère, pendant laquelle enfin on voit déjà apparaître certains mélaphyres, par exemple, aux environs de Sarrebrück et de Waldenburg, bien que ces dernières roches se rencontrent surtout dans le dyas.

Mais l'influence volcanique s'est encore bien plus montrée par le bouleversement des couches que par l'émission de roches fluides. Au lieu de la disposition primitivement horizontale, il n'est pas rare d'avoir affaire à une structure extrêmement compliquée par suite de déplacements variés. La formation tout entière a été affectée de mouvements considérables, les couches ont été redressées comme par une poussée latérale extrêmement forte et partagées en bassins et selles sans nombre, pliées en

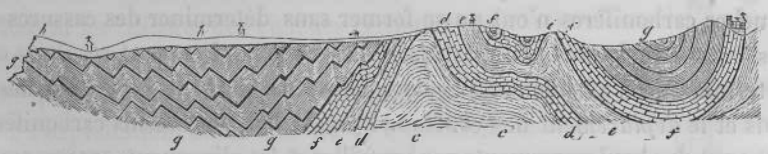


Fig. 227. — Coupe par les bassins de Worm et d'Eschweiler.

c, grauwacke dévonienne; *d*, calcaire dévonien; *e*, formation carbonifère inférieure; *f*, calcaire carbonifère; *g*, formation houillère; *h*, formation de lignites.

zigzag, disposées en éventail et même complétement renversées. Une coupe du pays de Worm près Aix-la-Chapelle et du bassin d'Eschweiler (fig. 227)

nous montre une semblable disposition des ailes d'un bassin qui, dans le pays de Worm, sont de plus plissées en nombreux zigzags. De semblables faits se retrouvent en Westphalie, en Belgique et en France. L'architecture du grand bassin de Mons (fig. 228) est particulièrement remar-

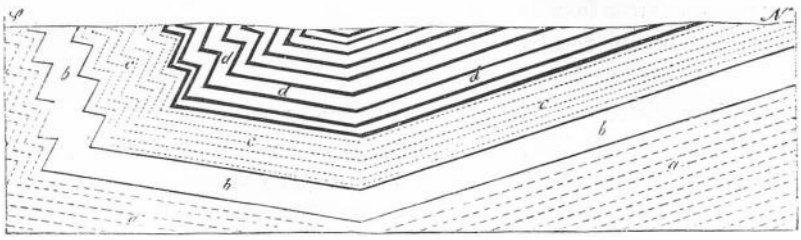


Fig. 228. — Coupe théorique du bassin de Mons.

a, formation dévonienne; *b*, calcaire carbonifère; *c*, grès; *d*, groupe houiller.

quable ; son aile N. est unie et régulière et plonge vers le S., tandis que l'aile S. est redressée et plissée en zigzags répétés ; cette disposition est aussi celle des couches dévoniennes.

Les mêmes bouleversements se montrent aussi dans l'Amérique du Nord, mais sur une échelle beaucoup plus vaste. Les dépôts du carbonifère supérieur furent les derniers qui se formèrent sur la moitié E. du continent nord américain, car il sortit à cette époque de l'Océan. Des bouleversements considérables accompagnèrent ce soulèvement ; ils n'affectèrent pas seulement les dépôts carbonifères, mais furent ressentis par tous les membres des terrains azoïques dans le système des monts Appalaches tout entier. Les couches de ces formations quittèrent leur situation primitivement horizontale par suite d'une pression latérale et se disposèrent parallèlement aux côtes atlantiques actuelles, en plis dont la rapidité et la hauteur avaient atteint le maximum à l'E., par conséquent dans le système des Alleghanies proprement dit, et décroissent vers l'O., de sorte qu'elles font un angle moindre avec l'horizontale à mesure qu'elles s'éloignent de l'Océan atlantique.

Des plis comme ceux que nous venons de décrire dans le système des couches carbonifères n'ont pu se former sans déterminer des cassures de ces masses rocheuses peu plastiques. Les fentes qui en sont résultées ont déterminé deux phénomènes géologiques importants : la *formation* des filons et le *déplacement* des couches. Presque tous les bassins carbonifères ont subi des bouleversements par les failles et les glissements accompagnés souvent de trituration de la roche voisine. La plupart du temps, ces failles n'ont à la vérité qu'une faible influence sur les rapports de stratification des couches, mais elles se répètent quelquefois, sur des espaces restreints, en nombre si considérable, qu'il y a un véritable démembrement des

couches qui prennent l'aspect d'un terrain formé de parties nombreuses irrégulièrement disposées (fig. 230). D'un autre côté, certaines de ces dislocations atteignent des proportions si considérables que les déplacements des couches qui forment les lèvres des failles peu-

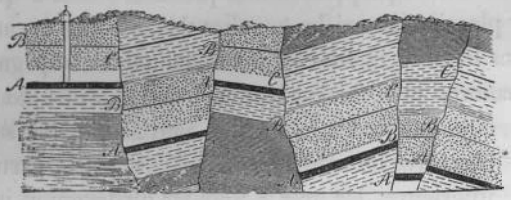


Fig. 230. — Coupe du pays houiller d'Auckland (Durham).

a, *b*, *c*, lits de houille.

vent atteindre plusieurs centaines de mètres. Ainsi, un accident qui a frappé les couches d'une partie du bassin d'Eschweiler les a fait plonger de plus de 250 mètres ; un autre, au bassin de la Rühr, a produit un changement de niveau de 200 mètres. La partie nord de la formation carbonifère de Newcastle s'est enfoncée à plus de 330 mètres de profondeur, contre une fente qui s'est remplie de grès, de sorte que le zechstein se trouve maintenant dans le prolongement des lits de houille. Les déplacements observés sur la pente O. des Alleghanies atteignent des proportions encore plus considérables; on en connaît de 2 à 3000 mètres dans la partie S. O. de la Virginie, par exemple ; ils ont placé les calcaires du silurien inférieur au niveau du calcaire carbonifère.

Mais si les cassures des couches carbonifères, dont nous venons de donner des exemples, offrent quelquefois des difficultés insurmontables pour l'exploitation de la houille et diminuent par conséquent la richesse minérale d'une contrée, d'autres failles ont permis la formation de filons de minerais et ainsi avantageusement augmenté la matière exploitable. Les filons de galène du Harz ont rempli les fentes du dévo-



Fig. 229. — Coupe du système des Alleghanies et des couches carbonifères des Appalaches.

1, formation gneissique laurentienne; 2, silurien inférieur; 3, silurien supérieur; 4, dévonien; 5, grès de Catskill (vieux grès rouge); 6, formation sous-carbonifère; 7, houiller.

nien et aussi celles du carbonifère inférieur, du culm. Ce dernier entouré au N. par le dévonien du Kahlenberg, à l'E. par les quartzites du Bruchberg, au S. et à l'O. par le dyas, forme le haut plateau de Clausthal traversé de filons qui s'étendent en direction N. O., mais qui ne pénètrent pas dans les couches dyasiques sus-jacentes, preuve que la formation des fentes a eu lieu pendant que se déposait ailleurs le terrain houiller. Les dislocations ont été déterminées ici aussi par suite d'une pression latérale qui a plissé, comprimé et par places renversé les couches dévoniennes et carbonifères du Oberharz. Dans la plupart des cas, les filons ont accompagné de grands déplacements, comme près Bockswiese (fig. 231). Ici les couches sous-jacentes au filon sont, à la partie supérieure, les schistes à Calcéoles, et à la partie inférieure les grès à Spirifer du dévonien inférieur; les couches sus-jacentes sont formées jusqu'à une profondeur de 430 mètres par le culm à Posid. Becheri et en dessous par le *kramenzelkalke* (dévonien supérieur). Le déplacement dépasse donc 500 mètres. Mais ce changement de niveau n'est point une exception dans le Oberharz : c'est bien plutôt une règle que les failles soient accompagnées de mouvements importants, par suite desquels elles sont descendues de leur niveau primitif. Les filons eux-mêmes dans le plateau culmien de Clausthal sont groupés en plusieurs directions. Dans chacun de ces groupements, on distingue un *filon principal*, très-puissant, mais rempli par des schistes argileux, tendres, d'un noir brillant, à l'intérieur desquels sont des débris et des amas de minerais qui se ramifient et se coupent de la façon la plus variée. Les fragments se réunissent quelquefois en masses considérables, mais ils peuvent aussi se réduire au volume de quelques pouces en certains points, pour acquérir de nouveau une grande puissance plus loin. Les schistes noirs dont nous venons de parler qui, joints aux fragments peu modifiés arrachés aux roches voisines, forment le remplissage des filons et dans la masse desquels se trouvent les minerais, sont brillants, gras, doux au toucher et d'ordinaire fortement bitumineux; ils semblent avoir été brisés, pliés, séparés en lamelles. Cette masse de remplissage de nature particulière a eu, d'après Groddeck, l'origine suivante : lors de la formation des failles, il y a eu glissement de l'une des parois de la fente sur l'autre par suite d'un frottement considérable; une partie de la roche

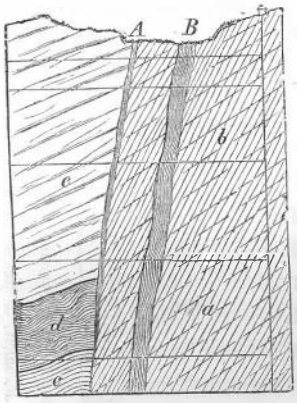


Fig. 231.— Coupe du puits Jean-Frédéric à Bockswiese.

A. B. filons,

a grès à Spirifers; *b* schistes à Calcéoles; *c Kramenzelkalke*; *d* schistes siliceux; *e* schistes du culm et grauwackes.

a été réduite en poussière qui, mêlée à l'eau, a formé de la boue, s'est durcie par la pression des terrains voisins et a rempli la fente comme roche de nouvelle formation. C'est alors ou plus tard, par de nouveaux mouvements, que se formèrent les matières qui contiennent les minerais. La substance minérale que renferment essentiellement ces derniers est, soit le calcaire spathique, soit le *quartz*, le *spath pesant*, le fer spathique, la sidérose, la *galène*, la *blende*, la pyrite de cuivre et le cuivre gris associés de la façon la plus variée et qui parfois imprègnent la masse de remplissage du filon primitif, les schistes argileux.

Les célèbres gisements de galène et de blende des environs d'Aix-la-Chapelle, très-différents, il est vrai, par leur nature, de ceux de Clausthal, se trouvent en grande partie dans les couches carbonifères. La série de collines de ce district est formée de schistes et de calcaires dévoniens, de calcaire carbonifère, de schistes houillers et de formations crétacées. Les couches paléozoïques sont disposées en selles et en bassins, tandis que la craie repose horizontalement sur elles. Les minerais de blende, de galène, de pyrite de fer, sont accompagnés de quartz et de calcaire spathique. Ils forment : 1) des filons dans le calcaire carbonifère ; 2) des couches de contact entre le calcaire carbonifère et les schistes qui les surmontent, aussi bien qu'entre le carbonifère et les couches dévoniennes ; 3) des nids isolés dans le calcaire carbonifère et le dévonien ; 4) des imprégnations dans certains schistes carbonifères et calcaires dévoniens. Les rapports des minerais de zinc de la *Belgique* sont exactement les mêmes.

La formation sous-carbonifère du *Derbyshire* et du *Northumberland* montre la galène, accompagnée de spath-fluor, de calcaire spathique et de spath pesant, traversant le calcaire carbonifère et y formant des filons ou des dépôts étendus, unis, parallèles à la stratification. Il est remarquable que la richesse en minerai du filon soit liée au calcaire carbonifère et qu'elle s'annule dans les schistes et diabases intercalés à ce dernier. Le minerai de zinc d'Alston-Moor, dans le Cumberland, est dans les mêmes conditions. La formation carbonifère inférieure est représentée ici par l'alternance de calcaires puissants avec des schistes argileux et des grès subordonnés, auxquels s'ajoutent des dépôts de diabase avec amygdaloïdes. Les filons de galène, ici aussi, ne sont puissants et riches que dans les calcaires. Leur inclinaison varie avec la nature de la roche : tandis qu'ils traversent les calcaires presque perpendiculairement et sous une certaine puissance, ils diminuent dans les intercalations schisteuses et ont une très-faible inclinaison, ce qui rend les filons scalariformes. La partie O. de l'Amérique du Nord (États du Missouri et de l'Illinois, par exemple) est également riche en gisements de minerais de zinc et de plomb qui se trouvent dans les mêmes conditions.

Pour terminer, nous citerons encore le cas d'un filon disposé d'une manière toute spéciale. La partie nord de la province anglaise du Nouveau-Brunswick est formée, en partie, de schistes carbonifères en minces feuillets bitumineux, à odeur forte, de couleur noir-brun, blanchissant à l'air, qui renferment de nombreux débris de Paleoniscus. Cette série de couches est traversée par un *filon d'asphalte* dont la puissance oscille entre 1 et 6 mètres, formé d'asphalte pur, brillant, avec des fragments de coquilles nettement caractérisés, que l'on a appelé albertite du nom de la mine dans laquelle il se trouve. Çà et là le filon enferme quelques fragments de la roche voisine, et presque partout il pénètre dans les fentes de la paroi qui le limite. Évidemment, ce filon était primitivement une fente qui s'est remplie de pétrole provenant des roches voisines; celui-ci, par la perte de ses carbures volatils et une oxydation partielle, est devenu plus compacte et s'est transformé en asphalte.

Résumé. — Au commencement de la période carbonifère, les continents présentaient déjà une assez grande diversité : ils se partageaient en séries de hauteurs, en bas-fonds plats et marécageux et en lacs de peu de profondeur. L'atmosphère était pleine de vapeurs et riche en acide carbonique ; le climat exempt de gelées avait une température uniforme. Ces conditions favorisèrent dans les parties marécageuses des continents une flore luxuriante, d'abord pauvre en formes et limitée aux *Cryptogames vasculaires* et aux *Conifères*, Sigillaria, Lepidodendron, Calamites, Fougères et Araucaria, à l'abri desquels vécurent les premiers êtres qui respiraient l'air. Quelques Scorpions, Myriapodes et Termites, et plusieurs Sauriens batrachoïdes, étaient les rares représentants des animaux terrestres. Toute pauvre qu'est cette faune, toute peu riche qu'ait été la flore carbonifère, le règne organique présente cependant à cette période un important progrès sur les âges plus anciens, pendant lesquels les îles siluriennes étaient nues et désertes, ne possédant alors qu'un petit nombre de plantes et aucun animal.

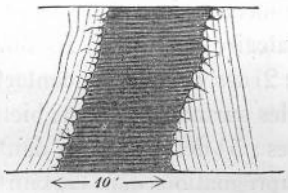


Fig. 232. — Filon d'asphalte dans la Mine-Albert.
(Nouveau-Brunswick.)

Un changement semblable se manifeste dans la faune *marine* carbonifère. Les Coraux caractéristiques du dévonien, tels que les Calceola, Cystiphyllum, Heliolites, disparaissent, les Cystidées et certains représentants des vrais Crinoïdes (exemple : Cupressocrinus et Eucalyptocrinus) sont détruits et avec eux les Brachiopodes des genres Atrypa, Strigocephalus et Uncites. Des formes nouvelles et plus nombreuses viennent remplacer celles qui sont éteintes. Les Brachiopodes de la famille des Produc-

tides et des Spiriférides, les vrais Crinoïdes et les Blastoïdes atteignent le maximum de leur développement dans la mer carbonifère : à la place des Trilobites apparaissent les Limulides et les vrais Crustacés macroures, au lieu des Ganoïdes cuirassés se montrent, à côté des Cartilagineux sélaciens, les Ganoïdes à petites écailles et, en même temps, on trouve les traces, encore discutées, il est vrai, de ces Sauriens marins qui acquerront tant d'importance dans une des formations suivantes.

DYAS OU FORMATION PERMIENNE.

Dans les contrées où la formation carbonifère est développée typiquement, elle se compose, comme nous l'avons dit, d'un complexe de couches inférieures calcaires (calcaire carbonifère), d'une partie moyenne formée de conglomérats ou de grès (grès stériles) et d'une série de couches supérieures contenant la houille, soit d'une formation marine, d'une formation de rivage et d'une formation de marais, de lagunes ou d'eau douce. On peut se représenter facilement comment une semblable disposition a pu prendre naissance, en admettant des soulèvements séculaires du fond de mer primitif sur lequel s'était déposé le calcaire carbonifère : comme celui-ci émergeait, les galets et les sables grossiers se sont amassés à sa surface et, le soulèvement se continuant, les produits de marais, de lagunes et de rivage, se sont déposés à leur tour. Il est arrivé alors que certaines parties de ces derniers dépôts, de la formation houillère par conséquent, ont été affectées de mouvements en sens contraire et se sont affaissées. Pendant que progressivement ces portions du continent retournaient à l'état de fond de mer, une même série de formations devait se répéter, mais en ordre inverse. Et, en réalité, partout où l'affaissement sous la mer a suivi de près la formation des houilles, les mêmes phénomènes se sont reproduits. En Allemagne et en Angleterre, le groupe houiller est suivi de grès et de conglomérats, quelquefois riches en houille à leur partie inférieure, formation de rivage tout à fait semblable aux grès stériles et au millstone grit, et, au-dessus, on rencontre une formation de calcaire, de dolomie et de gypse correspondant au membre le plus inférieur de la formation carbonifère, au calcaire carbonifère. C'est à cause de cette division en deux parties nettement caractérisées par les différences paléontologiques et pétrographiques que l'on a appelé le terrain qui va nous occuper du nom de dyas : les stades successifs de ce cycle auquel appartiennent les formations dévoniennes et carbonifères sont donc les suivants :

5. *Mer profonde.*	Formations marines.	Calcaire.	Animaux marins.	*Zechstein*	Dyas.
4. *Affaissement sous la mer.*	Formations de rivage	Conglomérats et grès.		*Rothliegende.*	
DISCORDANCE FRÉQUENTE.					
3. *Repos interrompu par des oscillations légères*	Formations de marais et d'eau douce interrompues par des formations de rivage et d'eaux stagnantes.	Couches houillères.	Plantes terrestres	*Rothliegende productif et formation houillère.*	Carbonifère.
				Grès. Culm.	
2. *Emersion.*	Formations de rivage	Conglomérats et grès.		*Calcaire carbonifère.*	
1. *Mer profonde.*	Formations marines.	Calcaire.	Animaux marins.		

Avec cette manière de voir, on se rend complétement compte de ce que, aux points où le fond de la mer n'a pas été soulevé et où, par conséquent, des formations exclusivement marines remplacent les deux membres de la série typique, la série des couches post-carbonifères commence avec des calcaires marins et même quelquefois est entièrement due à des dépôts marins. De cette façon tombe la division en deux du dyas normal. Les couches dyasiques de l'O. de l'Amérique du Nord, celles du Spitzberg et des Alpes doivent avoir eu un développement analogue : elles suivent le calcaire carbonifère et lui sont intimement liées par des passages. En Russie, on trouve des couches dyasiques aussi bien de rivage que de mer profonde, mais leurs limites sont si peu sûres et leur facies pétrographique est si différent de celui du dyas typique d'Allemagne, que l'on a donné le nom de *permien* à cet équivalent du dyas, dénomination qui a passé d'ailleurs à la série post-carbonifère de l'Amérique du Nord. Les mots dyas et permien sont donc des mots équivalents, qui désignent deux facies différents des produits de l'âge post-carbonifère, et nous pouvons les placer à côté l'un de l'autre à aussi juste titre que nous avons rapproché le culm et le calcaire carbonifère.

Par dyas ou formation permienne, nous comprenons, par conséquent, ces complexes de couches dont le dépôt a suivi immédiatement celui de la houille et qui a précédé la formation triasique, de telle manière que parfois son niveau inférieur est intimement lié avec la première et que son niveau supérieur a les plus étroits rapports avec la seconde. Dans les contrées où le dyas avait été d'abord observé, il se partage en deux dépôts d'ordinaire nettement tranchés, le *Rothliegende* avec plantes terrestres et le *Zechstein* avec fossiles marins, mais dans d'autres pays, comme dans l'Amérique du Nord, la Russie, etc., la séparation n'est plus si accentuée ou même on ne peut plus la reconnaître.

La faune et la flore post-carbonifère, d'une pauvreté si remarquable en formes, se rattachent étroitement à la période précédente : elles ont conservé intact le caractère paléozoïque et elles nous offrent, pour ainsi dire, les

derniers débris d'un monde organique qui disparaît. La flore post-carbonifère est formée, abstraction faite de quelques Algues, par les Cycadées, les Conifères, les Fougères et les Calamites; les plantes terrestres y ont donc une grande prédominance. Parmi elles se trouvent ces genres développés déjà au dévonien moyen et qui acquièrent tant d'importance dans la flore carbonifère, *Calamites* (avec le C. gigas très-caractéristique), *Annularia*, *Asterophyllites*, *Sphenopteris*, *Neuropteris*, *Alectropteris*, *Odontopteris*, et leurs espèces sont assez nombreuses; le genre *Cyatheites* est très-répandu et le genre carbonifère *Nœggerathia* s'est aussiconservé. Au contraire, les *Lepidodendron* sont devenus rares et les *Sigillaria* et *Stigmaria*, si abondants à la période carbonifère, sont presque complétement disparus. Les troncs des Fougères arborescentes de cet âge ont été bien conservés par la silice, et à cause de leur abondance extraordinaire en certains points, ils doivent être considérés comme très-caractéristiques. Les *Psaronius* et les *Tubicaulis* appartiennent à cette famille. Les premiers montrent sur une coupe transverse (fig. 233 *b*) les faisceaux fibro-vasculaires disposés en fer à cheval étiré, transformés en

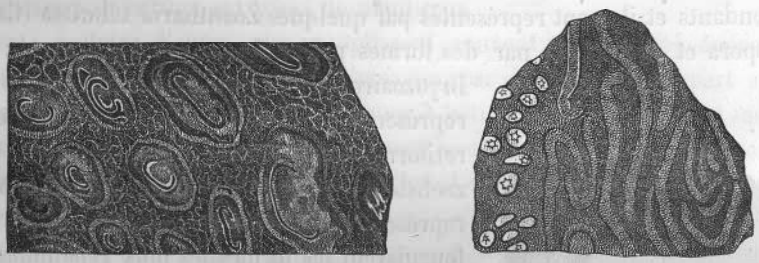


Fig. 233.

a, Tubicaulis. *b*, Psaronius.

quartz de différentes couleurs, et ils sont entourés de racines adventives dirigées de haut en bas, entre lesquelles s'élevaient les feuilles. Les Tubicaulis ont les faisceaux fibro-vasculaires disposés d'une manière différente (fig. 233 *a*). A côté de ces troncs de Fougères se trouvent aussi des fragments de troncs de Conifères silicifiés de 3 à 4 pieds de diamètre. Les pays de Flöha, Chemnitz, Planitz, en Saxe, de Radowenz en Bohême, sont riches en fossiles de cette nature. Un genre de Conifères, le genre *Walchia* (fig. 234) avec ses feuilles aciculaires, serrées, atteint une grande importance par l'abondance de ses branches et sa vaste répartition. Tandis que les débris de cette flore terrestre sont généralement limités aux formations de rivage ou de marécage de la série post-carbonifère, surtout au rothliegende, le groupe marin du dyas contient des Fucoïdes (ex. Caulerpites) très-communs à côté aussi des Fougères, mais surtout des branches et des fruits trans-

formés en cuivre d'un Conifère voisin dn Cupressus sempervirens, l'*Ullmannia Bronni* (fig. 235).

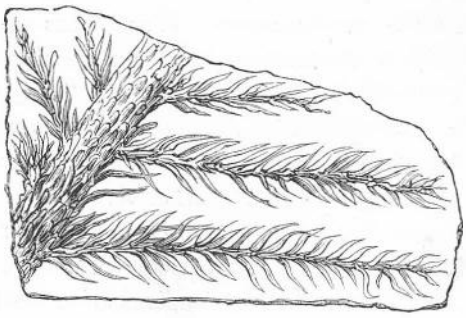


Fig. 234. — Walchia piniformis *Sternb.*



b

Fig. 235. — Branche Ullmannia Bronni *Göpp.*

La faune de la formation post-carbonifère est beaucoup plus pauvre que celle de l'époque précédente et, à part quelques Reptiles et Poissons, elle est limitée aux productions marines. Les restes de Protozoaires (ex. Nodosaria) et d'Echinodermes sont extrêmement rares. Les Coraux sont plus abondants et ils sont représentés par quelques Zoantharia tabulata (Calamopora et Alveolites) par des formes paléozoïques, par conséquent ; les Bryozoaires sont proportionnellement bien représentés par les *Fenestella*. La Fenestella retiformis (fig. 236) est caractéristique du zechstein. Mais les Brachiopodes sont les plus représentés des animaux inférieurs et ils fournissent les formes les plus répandues et les plus caractéristiques. Ici se rangent les *Productus horridus*, *Spirifer undulatus*, *Strophalosia Morrisiana*, *Camarophoria Schlotheimi*, semblable à une Rhynchonelle, *Terebratuta elongata* et enfin *Lingula Credneri*. Les Bivalves atteignent déjà une plus grande importance dans la période post-carbonifère, relativement aux autres représentants du monde animal. Par leurs caractères généraux ils se rapprochent plus des Bivalves mésozoïques que de ceux de l'âge paléozoïque : ce sont surtout les genres Mytilus, Pecten, Arca, Gervillia, Nucula et Schizodus, genre précurseur des Trigonia. Il faut compter parmi les fossiles les plus communs du zechstein les *Schizodus obscurus* (fig. 240), *Avicula speluncaria*, *Arca striata*, *Mytilus Hausmanni*, *Pecten pusillus*, *Gervillia ceratophaga*.

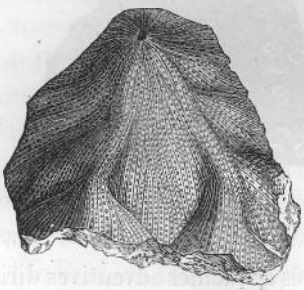


Fig. 236. — Fenestella retiformis *Schl.*

Les Gastéropodes ne sont représentés dans le zechstein que par un petit

nombre de genres (surtout par les *Turbo*, *Pleurotomaria*, *Chiton*, *Natica*, *Dentalium*) et par environ 20 espèces, à individus rares, petits, peu remarquables. En même temps, disparaissent presque complétement les *Céphalopodes*, encore si abondants à l'époque carbonifère, de telle sorte que, jusqu'à présent, l'on n'en connaît que deux représentants dans le zechstein d'Allemagne et rien qu'un petit nombre d'espèces appartenant aux genres *Nautilus*, *Orthoceras*, *Cyrtoceras*, dans le permien de l'Amérique et de la Russie. Les *Trilobites*, déjà presque éteints à l'âge carbonifère, sont complétement disparus à l'époque dyasique; une Limule, quelques petits Cypris et quelques Amphipodes les remplacent. La pauvreté en Céphalopodes et Gastéropodes et l'absence des Trilobites sont une des particularités les plus tranchées de la faune post-carbonifère. Mais les Poissons de cet âge ont laissé de nombreux débris; certains d'entre eux remplissent souvent en quantité énorme d'individus le *Kupferschiefer* d'Allemagne, par exemple. La plupart appartiennent aux Ganoïdes hétérocerques à petites écailles, surtout aux genres *Palæoniscus* et *Platysomus*, parmi lesquels les plus fréquents sont *Palæoniscus Freieslebeni* (fig. 241), *Pal. Vratislaviensis*, *Platysomus gibbosus*, en Allemagne, *Palæoniscus comptus* et *Platysomus striatus* en Angleterre. L'*Amblypterus macropterus* les accompagne. Parmi les Placoïdes, il faut citer le *Xenacanthus Decheni*, poisson cartilagineux long de plusieurs pieds avec des fulcres très-longs. Les Vertébrés à sang froid ont acquis un nouveau type depuis la période carbonifère, les *Lézards écailleux*. Les représentants post-carbonifères de ce dernier groupe, les Thécodontes, possèdent encore des vertèbres biconcaves comme les Poissons, mais, en même temps, ils ont les dents enfoncées dans des alvéoles comme les Crocodiles; ce sont les plus anciens Lézards, par conséquent les *premiers Reptiles*, si l'*Eosaurus*, dont nous avons déjà parlé p. 423 n'est

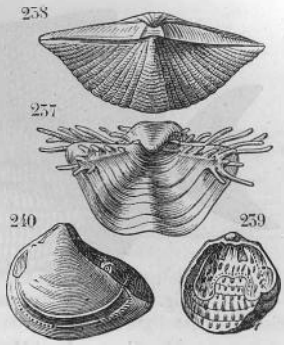


Fig. 237. — Productus horridus *Sow.*
Fig. 238. — Spirifer undulatus *Sow.*
Fig. 239. — Strophalosia Morrisiana *King.*
Fig. 240. — Schizodus obscurus *Sow.*

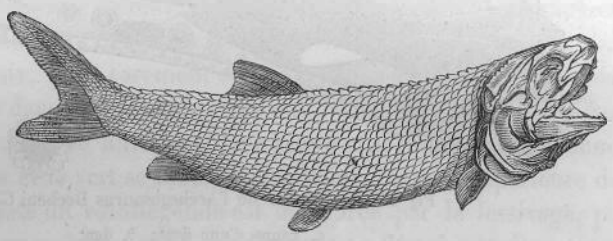


Fig. 241. — Palœoniscus Freieslebeni, *Ag.*

point un Enaliosaurien et doit être placé à côté des Labyrinthodontes comme le veulent certains naturalistes. L'*Archegosaurus Decheni* (fig. 243) appartient aux Batrachosaures ; on l'a trouvé dans les schistes de Lebach qui recouvrent la formation houillère de Sarrebrück ; le *Proterosaurus Speneri* doit être rangé parmi les Lézards écailleux. Il est à peine douteux que ces Thécodontes n'aient eu une organisation plus élevée que les Batrachosaures et, par leur apparition, le développement des Reptiles fit un pas important. On connaît encore des traces de pas de Sauriens post-carbonifères qui ont été décrites sous le nom de *Saurichnites* (Friedrichroda en Thüringe, Hohenelbe en Bohême, Oschatz en Saxe).

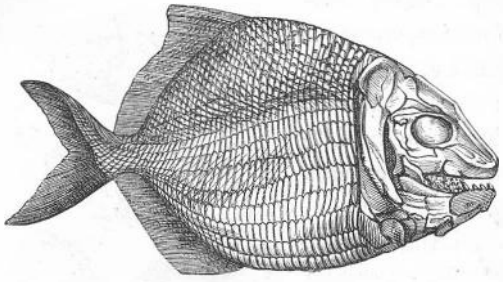


Fig. 242. — Platysomus striatus *Ag.*

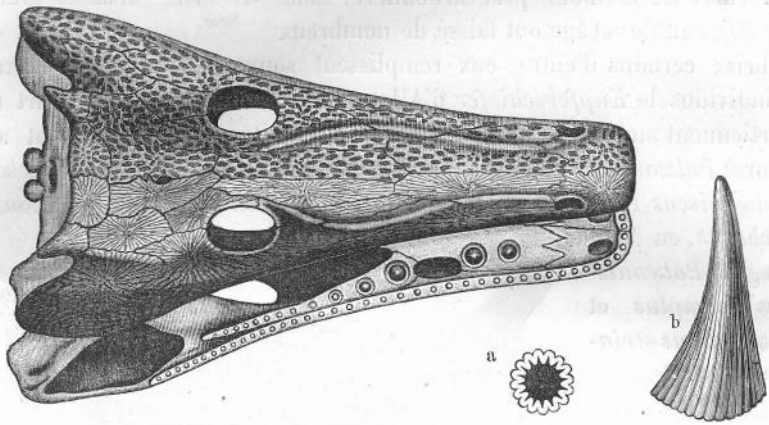


Fig 243. — Crâne de l'Archegosaurus Decheni *Gold.*

a, coupe d'une dent; *b*, dent.

Dyas d'Allemagne. — Nous avons déjà fait remarquer que les couches intercalées au houiller et à la partie inférieure du trias pouvaient se partager en Allemagne en deux divisions nettement distinctes pétrographiquement et paléontologiquement, l'une inférieure, formée de grès et de conglomérats avec les restes d'une flore terrestre, le *rothliegende*, l'autre, supérieure, formée de gypse, de dolomie et de calcaire avec des fossiles marins, le *groupe du zechstein* (voy. fig. 41, p. 204, et fig. 244).

Caractères pétrographiques. — Le rothliegende forme une série de couches puissante de 500 mètres en moyenne, mais qui en certains points,

comme en Bavière, peut atteindre plus de 2000 mètres. Il est formé de conglomérats, de grès et d'argiles schisteuses. Les *conglomérats* sont dus

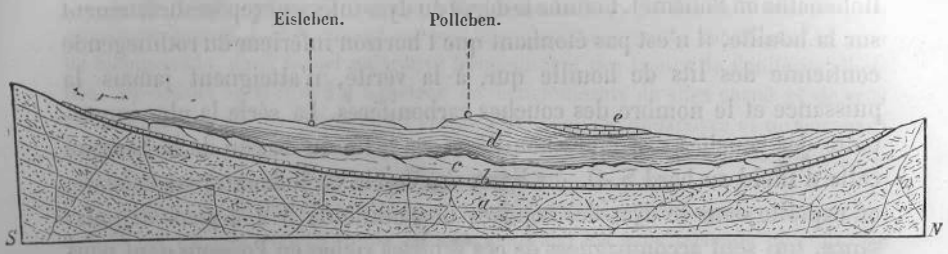


Fig. 244. — Coupe du bassin dyasique et triasique d'Eisleben-Mansfeld.

a, Rothliegende; *b*, Kupferschiefer et Zechstein ; *c*, Gypse, anhydrite, lignites argileux, rauchwacke; *d*, grès bigarrés ; *e*, Calcaire coquillier.

à des galets et des fragments de roches dont la grosseur oscille entre la grosseur de la tête et celle d'une noix, plus ou moins complétement arrondis, provenant de toutes les roches anciennes possibles, granite, diabase, diorite, gneiss, micaschistes, schistes argileux, quartzites, schistes siliceux, etc., qu'accompagnent, surtout à la partie supérieure du rothliegende, des galets de porphyre et du mélaphyre provenant de roches éruptives dont l'âge est un peu plus ancien. Tous ces fragments sont reliés par un ciment quartzeux, argileux ou sableux, rarement calcaire, qui, dans la plupart des cas, a pris à l'oxyde de fer une couleur très-caractéristique. Ces conglomérats forment des couches parfois très-puissantes, mais très-nettes, présentant alternativement des éléments plus fins et plus grossiers. Les *grès* sont d'ordinaire formés de grains anguleux, de roches quartzeuses, quelquefois aussi de débris de feldspath ou de kaolin et d'un ciment d'ordinaire argileux, plus rarement calcaire ou kaolinique. La grosseur des grains oscille dans une même couche entre celle des galets d'un conglomérat et celle du sable fin. La couleur rouge et le rouge brun prédominent, mais le gris et le vert se rencontrent parfois. La zone supérieure des grès et conglomérats du rothliegende est décolorée par le lessivage, par exemple, dans le pays de Mansfeld ; en Hesse et en Thuringe, elle a passé au gris ou au blanc, d'où le nom qu'on lui a donné de *Weissliegende* et de *Grauliegende*. Les *schistes argileux* dont la couleur varie entre le rouge de sang et le brunâtre, très-riches en oxyde de fer hydraté, sont caractéristiques du rothliegende, ils se trouvent en lits peu puissants intercalés aux conglomérats et grès. Les *calcaires* quelquefois dolomitiques, ne se montrent qu'en sous-ordre dans le rothliegende ; ils se présentent d'ordinaire comme des lentilles plates, rarement ils recouvrent de grandes étendues, et ils sont quelquefois fossilifères. C'est aussi le cas des schistes *argileux bitumineux*, qui forment des couches dans la partie in-

férieure du rothliegende et renferment des restes de Poissons, comme par exemple le Xenacanthus Decheni (Weissig, Oschatz et Chemnitz en Saxe, Hohenelbe en Bohême). Comme le dépôt du dyas inférieur repose directement sur la houille, il n'est pas étonnant que l'horizon inférieur du rothliegende contienne des lits de houille qui, à la vérité, n'atteignent jamais la puissance et le nombre des couches carbonifères. La série la plus importante des couches dyasiques houillères est celle du bassin de la Sarre et celle d'Ilfeld au bord S.-O. du Harz. Au cercle de Rakonitz, en Bohême, on exploite dans le dyas des couches de houille de 3 à 4 pieds de puissance, qui sont accompagnées de ces schistes riches en Poissons dont nous avons déjà parlé. Les formations de Oberlungwitz, Chemnitz et Wechselburg en Saxe, d'Ilmenau et de Schmalkalden en Thuringe, de Meisdorf au bord E. du Harz, sont beaucoup plus importantes. Enfin les schistes argileux et ligniteux du rothliegende inférieur, semblables en cela à ceux de la formation houillère de Sarrebrück, par exemple, renferment des nodules de sphérosidérite argileuse fossilifère en si grande quantité qu'on peut les employer à l'extraction du fer. Les minerais de cuivre (malachite, azurite, pyrite) se rencontrent dans le rothliegende, sous forme d'imprégnations, principalement à Sangerhausen (Prusse), et en de nombreux points au N. de la Bohême, où, par exemple, à Böhmischbrod, ils sont concentrés dans certaines zones de grès où ils imprègnent et incrustent les Calamites.

Comme exemple typique de la division du rothliegende, en Allemagne, nous pouvons donner ici, d'après Beyrich, celle du *pays de Mansfeld*, et du bord S. du Harz. Cet étage se partage en trois divisions.

1) *Le rothliegende inférieur.* Il repose en discordance sur les schistes siluriens du Harz et commence à Grillenburg par un système de couches contenant de la houille, de grès schisteux, de conglomérats fins, d'argiles schisteuses et de minces lits de schistes bitumineux. Ceux-ci renferment des débris de Sphenopteris, Neuropteris, Pecopteris. Au-dessus, viennent de minces couches puissantes d'environ 20 mètres, formées de grès gris tachetés de brun rouge, avec des schistes argileux et des conglomérats à petits éléments. Dans le pays d'Ilfeld, le rothliegende inférieur est formé de conglomérats grossiers dont les galets proviennent du Harz et au-dessus desquels se trouvent des grès et argiles schisteuses avec un lit de houille d'environ $1^{m}50$. Un nouveau conglomérat recouvre les couches houillères.

2) *Le rothliegende moyen.* Prédominance des argiles schisteuses rouges et d'argiles avec des grès à grains fins, durs, schisteux avec des bancs de conglomérats de silex cornés, puissants de 3 à 6 mètres, trés-caractéristiques pour ce niveau, et deux bancs de calcaires argileux, noduleux. Les premiers sont formés de galets souvent complétement arrondis, variant pour la grosseur entre le volume d'une noix et celle de la tête ; ils sont en un quartz extrêmement dur et de couleur grise, leur ciment est argilo-sableux, d'un rouge brun. Au bord S. du Harz, le rothliegende moyen est essentiellement formé de grès et argiles schisteuses avec des argiles et

des calcaires intercalés. Il y eut, pendant leur dépôt, des éruptions de mélaphyre et de porphyrite.

3) *Le rothliegende supérieur* commence dans le pays de Mansfeld par un grès quartzeux, grenu, dont le ciment est peu abondant, quelquefois kaolinique, le grès de Siebigerröde, dans lequel on trouve fréquemment des troncs de Conifères silicifiés. Au-dessus on trouve 2 à 3 mètres de conglomérats de silex corné et de grès rouge brun aux grains arrondis. La présence de galets de mélaphyre et de porphyre est caractéristique pour ce complexe de couches. Les amygdaloïdes de mélaphyre qui se trouvent prés de Mansfeld appartiennent aussi à ce niveau.

Au bord S. du Harz, le rothliegende supérieur est surtout formé par les porphyres et les tufs porphyriques, les conglomérats, les grés tachetés et enfin les sables de Walkenried. Ceux-ci sont des sables meubles ou des grés celluleux équivalents au *Weissliegende* du pays de Mansfeld et de Ilesse, qu'il faut considérer comme du rothliegende supérieur décoloré par le lessivage. Il contient à sa partie supérieure des imprégnations de minerai de cuivre. Il ne faut pas confondre avec ce *Weissliegende*, qui appartient au rothliegende, une zone de conglomérats blancs, riches en calcaire, contenant par endroits des *restes marins* et que Beyrich a appelé conglomérat du zechstein ; ce conglomérat sus-jacent au vrai weissliegende appartient au zechstein et se trouve immédiatement sous le kupferschiefer au bord S. du Harz, par exemple.

Dans le *bassin de la Sarre* le rothliegende suit étroitement le carbonifère supérieur (couches d'Ottweiler) et, d'après E. Weiss, se partage comme il suit :

1) *Rothliegende inférieur* commençant avec les lits calcaires de *Weissliegende*, dans lesquels apparaissent pour la première fois Callipteris conferta et Calamites gigas. Dans les couches suivantes se montrent une flore aux caractéres mixtes, à la fois carbonifére et dyasique formée surtout par Callipteris conferta, Walchia piniformis et des bois silicifiés, et en outre les Amblypterus, Acanthodes, Anthracosia et autres fossiles animaux. Un lit de houille de 0.20 à 0.26 d'épaisseur.

2) *Rothliegende moyen; couches de Lebach*, commençant avec un lit de houille de 0.12 à 0.25 avec un toit de calcaire siliceux qui contient Acanthodes et Xenacanthus. Au-dessus sont les argiles schisteuses à nodules ferrugineux de Lebach avec Archegosaurus, Acanthodes, Xenacanthus, Amblypterus et des Insectes ; aussi les Walchia.

Ces deux systèmes de couches sont compris par Weiss comme rothliegende houiller, par V. Dechen, comme terrain houiller pauvre. Pendant qu'ils se déposaient, il y eut de nombreuses éruptions de felsitporphyre, mélaphyre, palatinite et de porphyrite, qui formérent des filons et des nappes entre les roches sédimentaires.

3) *Rothliegende supérieur* formé aprés l'éruption des porphyres, par conséquent composé en grande partie des produits altéres des éruptions précédentes, de conglomérats qui paraissent n'être pas fossilifères.

Caractères paléontologiques du rothliegende. — Envisagé d'une manière générale, le rothliegende est pauvre en restes organiques. A part quelques Poissons et Sauriens, ce sont des troncs de Calamites, des frondes de Fougères et des Walchia pour les argiles, les calcaires et les schistes bitumineux, tandis que les troncs silicifiés de Fougères et les bois de Conifères se rencontrent plutôt dans les conglomérats. Il faut citer comme

fossiles très-caractéristiques du rothliegende le *Walchia piniformis* et le *Calamites gigas*. On les rencontre principalement dans les grès gris du niveau inférieur du rothliegende, *grès à Walchia*, et ils fixent nettement la séparation du houiller d'avec le dyas. Dans les couches correspondantes du bassin houiller de Sarrebrück, les schistes de Lebach, les argiles à nodules ferrugineux renfermant les restes des *Archegosaurus Decheni* et *Amblypterus macropterus*, sont caractéristiques. Les fossiles des conglomérats sous-jacents aux grès à Walchia sont presque uniquement les troncs silicifiés de *Psaronius*, *Tubicaulis* et des *Conifères*. Dans les calcaires rouges intercalés à Braunau (Bohême) dans le rothliegende, il y a, outre beaucoup de fossiles végétaux, *Palæoniscus Vratislasviensis*, et dans les schistes bitumineux du rothliegende inférieur de Oschatz en Saxe, de Hohenelbe en Bohême, de Lowenberg en Silésie, on trouve en abondance *Acanthodes gracilis* et *Xenacanthus Decheni*. Geinitz a décrit dans les schistes bitumineux de Weissig, près Dresde, une faune et une flore assez riches dont les principaux représentants appartiennent aux genres Acanthodes, Palæoniscus, Blattina, Estheria, Calamites, Asterophyllites, Sphenopteris, Callipteris, Cyatheites, Walchia et Cordaites.

Éruptions volcaniques pendant le dépôt du rothliegende. — Il y a un rapport si étroit entre les roches sédimentaires du rothliegende et de très-nombreuses formations volcaniques, que leur contemporanéité n'est pas discutable. En outre, les éruptions ont si bien laissé partout des traces dans le rothliegende que, par suite de la pauvreté en formes organiques, on peut les considérer comme un bon caractère de ces terrains. Les roches épanchées à l'état igné, pendant la formation du rothliegende accompagnée de produits sableux et de cendres, sont les felsitporphyres, porphyres granitiques, palatinites, porphyrites et mélaphyres; elles se sont étendues en nappes plus ou moins puissantes, qui souvent sont traversées de nouveau par des roches éruptives plus récentes. Le felsitporphyre est représenté par une série nombreuse de variétés fondées sur la couleur de la masse fondamentale et des ségrégations cristallines, sur l'abondance ou la rareté de ces dernières, la structure de la masse fondamentale et les parties constituantes accessoires. Il se montre ici comme les autres roches éruptives en filons ou en lits. Le Thüringerwald surtout, au commencement de l'époque pos-carbonifère, était le théâtre des grandes éruptions de felsitporphyre qui traversent le rothliegende

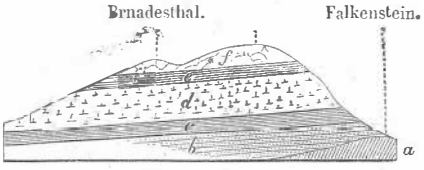


Fig. 245. — Coupe des formations dyasiques éruptives de Ilfeld.

a, schistes siluriens hercyniens; *b*, rothliegende inférieur houiller; *c*, rothliegende moyen (argiles et grès); *d*, mélaphyre; *e*, argiles; *f*, porphyrite.

en de très-nombreux points. C'est à cette époque qu'eut lieu l'éruption du felsitporphyre dans lequel s'est creusée la vallée de la Saale près Halle et de celui qui est intercalé au rothliegende à Lauterberg et au Rabensberg près Sachsa. En Saxe, le rothliegende du grand bassin d'Oschatz et celui de Zwickau et de Chemnitz sont partagés en deux étages par quelques nappes de felsitporphyre. Les éruptions de ce que l'on a appelé *mélaphyre* sont encore plus nombreuses et plus importantes que celles du felsitporphyre; il est vraisemblable que l'on a compris sous ce nom de nombreuses roches de caractère différent. Dans le Thüringerwald, abstraction faite de quelques dômes et filons petits et isolés, elles forment trois grands groupes sur les versants N. et S. et sur le bord E. de la montagne. Le mélaphyre d'Ilfeld, dans le Harz, forme une masse puissante, intercalée au rothliegende. Le grand territoire que le dyasique inférieur occupe au S. du Hundsrück est extrêmement riche en filons et amas de mélaphyres et plus encore en nappes régulièrement intercalées, dont la puissance oscille entre quelques mètres et 60 ou 70 mètres. Dans l'Odenwald il y a des porphyres, et en Silésie il y a des felsitporphyres et des mélaphyres intercalés aux couches du rothliegende. Au N.-E. de la Bohême, au cercle de Jicin, on voit cinq nappes puissantes superposées, séparées par le rothliegende. Dans les petits affleurements du dyas inférieur aux environs de Cracovie, on rencontre le felsitporphyre et le mélaphyre typique.

Enfin, certaines porphyrites ont aussi fait éruption pendant le dépôt du rothliegende. A Ilfeld, la porphyrite a traversé la partie inférieure de ce dernier terrain et les mélaphyres qui s'y trouvaient intercalés et elle s'est étendue en un manteau puissant au-dessus de lui; plus tard, elle a été recouverte par le rothliegende supérieur.

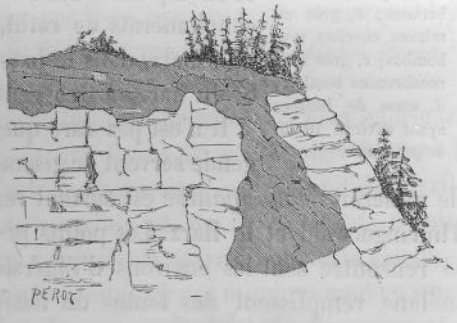


Fig. 246. — Filon de mélaphyre s'étendant en nappe à sa partie supérieure. Zderetz au N. de la Bohême.

Il n'est pas rare d'observer des formations de brèches aux dépens du felsitporphyre et du mélaphyre à l'époque de l'éruption de ces roches; c'est principalement dans le Thüringerwald, par exemple, aux environs de Friedrichroda, qu'ils sont répandus. En même temps, on trouve des éjections de sables, de cendres et de boues, qui ont fourni les éléments des *tufs porphyriques*, dont le rôle est si important parmi les couches du rothliegende. Ces roches argileuses, de couleur variée, sont pour

la plupart en lits très-minces et très-nets ; il n'est pas rare d'y rencontrer des restes organiques, principalement de feuilles ou des troncs silicifiés. Le principal dépôt de tuf porphyrique appartient au rothliegende du bassin des monts Métalliques, surtout aux environs de Chemnitz. L'éruption des mélaphyres et porphyrites dyasiques a aussi déterminé des formations de tuf (à Ilfeld).

La manière dont certains fragments de mélaphyre se montrent entre les grès du rothliegende supérieur de Mansfeld est très-instructive. Leur forme générale, leur surface celluleuse, leur structure scoriacée, démontrent à l'évidence qu'ils ne sont point des galets, mais qu'ils ont été rejetés par le volcan. On les trouve ou isolés ou serrés l'un contre l'autre dans un grès à grains fins de couleur brun-rouge (fig. 247), qui joue le rôle de ciment. On ne peut pas douter qu'ils ne soient des bombes de mélaphyre tombées dans une baie peu profonde, où se déposaient les éléments du rothliegende. Cette disposition rappelle ce qui se passe au pied du volcan de Rôderberg, au-dessus de Bonn, où l'on trouve de la même manière les bombes et lapillis des laves récentes entre les galets et les sables stratifiés du Rhin. De semblables scories dyasiques de mélaphyre sont connues à Friedrichroda en Thuringe et au N. de la Bohême, à proximité de coulées de mélaphyre.

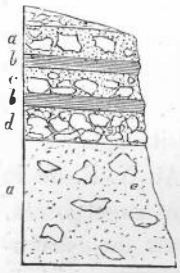


Fig. 247. — Coupe prise entre Rödchen et Leimbach, près Mansfeld.

a, grès celluleux rouge brun avec bombes de mélaphyre peu nombreuses ; *b*, grès en minces couches sans bombes ; *c*, grès avec nombreuses bombes ; *d*, amas de bombes ayant environ 10 m. de puissance.

Les eaux de la période post-carbonifère ont déployé leur activité sur les mélaphyres et porphyres qui venaient de faire éruption. Leurs fragments, les bombes et les lapillis fournirent l'élément principal de certains conglomérats de rothliegende, comme dans le district d'Oschatz, dans le bassin de Dohlen, en Saxe, au bord S. du Harz, à Georgenthal, en Thuringe.

Il n'est pas rare que les roches éruptives du rothliegende servent de gisements à des minerais. La présence de minerais de *manganèse* est surtout remarquable ; on l'observe dans le Thüringerwald et le Harz. Les points principaux de la Thuringe où on le rencontre sont les environs d'Elgersburg où la pyrolusite et la psilomélane remplissent des fentes du felsitporphyre qui peuvent atteindre 5 mètres de large. Les gisements de Oerenstock, près Ilmenau, et de Gottlob, près Friedrichroda, sont moins importants. Si les minerais de manganèse prédominants en Thuringe sont la pyrolusite et la psilomélane, c'est la manganite, quelquefois nettement cristallisée, qui se rencontre dans les porphyrites à Ilfeld, dans le Harz. Dans les grès, schistes et conglomérats du dyas inférieur, et les porphyres et mélaphyres qui les

ont traversés, on trouve du minerai de mercure quelquefois en filons, quelquefois en imprégnation. Le remplissage de ces filons est formé d'argiles dans lesquelles le minerai de mercure et le mercure natif, les amalgames ou des chlorures et surtout le cinabre sont répandus en veines et en druses. Quelquefois les roches à proximité du filon, surtout lorsqu'il s'agit de silex cornés et de grès, sont traversées jusqu'à plusieurs toises de distance de veines délicates ou de fines imprégnations des mêmes minéraux qui remplissent les crevasses voisines.

2. *Le groupe du zechstein.* — Le zechstein forme la division supérieure de la série des couches dyasiques d'Allemagne. Dans les districts où il a son complet développement et, typiquement, au bord S. du Harz et au pays de Mansfeld, il est plus ou moins nettement formé des membres suivants dont la puissance, à la vérité, varie beaucoup dans les différentes localités :

a. Conglomérat du zechstein. — Ces couches puissantes de 1 à 2 mètres sont, ou des grès calcaires ou des argiles gris-blanc, ou des conglomérats calcaires de couleur gris clair. Ceux-ci sont formés de galets de grauwacke, de schistes siliceux et de quartz liés par un ciment calcaire. Dans le pays de Gera, on trouve dans cette zone les restes de Rhynchonella Geinitziana et Lingula Credneri.

Comme nous l'avons déjà dit, le conglomérat du zechstein est souvent confondu avec le *Weissliegende*. Le premier, cependant, manque presque complétement ici et se montre seulement plus loin à l'E., entre Sangerhausen et Steina, comme supportant le kupferschiefer, tandis qu'il recouvre les conglomérats blancs et les sables du rothliegende.

b. Le kupferschiefer; schistes marneux, bitumineux, noirs, d'environ 0.60 d'épaisseur. Il se caractérise par trois particularités remarquables : sa teneur en bitume, la présence de minerais et la richesse en restes de Poissons.

Les minerais sont principalement limités à la couche la plus inférieure, qui a environ 0,01 d'épaisseur, et qui forme le vrai kupferschiefer. Le cuivre se trouve en poussière extrêmement fine, sous forme de pyrite, de philipsite, de chalcosine, de covelline et de cuivre natif; d'autres minéraux se rencontrent avec les minerais de cuivre, comme la galène, la pyrite de fer, l'argent natif. Dans les points où ces minerais sont en quantité assez importante, comme dans le pays de Mansfeld, à Riechelsdorf en Hesse, et à Saalfeld en Thuringe, ils sont l'objet d'une exploitation suivie.

Le kupferschiefer est extraordinairement riche en débris de poissons, *Palæoniscus Freieslebeni*, *Platysomus gibbosus*, etc.; il contient aussi des rameaux, des fruits et des feuilles de l'*Ullmannia Bronni* et de nombreuses Algues. C'est du kupferschiefer que proviennent les exemplaires

peu nombreux et incomplets du *Proterosaurus Speneri*. Malgré sa faible épaisseur, cette zone a une extension considérable. Au pays de Mansfeld, elle recouvre comme un manteau le rothliegende, qui présente des plis nombreux par suite de bouleversements ; elle entoure comme d'une ceinture les pentes du Harz, du Thuringerwald, et se trouve sous les dépôts récents en Hesse et dans le pays d'Osnabrück et d'Ibbenbühren. Pour expliquer la présence du cuivre dans cette zone, on suppose, comme nous l'avons déjà dit, que son dépôt a eu lieu dans un golfe peu profond ou dans un bassin à communications restreintes, dont les eaux se sont chargées de solutions minérales par l'apport des sources, au détriment des animaux qui les habitaient, surtout des Poissons. La destruction de ces derniers a été déterminée par la réduction des sels métalliques en sulfures, qui se précipitaient en se mêlant à ces autres dépôts dont la solidification a donné naissance au kupferschiefer.

c. Zechstein. Calcaire argileux, gris, compacte, nettement stratifié, en couches minces, puissantes de 5 à 10 mètres, pouvant atteindre exceptionnellement 30 mètres d'épaisseur. Il enferme la plupart des fossiles marins de la période dyasique. Pour ses couches inférieures, le *Productus horridus* et le *Spirifer undulatus* sont surtout caractéristiques ; ses couches supérieures contiennent : *Fenestella retiformis*, *Schizodus obscurus*, *Gervillia ceratophaga*, *Avicula speluncaria*, *Pecten pusillus*, *Terebratula elongata*, *Camarophoria Schlotheimi*, *Strophalosia Goldfussi*.

Dans les environs de Mansfeld, il y a, entre le kupferschiefer et le zechstein, un calcaire marneux d'environ 1 mètre d'épaisseur, de couleur gris-bleu, stratifié en couches minces qu'on appelle dans le pays *Dachklotz* et *Faüle*.

d. Rauchwacke et *cendres*, 2 à 20 mètres. La rauchwacke est une dolomie cristalline grenue, de couleur variant du gris au bleu et au jaune, souvent poreuse et cellulaire, rude au toucher et fréquemment traversée de fentes et de crevasses, ou de grottes qui souvent communiquent entre elles (Liebenstein et Altenstein en Thüringerwald). Elle contient *Mytilus* (Aucella) *Hausmanni*, *Gervillia ceratophaga*, *Schizodus obscurus*, etc. En certains points, comme à Camsdorf en Thüringe, la rauchwacke est remplacée par un calcaire poreux, très-ferrugineux, dans les cavités et fentes duquel l'aragonite a cristallisé. Les cendres sont une dolomie meuble, riche d'ordinaire en bitume et colorée en brun sombre.

e. Anhydrite, gypse, sel gemme, schistes et calcaires fétides ; leur succession n'est pas constante, quelquefois il y a des intercalations de rauchwacke et de cendres. Le membre principal de la division supérieure du zechstein est d'ordinaire un gypse à grains fins ou compacte, blanc ou gris, peu ou point stratifié, mais très-crevassé et creusé (fig. 248). Dans

ses principaux gisements connus, à Sangerhausen, Ellrich, Stolberg, etc., il présente des grottes qui doivent leur origine à la dissolution de la roche

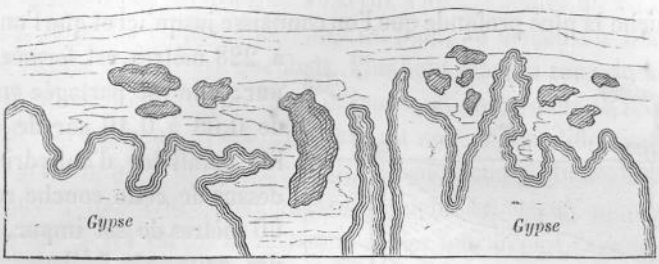


Fig. 248. — Amas de gypse et klotz dans les argilesrouges du zechstein supérieur, près Eisleben.

par les eaux (voy. p. 181). Lorsque le toit de ces grottes situées près de la surface s'effondre, il se produit des tremblements de terre (voy. p. 205). Dans la profondeur, le gypse passe souvent à l'anhydrite dont il n'est souvent qu'une variété (voy. p. 182), et il est fréquemment accompagné de dolomie et de calcaire fétide. Ce dernier est un calcaire gris-brun sombre sur ses cassures fraîches, gris ou jaune après l'action de l'air, imprégné de bitume et développant une odeur fétide lorsqu'on le brise ; il passe quelquefois aux schieferletten marneux en se chargeant d'une quantité importante d'argile.

Les membres du zechstein que nous venons d'indiquer se groupent selon les trois complexes suivants dans le pays de Mansfeld et au bord S. du Harz.

1. Le *zechstein inférieur* (a), conglomérat du bord S. du Harz de Steina à Sangerhausen et du Kyffhauser (b), kupferschiefer (reposant directement sur le *Weissliegende* au pays de Mansfeld (c), zechstein.

2. Le *zechstein moyen* (d), anhydrite et gypse (e) ; dolomie, calcaire fétide, schistes fétides et rauchwacke qui peuvent se remplacer réciproquement ; les schistes fétides avec Ter. sufflata, Schizodus obscurus, Mytilus Hausmanni.

3. Le *zechstein supérieur* (f), argiles brunes et bleues, grasses avec intercalations irrégulières de dolomie et de calcaire (g) ; gypse plus récent (autrefois rapportés au trias), avec argiles rouges.

Entre les roches qui accompagnent le gypse, le *sel gemme* est la plus importante. Un des gisements les plus riches de ce minéral est celu de Stassfurt, qui offre aussi des sels de potasse et de magnésie. Le sel que l'on exploite en cette localité appartient au zechstein supérieur. Il est recouvert d'abord d'une zone d'*argiles salifères* de 27 mètres de puissance, puis de gypse, et celui-ci supporte en concordance le grès bigarré et le muschelkalk. Cette série de couches forme un bassin plat dont l'aile S.

contient le sel gemme exploité à Stassfurt. Sa puissance est encore indéterminée, car on n'a pas encore rencontré les couches qui la limitent par le bas.

La couche la plus profonde que l'on connaisse jusqu'ici et que l'on atteint à 228 mètres est formée de sel pur; elle est partagée en bancs de 0,08 à 0,16 par de minces lits parallèles d'anhydrite. Au-dessus de cette couche reposent 66 mètres de sel impur, mêlé à des composés facilement solubles, et surtout le chlorure de magnésium, traversés de veinules de polyhallite. Puis vient une zone puissante de 60 mètres, dans laquelle prédominent le sel gemme et les sulfates et la kiesérite, en bancs puissants de plusieurs pieds.

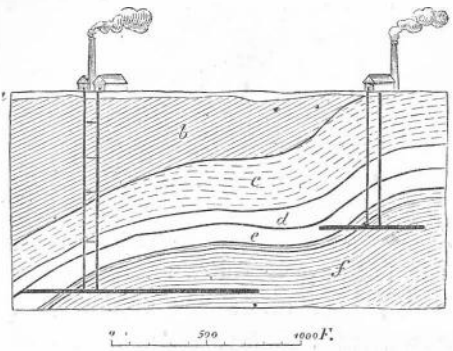


Fig. 249. — Coupe du gisement de sel de Stassfurt.

a, diluvien et lignites; *b*, grès bigarrés; *c*, gypse du zechstein supérieur; *d*, argiles schisteuses; *e*, sels de magnésie et de potasse; *f*, sel gemme.

La couche la plus supérieure est épaisse de 45 mètres; elle est formée d'une succession de lits de la hauteur du pouce à celle du pied, de couches bigarrées de sel gemme, de sulfates de magnésie et de potasse, par conséquent de kainite, kieserite, carnallite, tachydrite, etc., qu'accompagnent des nodules compactes et blancs de boracite. La limite entre ces quatre principales divisions n'est pas cependant exactement tranchée; il y a, au contraire, entre elles un passage insensible. La puissance des couches salifères de Stassfurt aujourd'hui traversées est donc de 400 mètres. A Sperenberg, au sud de Berlin, on a rencontré le sel à environ 90 mètres et on l'a suivi à l'état très-pur jusqu'à la profondeur de 1550 mètres sans rencontrer les couches qui lui sont sous-jacentes.

Filons de minerais dans le zechstein. — La série du zechstein est traversée en de nombreux points de fentes et de crevasses dans lesquelles se sont déposés, outre le carbonate de chaux, la baryte et le quartz, des minerais de cuivre, de plomb, de cobalt et de nickel. La profondeur de ces crevasses, l'étendue sur laquelle elles sont exploitables, sont souvent importantes, car il n'est pas rare de les voir commencer dans le rothliegende et atteindre les grès bigarrés. La formation de ces fentes a fait jouer les couches du zechstein les unes sur les autres; d'ordinaire les différences de niveau sont peu sensibles, d'autres fois elles atteignent 20, 30 mètres et plus. Elles semblent être dans un certain rapport avec le kupferschiefer, car celui-ci s'enrichit en minerais lorsqu'il est traversé par elles (exemple,

Camsdorf), mais elles peuvent aussi agir dans le sens contraire (certains points du pays de Mansfeld). Les filons cobaltiques de Camsdorf en Thüringe et de Riechelsdorf en Hesse se trouvent dans des fentes du zechstein. A Camsdorf, la partie la plus inférieure du filon, au niveau du *Weissliegende*, est formée d'arséniure de cobalt. Plus haut, dans la zone du kupferschiefer, le minerai est devenu brun et jaune, et enfin dans le zechstein et le calcaire ferrugineux, il est fuligineux ou noir. Ces modifications, suivant les étages, semblent devoir être attribuées aux actions atmosphériques. A Riechelsdorf, des fentes analogues s'étendent en grand nombre du *Weissliegende* et traversent le zechstein ; elles fournissent l'arséniure de cobalt, les minerais de nickel et différents minerais de cuivre. Leur richesse est plus grande dans le *Weissliegende* et, d'ordinaire, elle diminue plus haut. C'est aussi à la formation du zechstein qu'appartiennent les remarquables gisements de fer du pays de Schmalkalden en Thüringe, celui de Stahlberg en particulier. Ce sont des amas étendus de limonite qui se montrent en connexion avec un calcaire ferrugineux reposant sur la rauchwacke, dans les points où celle-ci a été bouleversée par les éruptions de granite ou de porphyre.

Dyas d'Allemagne. — Le dyas atteint son développement typique dans le Harz et en Thüringe. Il entoure les bords O., S. et E. du Harz, sous forme d'une bande étroite, et n'atteint un peu plus de développement en surface que dans le pays de Mansfeld. Les monticules de gypse qui forment comme un mur blanc parallèle au bord du Harz dans toute cette étendue appartiennent, de même que le kupferschiefer de Mansfeld, au zechstein ; les couches houillères, les mélaphyres et porphyres d'Ilfeld sont du rothliegende inférieur. Au bord N. du Harz, au contraire, au pays de Magdebourg, le rothliegende et le zechstein reposent sur le culm. Séparé du flanc S. du Harz par le pays d'Aue, le dyas s'élève pour former le Kyffhaüser en une petite montagne isolée qui émerge des formations récentes. Plus au S., le Thüringerwald est formé en partie de roches dyasiques sédimentaires et éruptives, principalement du rothliegende, de porphyres et de mélaphyres, tandis qu'un manteau de zechstein repose tout le long de la chaîne et prend part aussi à la formation d'un certain nombre d'éminences voisines. Dans la prolongation du Thüringerwald au N.-O., le zechstein affleure sur une vaste étendue dans la bifurcation entre Werra et Fulda, principalement aux environs de Riechelsdorf. De Thüringe, en direction E., une bande de terrain dyasique court sur Saalfeld par Altenburg et Gera, passe en Saxe et forme dans le bassin des monts Métalliques un dépôt étendu sur lequel s'élèvent Chemnitz et Zwickau. Le rothliegende apparaît au bord N. des montagnes granulitiques de Saxe et s'étend en direction N., recouvert en grande partie par le diluvium et les lignites et

traversé de porphyre au N. jusqu'au delà de Leipzig, et à l'E. jusque Mügeln, Oschatz et Lommatsch ; en un mot, il a une large extension dans la Saxe Royale, tandis que le zechstein ne se montre qu'en un petit nombre de points. Il résulte de tout ceci que le large bassin entre le Harz d'une part et le Sauerland, le Thüringerwald, le Voigtland et les monts Métalliques d'autre part, a le dyas pour sous-sol dans presque toute son étendue, et que le même terrain lui forme une bordure à la périphérie.

Le rothliegende occupe une aire étendue en *Bohême*, surtout dans la partie N.-E. du pays ; des calcaires rouges avec *Palæoniscus Vratislasviensis* et des schistes bitumineux avec *Xenacanthus Decheni* et *Acanthodes gracilis* lui sont intercalés. Au N. de Pilsen et à l'E. de Prague, le rothliegende occupe un territoire étendu ; il suit la formation carbonifère et contient de la houille. Dans le comté de Glatz, le dyas n'est représenté aussi que par sa division inférieure ; il remplit les bassins houillers de la Basse-Silésie. Sur le versant nord des monts des Géants, au contraire, dans les environs de Lowenberg et de Goldberg en Silésie, le kupferschiefer et le zechstein se joignent au rothliegende. Le zechstein affleure aussi au bord nord des monts de Lusace. Dans l'Allemagne du Sud, la division inférieure du dyas a une extension assez considérable. Elle s'étend du Thüringerwald le long du bord S.-O. du Fichtelgebirge et des monts de Bohême jusqu'en Bavière, en une bande étroite, partiellement interrompue de formations plus récentes. Un des plus grands territoires du dyas inférieur s'étend au S. du Hundsrück, où il recouvre le houiller et contient quelques faibles lits de houille ; il est formé de conglomérats, de grès, de schistes argileux, — ces derniers contenant de nombreux nodules d'argile schisteuse avec des restes d'*Amblypterus macropterus* et *Archegosaurus Decheni*. Il est traversé de felsitporphyre et de mélaphyre.

Dyas d'Angleterre. Les formations dyasiques de l'Angleterre, principalement dans la partie N., concordent entièrement avec celles de l'Allemagne et se partagent également en deux divisions : le *nouveau grès rouge inférieur* et les *calcaires magnésiens*. Le premier, le rothliegende anglais, est formé principalement, comme son nom l'indique, de grès grossiers de couleur rouge sombre, quelquefois de fragments roulés de quartz de la grosseur du doigt entre lesquels sont du sable meuble et des argiles ligniteuses ; les conglomérats y sont plus rares ainsi que les brèches et les mélaphyres. Ils contiennent des empreintes de plantes terrestres et de petits lits de houille. La puissance du *nouveau grès rouge* inférieur varie considérablement : en certains points elle est de quelques mètres, ailleurs elle s'élève à 500 mètres ; en général, il repose en discordance sur le houiller. La division du *calcaire magnésien* montre aussi une grande concordance avec le zechstein de la Thüringe et commence par une couche de

schistes marneux à 1 m. de puissance, qui correspond au kupferschiefer et offre comme celui-ci Palæoniscus, Platysomus et des Fucoïdes. Puis vient un calcaire gris ou jaune, compacte, souvent bitumineux, stratifié en minces couches (zechstein) avec *Productus horridus*, *Spirifer undulatus*, *Schizodus obscurus*, etc., sur 60 à 70 mètres de puissance ; au-dessus on trouve la dolomie, la rauchwacke et les cendres avec les mêmes fossiles, et enfin la partie supérieure est formée de calcaire cristallin, calcaire fétide, marne, gypse, quelquefois avec *Avicula speluncaria* et *Schizodus obscurus*. En somme, il forme 150 m. de dépôts.

Formation permienne de Russie. Les formations dyasiques de la Russie forment aussi une série de couches équivalentes au dyas allemand et que l'on peut partager en deux groupes, l'inférieur fournissant surtout des plantes terrestres, et le supérieur contenant surtout des fossiles marins ; mais aux couches qui présentent la flore du rothliegende sont intercalées des couches avec la faune du zechstein, et inversement on trouve dans les couches marines des grès qui contiennent des plantes terrestres. D'une manière générale, les roches qui, dans les autres pays dyasiques de l'Europe, appartiennent exclusivement à l'une ou à l'autre de ces deux divisions, alternent ici irrégulièrement entre elles.

Les roches qui forment le dyas de la Russie, ou formation permienne, sont les conglomérats, les grès, les argiles ligniteux, les marnes, les calcaires, le gypse, le sel gemme et la houille ; elles forment une série de couches qui peut se diviser en deux parties caractérisées par leurs fossiles. La plus inférieure est formée de grès rouges, bruns et gris et de marnes, de conglomérats et de calcaires, auxquels il n'est pas rare de voir s'ajouter de petits lits de houille. Ses fossiles sont : *Tubicaulis*, *Calamites*, *Cyclopteris*, *Odontopteris*, *Pecopteris*, *Palæoniscus*, et des *Sauriens*. C'est donc l'équivalent du rothliegende ; elle renferme cependant certaines zones riches en *Productus cancrini*, de formation marine par conséquent.

Ce groupe de couches se caractérise principalement à son niveau supérieur par sa richesse en minerais de cuivre (surtout en malachite, azurite, volbortite) qui cimentent des grès, ou bien sont disposés en nids ou enfin fossilisent de nombreux débris de plantes. L'équivalent du rothliegende est suivi d'une autre série formée d'argiles, de calcaires, de marnes, de gypse et de sel gemme. Elle contient *Productus cancrini*, *Prod. horridus*, *Gervillia ceratophaga*, *Camarophoria Schlotheimi*, *Terebratula elongata*, *Lingula Credneri*, *Strophalosia*, *Spirifer*, *Schizodus*. Entre ces formations marines apparaissent cependant des couches isolées de grès, avec *Neuropteris*, *Pecopteris*, *Odontopteris*, dont la présence empêche d'admettre le parallélisme complet des membres isolés du permien russe avec le dyas allemand.

Les couches permiennes s'étendent en Russie sur plus de 18,000 milles carrés, elles s'étendent du pied de l'Oural jusqu'à Moscou, formant la plus grande partie de la Russie d'Europe. Ces couches sont disposées presque horizontalement avec une faible inclinaison vers le centre, représentant ainsi un énorme bassin de peu de profondeur.

Le zechstein s'observe en Courlande et en Lithuanie, moins développé en réalité et sous un facies qui concorde exactement avec celui de l'Allemagne.

Formation permienne de l'Amérique du Nord. Le permien est limité dans l'Amérique du Nord à la partie O. du continent; on le trouve principalement dans le Kansas et le Nebraska, puis au Nouveau Mexique et en différents points du versant E. des Montagnes Rocheuses; il est formé en prédominance de calcaire et de marne et atteint 820 m. en puissance. Il ne contient que des fossiles marins et se lie intimement au carbonifère qui est également formé en ce pays par des calcaires marins, de sorte qu'il faut admettre qu'il y a là un changement progressif de la faune carbonifère en la faune du zechstein et une formation ininterrompue de dépôts marins dans lesquels se fossilisaient les habitants de chaque océan : en réalité, on ne peut trouver aucune limite certaine entre les deux formations. Les formations côtières ou des marais du houiller et du rothliegende, avec les plantes terrestres qu'elles ont conservées, ne se rencontrent pas généralement dans le pays qui nous occupe : elles sont remplacées par des productions marines et, comme on peut s'y attendre d'après leur position, ces couches intermédiaires présentent une faune qui est à la fois celle du carbonifère et celle du permien, et c'est seulement au-dessus de cette série, puissante d'environ 500 mètres, que la vie organique prend réellement le caractère permien. Au reste, elle est très-peu riche, mais elle a cependant un nombre relativement grand de genres et d'espèces caractéristiques du zechstein européen et du permien marin, *Schizodus Rossicus*, *Avicula speluncaria*, *Productus Koninckianus*, *Productus horridus*, *Productus cancrini*, *Strophalosia*, *Camarophoria*.

Développement de la vie organique pendant la période paléozoïque (Résumé). Les racines de la vie organique qui semblent se ramifier dans la profondeur des plus anciennes formations nous sont dérobées; c'est seulement dans le silurien qu'elle se montre à nous, mais déjà avec une ampleur et une variété relativement grandes. Les continents siluriens étaient encore presque entièrement nus, la mer seulement était habitée; les Algues en grande prédominance étaient les représentants du règne végétal; les continents portaient de rares Lepidodendrons; les Spongiaires, les Echinodermes (principalement les Crinoïdes), les Coraux, les Graptolithes, les Mollusques (principalement les Brachiopodes et Céphalopodes),

les Crustacés macroures, les Trilobites, formaient les seuls habitants de l'océan silurien. C'est seulement lorsque le dévonien va remplacer le silurien qu'apparaissent, avec quelques Poissons, les plus anciens des Vertébrés. Les continents dévoniens commencent à produire plus de plantes terrestres, quelques Cryptogames vasculaires et Conifères, et dans les mers de cette époque, les Poissons, jusque-là rares, acquièrent une plus grande richesse de formes par le développement de la famille bizarre des Ganoïdes cuirassés. A l'époque carbonifère, la flore léguée par le dévonien atteint une luxuriance extrême due plutôt, cependant, à la taille gigantesque des individus et à leur abondance qu'à la variété des formes. Elle est encore limitée aux Cryptogames vasculaires, à quelques Conifères et à de rares Cycadées ; les Dicotylédones angiospermes lui font complétement défaut. Au contraire, les marais et les bois carbonifères étaient habités par les premiers animaux qui respiraient l'air, Amphibies et Arthropodes, et enfin, les eaux de la période post-carbonifère nourrissaient les premiers vrais Sauriens et de nombreux Ganoïdes hétérocerques à petites écailles. En un mot, chacune des périodes paléozoïques est caractérisée par un pas en avant de la vie organique, bien que celle-ci n'ait pu encore produire de Dicotylédons angiospermes, ni de Poissons osseux ni de Vertébrés à sang chaud.

Les phénomènes terrestres et les conditions climatériques de la terre à l'âge paléozoïque étaient très-uniformes. L'étendue occupée par la mer était de beaucoup plus considérable qu'aujourd'hui, les contours horizontaux et verticaux des continents étaient moins variés, le climat était uniformément chaud et humide du pôle à l'équateur. En harmonie avec ce peu de variété des actions à la surface du globe, se tient le fait de la réunion, chez beaucoup des représentants paléozoïques des règnes végétal et animal, de particularités qui plus tard caractériseront indépendamment des groupes et ne se retrouveront plus ensemble lorsque la variété des circonstances se sera accrue (*types collectifs*). Ce phénomène se montre d'une manière frappante chez les *Labyrinthodontes*, qui réunissent certains caractères des Batraciens, des Sauriens et des Poissons ; chez le premier vrai reptile (Proterosaurus) où l'on trouve combinés des caractères des Monitors et des Crocodiles ; chez certains *Ganoïdes*, qui possèdent les dents des Labyrinthodontes ; chez une partie des *Blattes* carbonifères, dont les ailes possèdent le réticulum des ailes des Névroptères ; chez les *Trilobites*, où sont réunis des caractères répartis aujourd'hui dans plusieurs groupes de Crustacés ; enfin, chez les *Lepidodendrons* et *Sigillaria*, qui occupent une position intermédiaire aux Cryptogames et aux Conifères.

La progression dans le développement de la vie organique, qui atteint son apogée à la période actuelle, ne se manifeste pas seulement par l'ap-

parition de nouvelles formes, mais encore par la destruction des formes anciennes. Ainsi, à la fin de l'âge paléozoïque, disparaissent les Lepidodendrons, Sigillaria, Calamites, et la plupart des Fougères, qui étaient apparus au dévonien et avaient atteint le maximum de leur développement pendant la période carbonifère. La vitalité des Graptolithes s'est épuisée avec le silurien et celle des Cystidées n'a pas duré beaucoup plus longtemps ; les Blastoïdes et les Périschoéchinites n'ont pas dépassé la période carbonifère. De même, l'existence des nombreux Zoantharia rugosa et tabulata, de beaucoup de genres de Brachiopodes, comme les Pentamerus, Productus, Strigocephalus, Uncites, et enfin celle de plus de 1800 espèces de Trilobites sont limitées à l'âge paléozoïque. Il en est aussi de même pour les Ganoïdes cuirassés, tandis que les Hétérocerques à petites écailles disparaissent à la fin de la même époque, à part quelques espèces qui s'éteignent au commencement de l'âge mésozoïque.

A la place des animaux et des plantes qui se perdent apparaissent une flore et une faune nouvelles, plus variées et plus hautement organisées dans leur ensemble. Elles commencent pour la terre une ère nouvelle, la période mésozoïque.

c, GROUPE DES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES.

Le groupe des formations mésozoïques est puissant de plus de 1500 mètres ; il est formé principalement de grès, de calcaires, de dolomies, de marnes, d'argiles schisteuses et d'argiles plastiques ; en outre, de houille, de gypse et de sel gemme dont le dépôt s'est effectué à une époque pendant laquelle le règne végétal était représenté par les Dycotylédones gymnospermes, les Conifères, et surtout les Cycadées, et à côté de celles-ci par les Fougères, le règne animal par les Coraux du type actuel, appartenant aux *Zoantharia eporosa* et *perforata*, les vrais *Oursins*, de nombreux *Gastéropodes* et *Bivalves*, et surtout par plus de 1000 espèces de Mollusques élévés, *Ammonites* et *Bélemnites*, enfin par les *Ganoïdes* et les *Cartilagineux*, les *Labyrintodontes*, les vrais *Sauriens* et les *Tortues*. Les Cryptogames vasculaires, Brachiopodes, Nautiles, Crinoïdes, qui avaient imprimé leur caractère aux périodes paléozoïques, sont en forte régression. Au contraire, c'est à l'âge mésozoïque que sont apparus les *premiers Dicotylédons angiospermes* et les premiers *Mammifères* et *Oiseaux*.

Le groupe mésozoïque se divise en trois parties :

1.) Le trias.
2.) Le jurassique.
3.) La craie.

TRIAS.

Le trias ouvre la série des formations mésozoïques (voy. fig. 250). Il repose donc immédiatement sur le dyas supérieur et est recouvert par le jurassique inférieur dans les points où il est en contact avec l'un des deux systèmes ou même avec les deux à la fois. Mais ce rapport entre le dyas et le lias ne se rencontre pas partout. Le trias, loin d'être uniforme, montre presque toujours un facies particulier dans chacun des pays où il est développé. En Allemagne, il se partage nettement en grès et marnes avec fossiles terrestres, séparés par une formation calcaire avec fossiles marins, dont un des caractères est encore la pauvreté de formes et la richesse en individus. En Angleterre, ce dernier groupe manque de même qu'à l'E. de l'Amérique du Nord, et enfin, dans les Alpes, nous retrouvons nos types d'animaux paléozoïques contemporains de nombreuses formes d'Ammonites mésozoïques : en d'autres termes, les Orthocères et les Ammonites se rencontrent dans les mêmes couches, fait que l'on n'observe dans aucune des contrées que nous venons de nommer, mais qui se répète à l'O. de l'Amérique du Nord, dans l'Himalaya et au N. de l'Asie.

En l'absence de caractère général et tranché pour toutes les formations triasiques, il sera nécessaire de considérer séparément chacun des facies du trias. On peut seulement admettre d'une manière générale et provisoirement les caractères paléontologiques suivants :

Au commencement du Trias apparaissent les premières *Equisetacées* qui se propageront jusqu'à l'époque actuelle ; les

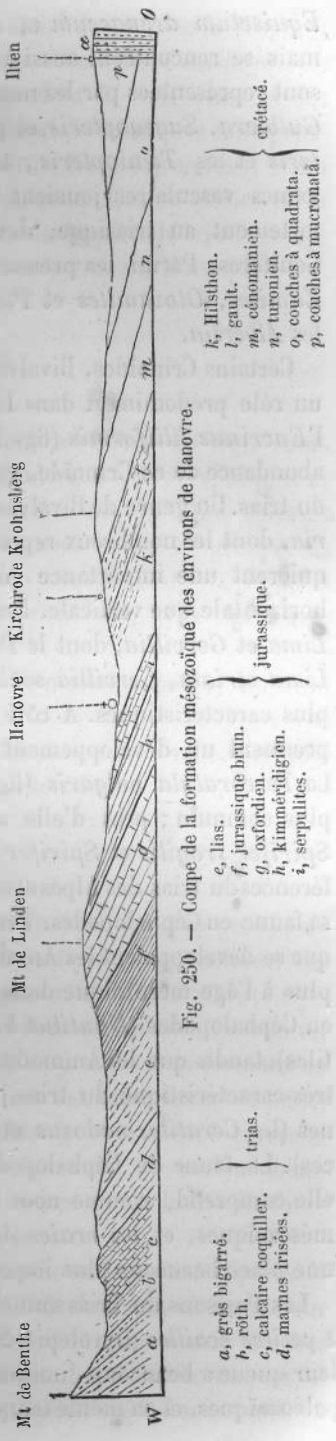


Fig. 250. — Coupe de la formation mésozoïque des environs de Hanovre.

Equisetum arenaceum et *columnare* ne sont pas limités à l'Europe, mais se rencontrent aussi à l'E. de l'Amérique du Nord. Les Fougères sont représentées par les nouveaux genres *Anomopteris*, *Clathropteris*, *Gutbiera*, *Sagenopteris*, et par les formes carbonifères comme les *Pecopteris* et les *Tæniopteris ;* tandis que, à l'âge paléozoïque, les Cryptogames vasculaires jouaient le premier rôle dans la flore, ils diminuent fortement au triasique, devant le développement des Cycadées et des Conifères. Parmi les premières apparaissent les genres *Pterophyllum*, *Zamites*, *Otozamites* et *Pterozamites*, parmi les secondes les *Voltzia* et les *Albertia*.

Certains Crinoïdes, Bivalves, Céphalopodes, Reptiles et Poissons, jouent un rôle prédominant dans la faune triasique. Les si nombreux restes de l'*Encrinus liliiformis* (fig. 254) permettent de conclure à une énorme abondance de ce Crinoïde, qui est un des fossiles les plus caractéristiques du trias. Un genre de Bivalves exclusivement triasique est le genre *Myophoria*, dont les nombreux représentants, surtout la *Myophoria vulgaris*, acquièrent une importance générale par leur large répartition aussi bien horizontale que verticale. Parmi les Monomyaires, il faut citer les *Pecten*, *Lima* et *Gervillia*, dont le *Pecten lævigatus* (fig. 257), *Pecten discites*, *Lima striata*, *Gervillia socialis* (fig. 259) sont les plus fréquents et les plus caractéristiques. A côté d'eux viennent les premières *Ostréides*, qui prennent un développement si considérable au jurassique et au crétacé. La *Terebratula vulgaris* (fig. 256) est de beaucoup le Brachiopode le plus commun ; près d'elle se rangent les *Retzia trigonella* (fig. 256), *Spirifer fragilis* et *Spirifer Mentzeli* (fig. 256). Une des principales différences du trias des Alpes avec celui de l'Allemagne est dans la richesse de sa faune en Céphalopodes. Tandis que la diminution des Nautiles, à mesure que se développaient les Ammonites, a toujours été s'accentuant de plus en plus à l'âge mésozoïque dans les deux pays, le trias allemand est pauvre en Céphalopodes (*Nautilus bidorsatus*, principal représentant des Nautiles), tandis que les Ammonitides sont représentées par le genre *Ceratites* très-caractéristique du trias, dont quelques espèces parfois très-communes (les *Ceratites nodosus* et *C. semipartitus* sont les principales espèces). La faune de Céphalopodes du trias alpin a un tout autre caractère : elle comprend, comme nous l'avons déjà dit, les types paléozoïques et mésozoïques, et les *vraies Ammonites*, les *Orthocératites*, y occupent une place beaucoup plus importante que les Nautiles et Cératites.

Les Poissons du Trias sont en partie encore des *Ganoïdes hétérocerques* à *petites écailles* (Gyrolepis, Semionotus), mais cependant l'asymétrie de leur queue a beaucoup diminué déjà, si on la compare à celle des Ganoïdes paléozoïques, et en même temps l'ossification de la colonne vertébrale a fait

des progrès. A côté de ceux-ci sont aussi des Ganoïdes cuirassés (Dipnoï) qui, outre leurs branchies, ont encore un poumon, et enfin des *Cartilagineux* (Acrodus, Hybodus) dont on possède des fragments de mâchoires et des dents. Les Osseux n'existent pas encore. Les Reptiles triasiques sont principalement les *Labyrinthodontes* (Trematosaurus, Mastodonsaurus), mais les *vrais Sauriens marins*, si fréquents au jurassique, sont encore rares (Placodus, Nothosaurus, Simosaurus). A la fin de la période triasique apparaît le plus ancien des *Mammifères*, le *Microlestes*, un Marsupial.

TRIAS D'ALLEMAGNE

Trias d'Allemagne. — Le trias d'Allemagne est formé de trois subdivisions nettement séparées par leurs particularités pétrographiques et paléontologiques, mais qui possèdent néanmoins en commun certains restes organisés, ce qui légitime leur réunion sous un même groupe. Ce sont, de haut en bas :

3) Le *Keuper* (marnes irisées), formation de marnes, gypse, grès avec plantes terrestres en prédominance.

2) Le *Muschelkalk* (calcaire coquiller), formation marine, calcaire, par conséquent avec fossiles marins.

1) Les *Buntersandstein* (grès bigarré), formation de rivage, par conséquent de grès avec prédominance de plantes terrestres.

I. — GRÈS BIGARRÉ.

Caractères pétrographiques. Comme le nom l'indique, ce groupe de couches est principalement formé de grès très-diversement colorés. Ces grès sont presque entièrement quartzeux avec un ciment argileux, siliceux ou ferrugineux, qui les rend quelquefois durs comme des quartzites, d'autres fois tendres, friables et même spongieux, ou se transformant en sable meuble sous l'action de l'air. Leur couleur est aussi due au ciment ; ils sont souvent rouges, bruns, jaunes, verdâtres, blancs ou bigarrés et tachetés. Le *grès bigarré* inférieur du Thüringerwald, de couleur blanche, et celui de la vallée de la Werra, sont si riches en kaolin qu'ils fournissent les manufactures de porcelaine de ce pays.

Le grès bigarré présente une stratification très-nette, selon laquelle il n'est pas rare de voir se produire brusquement un changement de couleur de la roche qui la fait encore mieux ressortir. La plupart des couches sont épaisses de plusieurs pieds, plus rarement disposées en plaques et par conséquent de l'épaisseur du pouce à peu près, ou enfin, comme on

l'observe surtout aux niveaux supérieurs, en couches minces quand de nombreuses lamelles de mica viennent s'interposer aux grains de quartz.

Les grès enferment si fréquemment des concrétions d'argiles rondes ou anguleuses que l'on peut les considérer comme tout à fait caractéristiques du grès bigarré. Souvent l'élément des grès n'est pas du sable quartzeux, c'est-à-dire des grains de quartz roulés et arrondis, mais de petits cristaux de quartz plus ou moins complétement formés. Ces grès cristallins se rencontrent dans la Forêt Noire, dans le Rhöngebirge et surtout dans les Vosges où souvent les grès bigarrés atteignent 400 mètres de puissance (grès des Vosges).

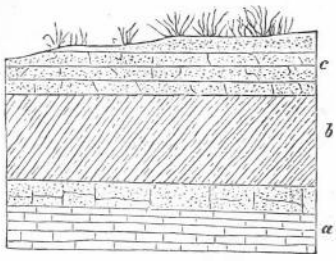


Fig. 251. — Coupe au-dessus de Suhler Neudorf, en Thüringerwald.

a, grès brun rouge en plaques ; *b*, grès schisteux rayé de rouge et de blanc en discordance ; *c*, grès marneux gris.

Outre les grès, ce sont particulièrement des schistes bruns et rouges, des marnes et des argiles avec gypse intercalé, qui forment le grès bigarré ; la partie supérieure, le *Röth*, en est d'ordinaire presque exclusivement formée. Ce dernier renferme souvent de puissants dépôts de sel gemme. Les conglomérats ne jouent qu'un faible rôle dans la série de couches qui nous occupe ; le *rogenstein* forme, par ex., sur les bords N.-E. et S. du Harz, dans le grès bigarré inférieur, tantôt des zones puissantes, tantôt des bancs qui s'évanouissent à l'O. de Nordhausen. La dolomie se montre en beaucoup de points en petits bancs intercalés aux marnes du *röth* et aux schistes du grès bigarré inférieur. Il arrive très-souvent que les faces de stratification du grès marneux et du grès bigarré supérieur, stratifiés en lames minces, soient recouvertes de pseudomorphoses cubiques du chlorure de sodium, qui proviennent évidemment de ce que les cristaux de sel précipités par suite de l'évaporation de flaques d'eau sur le rivage ont été recouverts par le limon, redissous, emportés et remplacés.

D'après cette diversité de composition des couches qui forment le grès bigarré, on peut distinguer les niveaux locaux suivants :

Division supérieure : Marne, gypse et sel gemme (Röth).

Division moyenne : presque exclusivement formée de grès bigarrés (grès bigarré proprement dit).

Division inférieure : grès quartzeux cristallin et conglomérats (grès des Vosges) ou grès en bancs minces avec zones et bancs de *rogenstein*, d'argiles et de glaise. La puissance totale de la formation du grès bigarré oscille entre 200 et 500 mètres.

Produits minéraux. On rencontre quelquefois des minerais dans le

DIVISION DU GRÈS BIGARRÉ

	BORD S. DU HARZ d'après Eck, v. Seebach Giebelhausen.	A L'E. DE LA THURINGE d'après Henri Credner.	DUCHÉ DE MEININGEN d'après Emmerich.	PAYS DE WURZBOURG d'après Sandberger.	DANS LE WURTEMBERG d'après Quenstedt.	DANS LA THURINGE CENTRALE ET DE L'O. d'après Schmid.	S. DE LA FORÊT NOIRE d'après Schalch.	VERSANT S. DE L'ODENWALD d'après Benecke.	LORRAINE d'après Weiss.	ANGLETERRE d'après Lyell.
SUPÉRIEUR.	*Étage supérieur sans gypse;* 30 à 35 mètres; marnes vertes et rouges avec quartzites argileux dans lesquels sont des pseudomorphoses de sel gemme. *Etage inférieur gypseux;* 50 à 60 m.; marne verte et rouge avec gypse; au milieu est un banc de dolomie (dolomie à Rhizocorallium) avec Myoph. costata, Rhiz. Jenense.	Bancs de dolomie avec Myoph. costata et Rhiz. Jenense. Marne bigarrée. Glaises gris-clair avec masses puissantes de gypse.	Argiles rouges et vertes avec petits amas de gypse.	Marne rouge. Schistes gréseux dolomitiques ou marne avec Myoph. costata, M. vulgaris. Marne et glaise.	Argile sombre. Marne bleue et verte avec gypse.	Marne brune et verte avec bancs, amas et lits de gypse.	Marne bigarrée et schistes marneux avec grès argileux intercalés dans le bas.	Argiles schisteuses rouges; au milieu un gisement de Myophoria vulgaris, Myacites.	Glaises rouges et bleues. Grès à voltzia fin, dur, avec voltzia, Endolepis, Anomopteris.	Glaises bigarrées et grès avec troncs de Conifères siliciifiés et traces de Chirotherium. Conglomérats siliceux.
MOYEN.	*Grès grossier* quelquefois non cimenté, souvent avec des grains cristallins, rouge clair; la zone supérieure seulement blanche et dure avec nodules de marne. Entre les grès, plaques schisteuses quelquefois avec Estheria Albertii.	Grès avec couches de glaise intercalées. Les grès dolomitiques avec traces de Chirotherium.	Grès à Chirotherium à grains fins; Grès grossier surtout rouge, quelquefois spongieux, siliceux, souvent avec des galets de quartz hyalin. Dans le haut souvent complétement meuble, souvent calcaire, quelquefois manganésifère et ferrugineux.	Grès à Chirotherium. Grès rouge fin. Grès violet.	Grès quartzeux dur, riche en kaolin, rouge; 300 m., en bancs épais avec zones de grès tigré: Equisetum, Anomopteris, etc.	Grès grossier ou fin alternant avec des argiles et des marnes, souvent dolomitiques ou avec des pseudomorphoses de sel gemme. Grès à petits grains gris en bancs puissants avec nodules d'argile et de marne.	Grès à concrétions et dolomitiques avec débris d'un Labyrinthodonte. Grès cristallin dur avec grains de feldspath (grès des Vosges), grès tigré.	Grès blanc, dur avec traces de Cheirotherium; grès bigarré proprement dit, d'ordinaire rouge; par zones des nodules d'argiles.	Grès des Vosges, rouge, sans fossiles.	
INFÉRIEUR.	Grès argileux, finement grenu d'ordinaire rougeâtre, en bancs peu puissants, souvent schisteux, par le mica, avec quelques intercalations de dolomie et de rogenstein, ce dernier se terminant à l'O. de Nordhausen.	Pas connu.	Grès rouge souvent bigarré, à grains fins, quelquefois des grains cristallins. Grès blanc kaolinique. Argiles rouges avec petits bancs de grès fins.	Grès en bancs minces, grossier, blanc ou vert. Glaises schisteuses bigarrées.	Argile schisteuse tendre	Marne bigarrée sableuse alternant avec des grès tendres, souvent avec amas et lits de gypse.		Grès jaunâtre clair, à gros grains avec grès rouges et verts tachés de brun (grès tigrés) souvent ciment kaolinique. Argiles rouges.		

grès bigarré, comme, par exemple, à Commern, dans la Prusse rhénane. Les couches qui forment ce terrain, plongeant faiblement vers le N., reposent directement dans cette localité sur la grauwacke du culm et sont formées inférieurement de conglomérats et, dans le haut, de grès finement grenus, blancs, spongieux, qui atteignent en certains points une puissance de 80 mètres; ils sont régulièrement remplis de grains de galène de la grosseur d'un pois et forment un des plus riches gisements de l'Allemagne. La galène et la céruse se trouvent dans les mêmes circonstances à Saint-Arvold, à l'O. de Sarrebrück. A Twiste, près Arolsen, le grès bigarré est imprégné de minerai de cuivre sur une épaisseur de 3 à 4 mètres; la malachite, principalement, s'est concentrée dans les petites crevasses de la roche près desquelles les grès rouge-brun se sont décolorés. De la même manière, on trouve à Bulach (Forêt-Noire wurtenbergeoise) de l'azurite et de la malachite qui ont été jadis l'objet d'une importante exploitation.

Caractères paléontologiques. Le grès bigarré est d'ordinaire très-pauvre en restes organisés; ce sont seulement certaines couches en certains pays, qui font exception (au pied O. des Vosges, en Alsace, dans le duché de Bade). En effet, certains grès, marnes et argiles, fournissent une assez grande quantité de Végétaux, tandis que les dolomies donnent des fossiles animaux. Quelques plantes des plus importantes et très-caractéristiques sont : *Equisetum arenaceum*, le plus ancien des vrais Equisetum, le *Schizoneura paradoxa* dont le bois, qui n'est pas rare, se distingue des Equisetum par ses côtés longitudinales beaucoup plus larges, — puis deux Fougères *Anomopteris Mougeoti* et *Caulopteris Voltzi.*, enfin quelques Abiétidés, surtout *Albertia elliptica* et *Volzia heterophylla* (fig. 252) ; la première avec ses rameaux larges, elliptiques, la seconde aux branches linéaires, longues, dont les plus âgées portent des feuilles courtes aciculaires.

Les fossiles animaux sont principalement connus dans le niveau supérieur ; nous citerons surtout le *Rhizocorallium Jenense* spongieux, en forme de nodule ou cylindrique et alors souvent ramifié. Un fossile caractéristique du grès bigarré supérieur, répandu par toute l'Allemagne, est la *Myophoria costata* (fig. 253). Une particularité du grès bigarré est la fréquence des traces de certains Amphibies. Ce sont des empreintes de pieds du *Chirotherium*, Batrachosaure inconnu quant à sa structure et à sa forme, que l'on a trouvé à Hildburghausen, à Jena, à Kahla, à Wurzbourg, dans l'Odenwald, dans la Forêt-Noire, à la partie supérieure du grès bigarré, et dont les auteurs ont dû habiter en grand nombre les rivages de la mer triasique. Ces empreintes de pas et les reliefs qu'elles ont déterminés à la face inférieure de la couche sus-jacente montrent très-nettement

Buatre doigts munis d'ongles et un pouce sans ongle. Aux environs de qernburg on trouve, dans le même horizon, des crânes d'un Labyrintho-



Fig. 252. — Voltzia heterophylla, branches terminales, moyennes et fructifères.

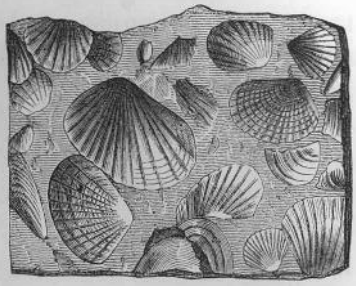


Fig. 253. Myophoria costata *Zenk.*

donte, le *Trematosaurus Brauni*. Enfin, à Süldorf au S.O. de Magdebourg et au S. de la Forêt-Noire on trouve des écailles de *Ganoïdes* en quantité si considérable qu'elles rendent presque complétement noires certaines couches de grès.

Les empreintes que laissaient les Chirotherium, vraisemblablement à marée basse, sur le limon fraîchement déposé des baies triasiques, les crevasses en réseau qui croisent la surface des couches chargées de ces traces de pas et qui n'ont pu se former que par le desséchement de ce limon humide, les ondulations de ces grès eux-mêmes, les plaques ondulées de dolomie, la schistosité diagonale de beaucoup de bancs de grès et enfin les restes de plantes terrestres et les débris de Labyrinthodontes, démontrent que le grès bigarré est une formation de rivage et de dunes.

II. — MUSCHELKALK.

Caractères pétrographiques. Le muschelkalk, comme son nom l'indique, est formé de calcaires, et de calcaires de certaines variétés, qui se répètent à peu près au même niveau dans les divers affleurements de la formation et dont les plus importantes sont : le *muschelkalk* proprement dit, en couches épaisses d'un pied, à surface unie, séparées les unes des autres par de minces couches de marne grise, le *calcaire ondulé*, en

minces couches dont la surface est plissée ou ondulée, le *calcaire spongieux* (*Schaumkalk*), tendre, à pores fins ou à vacuoles plus développés,

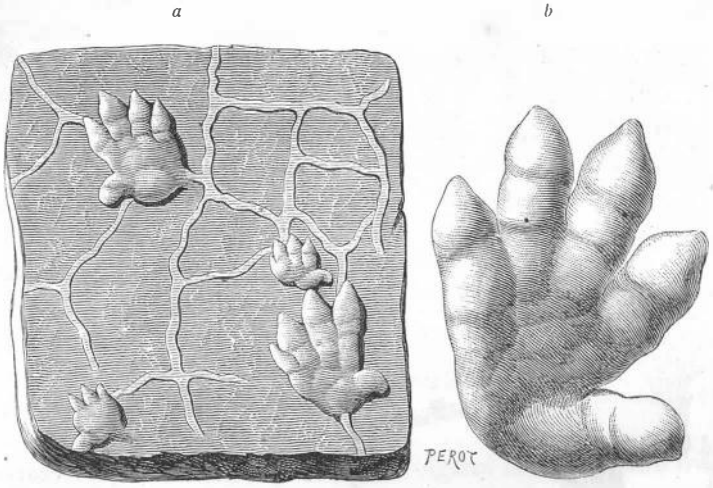


Fig. 254.

a, traces de Chirotherium sur une plaque de grès; *b*, une impression isolée.

le *calcaire à Térébratules* et le *calcaire à Encrines*, le premier formé d'individus de la Terebratula vulgaris entassés les uns sur les autres, le second formé presque exclusivement d'articles de tige de l'Encrinus liliiformis, le *calcaire à Trigonodus*, quelquefois cristallin, caverneux, riche en Trigonodus, comme dans toute la Souabe et une partie de la Franconie. La plupart de ces calcaires contiennent plus ou moins de carbonate de magnésie et d'oxydule de fer ; ils peuvent aussi contenir de l'argile et passent de cette manière à la dolomie ou aux marnes. Les marnes atteignent parfois un développement assez considérable et sont souvent accompagnées d'anhydrite, de gypse et de sel gemme ; le sel peut aussi les imprégner complétement. La dolomie ou les calcaires fortement dolomitiques, quelquefois très-ferrugineux, se trouvent en beaucoup de points avec le muschelkalk, par ex., dans la Haute-Silésie et la Thuringe ; elle est souvent riche en nodules de silex corné. La série du muschelkalk commence par de la dolomie, ocreuse, ondulée à la surface. L'anhydrite, le gypse, le sel gemme et l'argile salifère en étroite liaison, forment un complexe important dans l'étage moyen de la formation du trias.

Comme particularité caractéristique du muschelkalk, il faut citer ces bourrelets de l'épaisseur du doigt, uniformes, allongés ou en fer à cheval et qui revêtent certaines surfaces de stratification, et les *stylolithes*, colonnes cylindriques droites striées longitudinalement, disposées verti-

calement, souvent en grand nombre à côté les unes des autres et qui ne sont nulle part plus fréquentes que dans le *calcaire spongieux* (exemple, Rüdersdorf) et dans le muschelkalk supérieur du Wurtemberg.

La formation du calcaire coquillier a un facies pétrographique aberrant dans le pays de la Saar, de la Moselle, et dans le Luxembourg ; sa partie inférieure n'est pas calcaire, mais sableuse, de sorte qu'il s'agit là d'un *grès coquillier*, c'est-à-dire d'un grès avec les fossiles du muschelkalk.

Produits minéraux. Les gisements de galène et de calamine de Tarnowitz et de Beuthen dans la Haute-Silésie, et ceux de calamine à Wiesloch dans le duché de Bade, appartiennent à la formation du muschelkalk, mais ils ne lui sont pas contemporains ; ils se sont formés beaucoup plus tard.

Dans la Haute-Silésie, la limonite forme des couches irrégulières et des nids dans les calcaires et les dolomies du muschelkalk inférieur ; ils remplissent les dépressions du calcaire salin (division supérieure du muschelkalk inférieur) dans les environs de Tarnowitz et de Naklo. Le minerai de zinc lui est associé : joint à la houille, celui-ci est un des principaux éléments de l'industrie de la Haute-Silésie. La plupart des gisements de zinc de cette province, et les plus importants, sont liés à la dolomie formée dans un bassin plat du muschelkalk inférieur (calcaire salin), qui s'étend de Tarnowitz en direction E.-S.-E. au delà de Beuthen, près de la Pologne. Les minerais de zinc de la Haute-Silésie sont formés de carbonate et de silicate de zinc purs, en sous-ordre et de blende compacte, mais principalement de limonite, de schistes argileux et de calcaire zincifères. Les gisements de calamine se trouvent dans des dépressions entre les plis du muschelkalk, ou en couches ou en nids distribués irrégulièrement entre le calcaire salin et la dolomie qui lui est sus-jacente, mais ils se prolongent et se ramifient, aussi bien dans les couches inférieures que dans les couches supérieures à ce niveau. A côté de la blende et de la limonite, il faut ranger la galène comme troisième minerai du muschelkalk. Elle se présente tantôt en grains disséminés dans la dolomie, tantôt en veines ou en un lit continu à la limite du calcaire salin et de la dolomie. Ce dernier, à la vérité, n'a environ que 0,04 en moyenne, mais il acquiert par places 0,66.

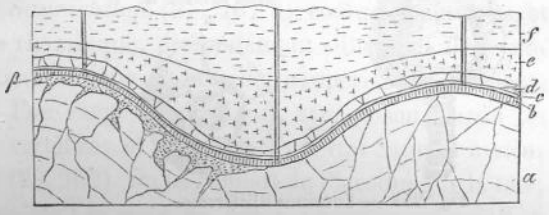


Fig. 255. — Coupe entre Tarnowitz et Beuthen.

a, calcaire salin ; *b*, calamine rouge ; *B*, calamine blanche ; *c*, galène ; *d*, dolomie ; *e*, limonite ; *f*, schistes argileux.

A Wiesloch, dans le duché de Bade, la calamine remplit les fentes qui

traversent le muschelkalk; dans certains horizons, aux points où ils traversent le contact des bancs à Encrines et du calcaire compacte, ils s'étalent irrégulièrement.

Caractères paléontologiques. Comme formation marine, le muschelkalk est très-pauvre en fossiles végétaux qui sont limités à quelques Algues douteuses et quelques rares débris de Fougères; sa faune n'est pas proportionnellement très-riche en formes, mais l'abondance des individus rend cette pauvreté moins apparente. Les fossiles les plus importants considérés comme caractéristiques, eu égard à leur fréquence et

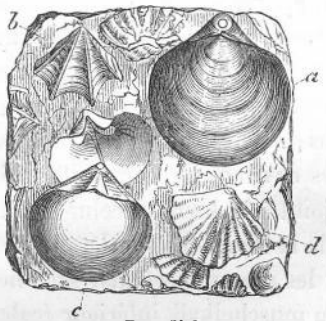


Fig. 256.
Terebratula vulgaris *a*; Retzia trigonella *b*; Spirifer Mentzeli *c*; Rhynchonella Mentzeli *d*.

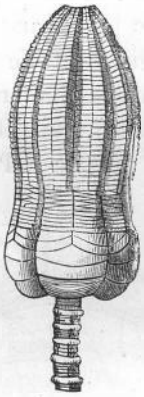


Fig. 255. — Encrinus liliiformis.



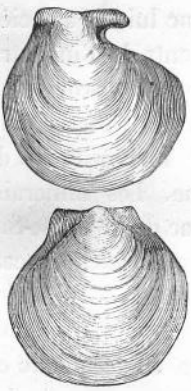


Fig. 257.— Pecten lævigatus.

à leur répartition, sont : parmi les Echinodermes, *Encrinus liliiformis* (fig. 255), dont l'animal est rare, mais dont les anneaux de la tige sont extrêmement abondants, *Aspidura scutellata*, Ophiure rare, mais qui a une large répartition; — les Brachiopodes : *Terebratula vulgaris* (fig. 256 *a*) et sa variété *cycloides*, le fossile le plus commun du muschelkalk, *Retzia trigonella* (fig. 256 *b*), *Spiriferina hirsuta*, *Spiriferina fragilis*, *Spirifer Mentzeli* (fig. 256 *c*), *Rhynchonella Mentzeli* (fig. 256 *d*); — les Bivalves : *Ostræa placunoides*, petite huître que l'on rencontre très-communément fixée sur les Cératites, *Pecten lævigatus*, large comme la main (fig. 257), *Pecten discites*, beaucoup plus petit, *Lima striata*, *Gervillia socialis* (fig. 259), *Myophoria lineata* (fig. 258), *Myophoria vulgaris*, *Trigonodus Sandbergeri*, *Myacites elongatus*; — Gastéropodes : *Dentalium læve*, *Natica gregaria*, *Turbonilla scalata*; — Céphalopodes : *Ceratites Buchi*, *Ceratites semi-partitus*, *Ceratites nodosus*

(fig. 260), *Nautilus bidorsatus*, *Rhyncholites hirundo* et *Conchorhynchus avirostris*; — Arthropodes : un Macroure voisin du genre Astacus,

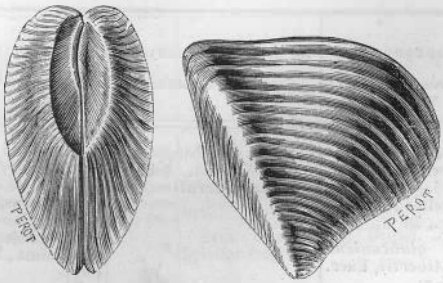


Fig. 258. — Myophoria lineata.

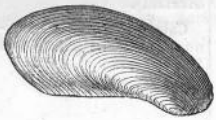


Fig. 259. — Gervillia socialis.

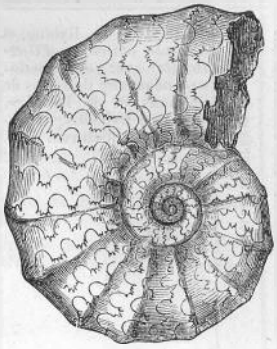


Fig. 260. — Ceratites nodosus.

Pemphix Sueuri. Comme restes de Poissons, il y a surtout à citer les dents coniques, pourvues de chaque côté de dents plus petites de l'*Hybodus plicatilis* (fig. 261 *a*), les dents aplaties avec un pli longitudinal médian de l'*Acrodus*, les dents de *Saurichthys* (fig. 261 *b*), coniques, pointues, et enfin les écailles de forme rhombique, profondément sillonnées de *Gyrolepis*. A ces débris s'ajoutent le crâne, le maxillaire supérieur et les dents du *Placodus gigas*, que l'on range aujourd'hui, avec raison, parmi les Sauriens, et le crâne, des vertèbres et des côtes d'un vrai Saurien marin, le *Nothosaurus mirabilis* (fig. 262). On ne connaît du Placodus que la tête, et l'on ne sait rien de ce qu'était le reste du corps. Le crâne est aplati, a de grandes ouvertures lacrymales, les orbites situées fort en avant; les palatins et le maxillaire supérieur portent de grosses molaires aplaties, et, en avant, il y a des dents coniques et mousses ; toutes sont recouvertes d'émail d'un noir luisant. Les crânes de Nothosaure, plats, grêles, longs de plus de deux pieds, montrent par derrière et entre les trous temporaux, qui ont des dimensions considérables, un trou pariétal petit, au milieu, les cavités oculaires et, séparées en avant, les ouvertures nasales. L'intermaxillaire porte neuf grandes dents striées, dont une située exactement à la pointe de l'os. Ces dents ont des alvéoles. Le cou était allongé, formé par vingt vertèbres au moins; le corps ramassé, pourvu d'une courte queue, portait quatre pieds palmés.

Division du Muschelkalk. — On partage le muschelkalk en trois groupes de couches dans les points où il est complétement développé (voyez les tableaux suivants).

DIVISION DU MUSCHELKALK

	SILÉSIE SUPÉRIEURE ET POLOGNE d'après F. Römer.	A RUDERSDORF d'après Eck.	AU N.-O. DE L'ALLEMAGNE d'après V. Strombeck.	AU BORD S. DU HARZ d'après Eck, etc.
MUSCHELKALK SUPÉRIEUR.	Calcaire de Rybna et dolomie (*calcaire d'Opatowitz*) avec Cerat. nodosus, beaucoup de débris de Poissons et de Reptiles, Acrodus, Hybodus, Saurichthys, Nothosaurus.	*Couches à Ceratites nodosus*, Gervillia socialis, Corbula dubia, C. gregaria, Pecten discites, Nucula elliptica, etc., 55 m. *Calcaire glauconieux à Monotis Albertii*, Encr. liliiformis 6 m. *Calcaire à Myoph. vulgaris*, Gervillia costata, Hybodus, Gyrolepis, 8 m. 7.	Argile avec bandes calcaires à Cerat. nodosus (*couches à Ceratites*). Bandes calcaires avec Pecten discites (*couches à discites*). Calcaire rempli d'Encrinus liliiformis (*couches à Trochites*).	*Calcaire à Ceratites nodosus* ou Argiles alternat. puissant de 30 40 m. avec Cer. nodosus; à la partie supérieure, beaucoup de débris de Poissons, Lingula tenuissima, Estheria minuta. Banc rempli de Ter. vulgaris et Encr. liliiformis. Banc rempli de Pecten discites. Banc à Dental. læve. *Calcaire à Trochites* 8 à 9 m. Encr. liliiformis Terebr. vulgaris, Lima striata, Mytilus eduliformis
MUSCHELKALK MOYEN.	Dolomie marneuse sans fossiles.	Dolomie marneuse 65 m. avec Ling. tenuissima, Gerv. socialis, costata, Acrodus, Hybodus, Gyrolepis.	Calcaire oolithique en certaines localités avec Encrinus, Placodus, Nothosaurus. Argiles avec couches calcaires riches en Pect. discites, Lima striata, Gerv. socialis, Avic. Alberti, Myoph. ovata, Naut. bidorsatus, dolomie sans fossiles.	Calcaire uni, en lits minces. Marnes dolomitiques et calcaire celluleux. Calcaire compacte ou finement grenu, dolomitique, gris-jaunâtre 40 à 50 m.
MUSCHELKALK SUPÉRIEUR.	*Dolomie d'Himmelwitz* à Cylindrium annulatum, Myoph. vulgaris. *Calcaire* spongieux, calc. de Mikultschütz à Retzia trigonella, Spirif. Mentzeli, Rhynch. decurtata, Ter. angusta, Dadocrinus gracilis. *Couches à Encrines* et couches à *Terebratules*. *Couches* de calc. spongieux de Gorasdze. *Pierre de sole bleue* à Tereb. angusta, Spirif. Mentzeli, Cid. transv. *Calcaire gris de Chorzow*, Encr. liliiformis, Dadocrinus gracilis, Ter. vulgaris, Gerv. socialis, Pecten discites et lævigatus, Naut. bidorsatus, Hybodus, Saurichtys. *Calcaire caverneux* sans fossiles. *Argiles brun rouge* et dolomie en lits minces, blanche, marneuse, à Myoph. costata, Gerv. socialis, Gerv. costata, Ceratites Buchi.	*Calcaire marneux* à Myoph. orbicularis. *Division contenant le schaumkalk*, 80 m. avec Encr. Carnalli et Brahli, Terebr. vulgaris, Cid. grandæva, Ostræa ostracina, Pecten discites et lævigatus, Lima striata, Gerv. subglobosa et costata, Myoph. vulgaris, elegans, ovata, lævigata. Chemnitzia scalata, Turbo gregarius, Dental. torquatum, Amm. Buchi, Amm. Dux. *Calcaires ondulés inférieurs* 80 m. avec quelques couches riches en restes organiques : Rhizocor. Jenense, Gerv. costata, Turbo gregarius, Dental. torquatum, Chemnitzia scalata, Cerat. Buchi.	*Calcaire ondulé*, avec Encr. liliiformis, Ter. vulgaris, Pecten discites, Gerv. socialis, Mytilus eduliformis. *Schaumkalk* en bancs puissants avec Myoph. cardissoides, Nucula Goldfussi, Myoph. ovata. Dent. læve, Turbo gregarius. *Calcaire ondulé inférieur*, à Tereb. vulgaris, Myophor. cardissoides.	*Calcaire ondulé supérieur avec Schaumkalk*, la partie supérieure remplie de Myoph. orbicularis, Enc. liliiformis, Gerv. socialis, Myoph. lævigata, Turbo gregarius. Au milieu 3 ou 4 lits de calc. poreux dans lesquels Gervillia costata, subglobosa et mytiloides, Pecten discites, Myophoria vulgaris, lævigata, orbicularis, Goldfussi, cardissoides. *Calcaire ondulé inférieur sans Schaumkalk*, série uniforme de calcaires en partie ondulés, en partie unis et en couches minces avec lit de calcaire ocreux jaune.

D'ALLEMAGNE.

A L'E. DE LA THURINGE (Jena Apolda) d'après Schmid.	AU MILIEU ET A L'O. DE THURINGE d'après H. Credner.	EN HESSE d'après Moesta.
Marne schisteuse avec banc de grès rempli de débris de Poissons. *Calcaire alternant avec des marnes*, avec Cer. nodosus, Spirifer fragilis et Tereb. cycloides. Couche à Pect. discites, couches à Gerv. socialis. Bancs à Lima striata, Encr. liliiformis, Ter. vulgaris, Retzia trigonella, Gerv. costata.	Alternance de marnes et de calcaires riches en Cer. nodosus, Naut. bidorsatus, Myoph. pesanseris, Pecten lævigatus. Banc calcaire avec Dental. læve et Spirifer fragilis. Calcaire rempli de Lima striata et Encr. liliiformis. Calcaire souvent oolithique avec Tereb. vulgaris et Encr.	Calcaire dolomique et ferrugineux avec Myoph. elegans, gigantesques Gerv. socialis, restes de Poissons. Calcaire riche en Gerv. socialis, Lima lineata, Pect. discites et lævigatus, Myoph. vulgaris, Ter. vulgaris. Calcaire avec Cer. nodosus et semipartitus, Naut. bidorsatus. Calcaire en lits minces, uniforme sans fossiles. *Calcaire à Encrines*, avec Encr. liliiformis, Lima striata et lineata.
Schistes calcaires dolomitiques 30 m. de puissance.	Calcaire dolomitique uni, très-pauvre en fossiles, 20 m. Dépôt d'Anhydrite, de gypse, de sel gemme (Stotternheim, Erfurt). Calcaire dolomitique uni, quelquefois celluleux, 35 m.	Série de couches sans fossiles de marne, dolomie, calcaire celluleux, gypse, anhydrite.
Calcaire ondulé supérieur. *Schaumkalk*, calcaires schisteux madrés. Bancs à Terebratules avec Ter. vulgaris et Encr. liliiformis.	Calcaire ondulé à Myophoria orbicularis. Schaumkalk, 3 bancs, atteignant 4 m. de puissance avec Myoph. curvirostris, lævigata, ovata, orbicularis, Pecten discites, Gerv. costata. Banc à Terebratules rempli de Ter. vulgaris et Encr. liliiformis.	Schaumkalk (5 m.), avec Ter. vulgaris, Lima striata, Pecten lævigatus, Myoph. vulgaris, orbicularis, elegans, Turbonilla gregaria. Calcaires schisteux, avec couches minces intercalées d'argile marneuse.
Calcaire ondulé inférieur. Calcaire schisteux avec Dentales et Lima lineata. Calcaires schisteux unis avec Am. Buchi et des os de Sauriens.	Banc à Lima striata. *Calcaire ondulé inférieur typique*, gris clair, en minces lits, marneux, avec Myoph. cardissoides, Mod. Credneris, Gerv. socialis. *Dolomie ondulée*, marne ferrugineuse à Myoph. Goldfussi, Gerv. socialis, Mod. Credneri.	*Calcaire ondulé typique*, avec ondulations serpentueuses. Marne calco-dolomitique à Lingula tenuissima.

DIVISION DE MUSCHELKALK

	MEININGEN d'après Emmerich.	WURZBOURG d'après Sandberger et Schalch.	EN WURTEMBERG d'après Quenstedt et Alberti.
MUSCHELKALK SUPÉRIEUR.	*Calcaire à Bairdia.* Banc calcaire avec écailles de Gyrolepis. *Argile en plaques supérieure* à Ceratites nodosus. Banc à Terebr. cycloides. Argile en plaques inférieure avec Encr. liliiformis, Terebr. et Ceratites. Banc calcaire à Spirifer fragilis, Pecten Albertii. Banc rempli de Ter. vulgaris et Lima striata. *Calcaire à Encrines.* Calcaire à silex cornés et oolithe avec Ostræa Schubleri, Pecten Albertii.	*Calcaire glauconieux* ou *à Bairdia.* Calcaire à Trigonodus Sandbergeri, 2 m., à l'est de Wurzbourg. Argiles à Ostracodes à l'O. de Wurzbourg. Calcaire ondulé avec Ceratites semipartitus. Calcaire à dalles avec Cer. nodosus. Banc à Terebratula cycloides. Calcaires à dalles avec Pecten discites, Encrinus, Spiriferina. Banc à Lima striata. Banc à Myoph. vulgaris et Gervillia socialis. *Banc principal à Encrines.* Calcaires et calcaires marneux à silex cornés.	*Dolomie* avec nodules de silex corné, stylolithes, Ostræa spondyloides, Cerat. semi-partitus, Gerv. socialis, Trigonodus. Argile et calcaire à dalles avec Ceratites nodosus, Nautilus bidorsatus. Calcaire à Lima striata, Pecten discites, Terebratula vulgaris. Schaumkalk et oolithe. Calcaire à Trochites. Calcaire à Pemphix Sueuri. Calcaire à Trochites.
MUSCHELKALK MOYEN.	Dolomie claire très-finement grenue. Calcaire marneux, blanc, calcaire celluleux. Marne dolomitique jaune.	Dolomie celluleuse, localement des formations d'argile, de sel gemme et de gypse.	Dolomie celluleuse et calcaire à nodules de calcédoine. Argile, anhydrite, gypse et sel gemme.
MUSCHELKALK INFÉRIEUR.	*Banc rempli de Myoph. orbicularis.* *Schaumkalk* avec Encrinus liliiformis Gerv. socialis, Myoph. orbicularis, Pecten discites, Nucula elliptica. *Calcaire à Terebratules* souvent oolithique avec Ter. vulgaris, Encrinus liliiformis, Spirifer fragilis, Pecten discites, Myoph. elegans. *Calcaire* analogue au *schaumkalk oolithique* à Pecten discites et Myoph. elegans. *Calcaire ondulé inférieur*, à bancs à Crinoïdes et à Dentales. Argiles rouges et calcaires poreux dolomitiques. *Dolomie ondulée*, à Modiola Credneri, Gervillia socialis, Myacites.	*Couches à Myophoria orbicularis.* Marne jaune, 1 m. Schaumkalk, 2 bancs à Gervillia costata, socialis, Pecten discites, Dent. torquatum, 6 m. 40. Calcaire ondulé. 7 m. *Banc à Spiriferina*, 0,39. Calcaire ondulé, 16 m. *Banc à Spirigerina*, 0,05. Calcaire ondulé, 1 m. Calcaire à Terebratules, 0,56. *Calcaire ondulé*, 55 m. *Banc à Dentales*, avec Dentalium torquatum, Natica gregaria, Cerat. Buchi, 0,06. *Calcaire ondulé inférieur*, calcaires ondulés, cristallins à Lima lineata, 17 m. *Dolomie ondulée* à Lingula tenuissima, Estheria, ossements de Sauriens, 7 m.	Couches à Myophoria orbicularis. Banc à Spiriferina hirsuta. *Calcaire ondulé*, pauvre en restes organiques : Melania Schlotheimi. Lima lineata, Myophoria vulgaris et orbicularis, Gervillia costata. *Dolomie ondulée*, et marnes avec Ceratites Buchi, Terebratula vulgaris, Lima lineata, Gerv. socialis, Myoph. arcdissoides, Lingula tenuissima, Dentalium læve, Spirif. hirsuta, Mel. Schlotheimi.

D'ALLEMAGNE (SUITE).

PENTE S. DE L'ODENWALD d'après Benecke.	S.-E. DE LA FORÊT-NOIRE d'après Schalch.	SAREBRUCK d'après Weiss.
Dolomie à Ter. vulgaris, Myoph. Goldfussi, Trigonodus Sandhergeri, alternant, avec des calcaires remplis de Bairdia, de coprolithes, d'écailles de Poissons, calcaire glauconifère, calcaire à Bairdia. *Calcaires à dalles*, avec Ceratites nodosus, Ceratites semi-partitus entre lesquels lits schisteux remplis de Bairdia. Banc à Terebratules à Tereb. cycloides. *Banc à Encrines*, avec Spirifer fragilis, Encr. liliiformis et Ceratites nodosus. *Calcaires à Encrines*, avec Encr. liliiformis et Myoph. vulgaris; calcaires à Pecten discites. Bancs oolithiques.	*Dolomie supérieure jaunâtre ou rougeâtre*, très-riche en Pecten discites, lævigatus, Myophoria vulgaris, elegans Goldfussi, rotunda, Trigonodus Sandbergeri, Tereb. vulgaris, Natica pulla, Nautilus hidorsatus. *Calcaires à dalles supérieures* sans fossiles, 7 m. *Rogenstein* (oolithe) rempli de moules de Pecten discites, lævigatus, Lima striata, Gervillia socialis, Myophoria vulgaris, simplex, Ter. vulgaris, 5 m. *Calcaires à dalles sans Encrines* à Pecten discites, Tereb. vulgaris, Ceratites nodosus, Pemphix Sueuri, 18 m. *Calcaire avec bancs d'Encrines* : Encrinus liliiformis.	*Calcaires à Ceratites nodosus*, calcaire à dalles bleu et lit d'argile avec Ceratites nodosus, Gerv. socialis. Lima striata, Pecten lævigatus. *Calcaire à Trochites*, souvent oolithique et glauconieux ; à la partie supérieure, calcaire à Encrinus liliiformis en minces couches.
Marne, calcaires bitumineux et silex cornés. Dolomie celluleuse, gypse et sel gemme, souvent très-faibles ou même pas du tout développés.	Marne dolomitique et dolomie bitumineuse, à la partie supérieure silex cornés et calcédoine. Calcaires celluleux bitumineux, avec calcédoines, remplacés localement par le gypse et les glaises, 40 m.	Marne calcaire blanche à Lingula tenuissima. Marne argileuse ; zone avec dépôts de gypse.
Marne bitumineuse avec Myophoria orbicularis, Gervillia socialis, banc à Bairdia. Petits bancs à Crinoïdes. Schaumkalk en 2 bancs. Calcaire ondulé typique. Calcaires durs à Spiriferina hirsuta et fragilis. Banc à Lima et bancs à Crinoïdes, Lima lineata, Ceratites Buchi. Marne et dolomie; la première avec Nothosaurus.	*Marne ondulée, bitumineuse*, à Myophoria orbicularis. *Calcaire et schistes marneux*, alternant avec Lima lineata, Lingula tenuissima, Pecten discites, 8,25. *Banc à Spiriferina*, remplide Spirif. fragilis et hirsuta, Cidaris grandæva. Lima striata, 0,07 à 0,11. Groupe de couches de calcaires et de marnes schisteuses à Corbula gregaria, Gerv. subglobosa, Pecten discites, 10 m. *Couches à Ceral. Buchi*, en outre Gerv. socialis et mytiloïdes, Myoph. lævigata, Natica gregaria, Nautilus bidorsatus, 14 m. 50. *Dolomie* galénifère ou banc à Dentales, Nucula Goldfussi, Myoph. elegans, Cidaris grandæva, 0,25. *Dolomie ondulée* à Lingula tenuissima, Myoph. vulgaris, Estheria minuta.	Zone dolomitique à Myophoria orbicularis. *Grès coquillier*, à Tereb. vulgaris, Encrin. liliiformis, Lima striata et lineata, Pecten lævigatus, Goniatites Buchi, Natica gregaria, Gervillia et Myophoria, Rhizocoralium Jenense.

a) *Muschelkalk inférieur*, puissant de 50 à 150 mètres, formé à la partie inférieure de *dolomie ondulée*, au-dessus de *calcaire ondulé* avec marnes subordonnées, et à la partie supérieure de *calcaires* à *Térébratules et à Encrines*, qui alternent avec les *calcaires ondulés* typiques, et surtout avec les caractéristiques *schaumkalk*.

Toute cette série de couches est relativement pauvre en restes organiques, si l'on fait abstraction des calcaires zoogènes que nous venons d'indiquer. Parmi les fossiles que l'on y rencontre, il faut citer *Encrinus*

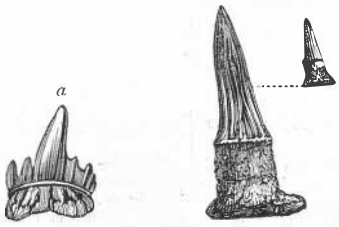


Fig. 261.
a, Hybodus plicatilis; *b*, Saurichthys apicialis.

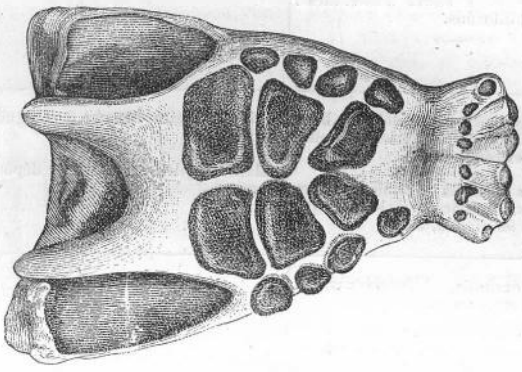


Fig. 263.
Placodus Andriani.

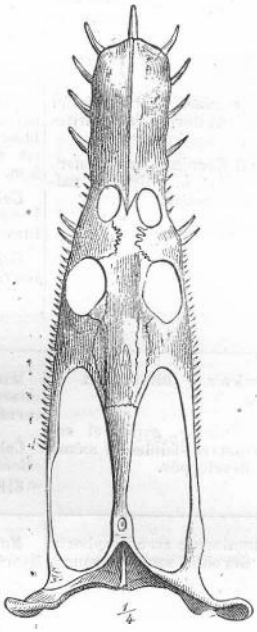


Fig. 262.
Nothosaurus mirabilis.

liliiformis, *Terebratula vulgaris*, *Spiriferina hirsuta*, *Spiriferina fragilis*, *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris*, *Myoph. elegans*, *Myoph. orbicularis*, *Lima lineata*, *Natica gregaria*, *Dentalium torquatum*, *Ceratites Buchi*, tandis que les Ceratites nodosus, Nautilus bidorsatus, Rhyncholithes hirundo, Lima striata, si abondants dans la partie supérieure du muschelkalk, semblent manquer complétement. Les Myophoria atteignent dans le *Schaumkalk* le maximum de leur développement. L'horizon supérieur des calcaires ondulés est rempli de coquilles de *Myophoria orbicularis*. D'après ce que nous venons de dire, on peut distinguer quatre sous-divisions dans le groupe des calcaires ondulés :

1) dolomie ondulée; 2) calcaire ondulé sans *schaumkalk*, pauvre en fossiles; 3) calcaire ondulé, riche en fossiles, contenant du *schaumkalk*; 4) zone à Myophoria orbicularis.

b) *Muschelkalk moyen, groupe de l'anhydrite;* 50 à 100 mètres de puissance; essentiellement formé de *dolomie*, qui peut être poreuse et même caverneuse; d'*anhydrite*, de *gypse* et de *sel gemme*. A ces dépôts de sel gemme appartiennent les nombreuses salines de la région du Neckar et celle de Bâle, d'Erfurt, de Buffleben, de Stotternheim en Thuringe; ils sont exploités à Wilhelmsglück en Wurtemberg et à Erfurt en Thuringe. Ce groupe moyen du muschelkalk est extrêmement pauvre en restes organiques; on y trouve principalement des ossements de Sauriens et des dents.

c) *Muschelkalk supérieur, calcaire de Friedrichshall*, puissant de 60 à 120 mètres, formé d'un calcaire coquillier en couches épaisses, dont les bancs se répètent en grande uniformité par centaines de fois, en alternant avec des couches marneuses et argileuses. Le muschelkalk est la plus riche des trois divisions en restes organiques, parmi lesquels : *Ceratites nodosus* et *semipartitus*, surtout fréquents dans les argiles, *Nautilus bidorsatus*, *Lima striata* (formant le banc à Lima), *Pecten lævigatus*, *P. discites*, *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris*, *Myoph. pes-anseris*, *Pemphix Sueuri*. La *Terebratula vulgaris* et sa variété V. *cycloides*, et l'*Encrinus liliiformis* sont présents en quantité telle, qu'ils forment presque exclusivement l'élément de bancs tout entiers. C'est seulement manitenant, dans la moitié inférieure du muschelkalk supérieur, que l'*Encrinus liliiformis*, atteint le maximum de son développement. Le Trigonodus Sandbergeri remplit en Souabe et dans les parties voisines de la Franconie certains calcaires et dolomies (couches à *Trigonodus*) du niveau supérieur du muschelkalk.

Le calcaire coquillier de la Haute-Silésie avait d'abord été considéré comme un facies tout particulier du muschelkalk. Plus tard, on vit qu'il correspondait essentiellement aux étages de l'ouest de l'Allemagne. Sous le rapport paléontologique, non-seulement la plupart des fossiles sont les mêmes, mais encore leur répartition verticale est généralement la même. Il faut cependant mentionner la présence d'un certain nombre d'espèces du trias alpin dont nous parlerons plus loin : *Rhynchonella decurtata*, *Terebratula angustata*, *Spirifer Mentzeli*, *Retzia trigonella*, *Encrinus gracilis*. Sous le rapport pétrographique, le calcaire coquillier inférieur de la Haute-Silésie s'écarte du développement typique ; il n'est pas formé de calcaire ondulé en plaques minces et de marnes, mais de calcaires en bancs épais, que suivent de puissants dépôts de dolomie. En même temps, la puissance de ce groupe inférieur a considérablement augmenté

aux dépens des divisions moyenne et supérieure ; elle est de 170 mètres, tandis que les deux autres n'atteignent que 20 et 10 mètres.

III. — LE KEUPER (MARNES IRISÉES).

Le keuper, partie supérieure de l'ensemble des couches triasiques, est formé principalement de *marnes bigarrées*, pour lesquelles la couleur rouge domine, mais qui peuvent être bleuâtres, brunes, grises, jaunes ou vertes, et former des lits tranchés par leur coloration, ou seulement des flammes, des bandes, des veines dans l'argile. Ces marnes sont toujours accompagnées d'*argiles schisteuses* bigarrées et d'*argiles*, de *gypse*, d'*anhydrite*, d'*argile salifère*, et de *sel gemme*. Le gypse n'apparaît pas seulement dans le keuper sous forme de lits ou d'amas irréguliers, ou de couches minces, il se montre aussi en veines, en fragments, en très-petits îlots dans les marnes. Les *grès*, d'ordinaire à grains fins et de couleur grise, verdâtre ou rougeâtre, prennent une part importante dans la formation du keuper, surtout dans ses parties tout à fait supérieure et inférieure. Enfin, on trouve aussi des *calcaires dolomitiques* et des *dolomies* en cristaux fins ou compactes, rarement caverneuses et poreuses, riches en fossiles, dans certains bancs ou complexes peu puissants qui commencent quelquefois la série des couches du keuper. Comme membre très-subordonné, il reste à citer des argiles *schisteuses* et des argiles noires imprégnées de charbon, quelquefois remplies de fossiles végétaux. A Siewierz en Pologne, celles-ci forment des lits de 30 à 50 pouces ; l'un deux, puissant de 80 pouces, est exploité avec soin. En Thuringe, on rencontre ces argiles charbonneuses à Mattstedt, près Weimar, à Tennstadt, Mühlhausen, Sonneborn, Arnstadt ; en Franconie, par exemple, à Kissingen et à Wurzbourg.

Caractères paléontologiques. — Le genre *Equisetum*, représenté dans le trias par *E. arenaceum*, *columnare* et *Lehmannianum* ; le genre *Tæniopteris*, représenté par *T. vittata* ; les *Anomopteris*, par *A. Mougeoti* ; les *Pecopteris*, par *P. Stuttgartunsis* ; les *Clathropteris*, par *Cl. Münsteriana*, sont encore très-caractéristiques du keuper ; cependant les Equisétacées et les Fougères commencent à diminuer, tandis que les *Cycadées* se développent : *Pterophyllum Jægeri*, *Pterophyllum longifolium*, *Pterophyllum Braunianum*, sont les plus répandus, tandis que les genres *Zamites*, *Pterozamites*, *Otozamites*, semblent des types de Cycadées tout à fait nouveaux. Les *Conifères* jouent aussi un rôle qui n'est pas sans importance ; leur principal représentant est le *Voltzia heterophylla* (fig. 252) commun dans les Grès bigarrés ; on le rencontre bien conservé, avec ses troncs, ses branches, ses feuilles, ses fleurs et ses

grappes de fruits. Aux Voltzia se joignent les genres nouveaux, *Pallisya*, *Thuites*, *Palæoxyris*.

La faune du keuper est très-pauvre. On trouve quelquefois dans les marnes et les dolomies *Gervillia socialis*, *Terebratula vulgaris*, *Estheria minuta* (fig. 265), *Lingula tenuissima* et dans certaines argiles

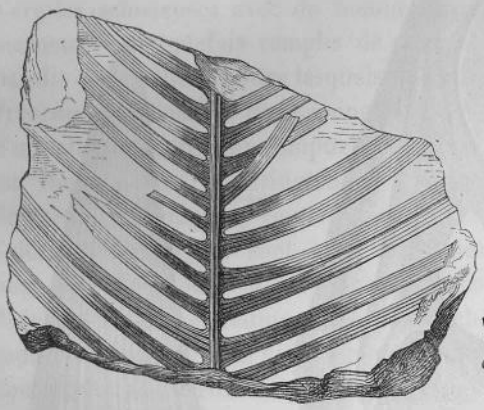


Fig. 264. — Pterophyllum Jœgeri.

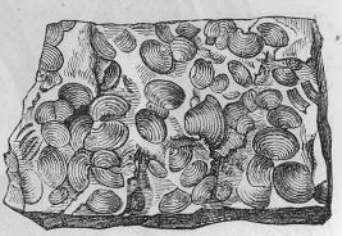


Fig. 265. — Estheria minuta.

schisteuses et certains grès des *Unio* et des *Anodonta*. Des couches isolées de grès sont aussi complétement remplies de débris de Poissons, de Labyrinthodontes et de Sauriens, *Hybodus*, *Acrodus*, *Saurichthys*, de *Coprolithes*, et d'os et de fragments de dents de *Nothosaurus* et du *Mastodonsaurus Jægeri*; on a trouvé le crâne entier de ce dernier dans le keuper (fig. 266). Ses contours rappellent ceux de la tête des Grenouilles, les ouvertures nasales sont également séparées, rapprochées de l'extrémité, et les condyles occipitaux montrent d'incontestables analogies avec ceux de ces derniers animaux. Les dents, sillonnées dans le sens longitudinal, observées sur de minces coupes, montrent des lignes nombreuses, disposées radialement, ondulées, (fig. 266 c). Parmi les Poissons, il faut citer le *Semionotus Bergeri* (fig. 267), dont les empreintes bien conservées se rencontrent dans les grès du keuper de Cobourg et autres lieux, chez lequel l'asymétrie caudale existe encore, quoique beaucoup moins développée que chez les Hétérocerques. Un autre Poisson, le *Ceratodus*, aux dents plates, plissées en éventail, profondément incisées sur les bords, est surtout commun dans les argiles charbonneuses du Wurtemberg; l'attention a été récemment attirée sur lui, parce que l'on a retrouvé, vivant encore en Australie, ce type que l'on tenait jusque-là pour essentiellement mésozoïque.

Dans la partie supérieure du keuper (Bonebed) du Wurtemberg, on trouve, mais rarement, de petites dents à deux racines que l'on a rappor-

tées à un *Marsupial*, le *Microlestes antiquus*. Ce sont les restes du plus ancien mammifère.

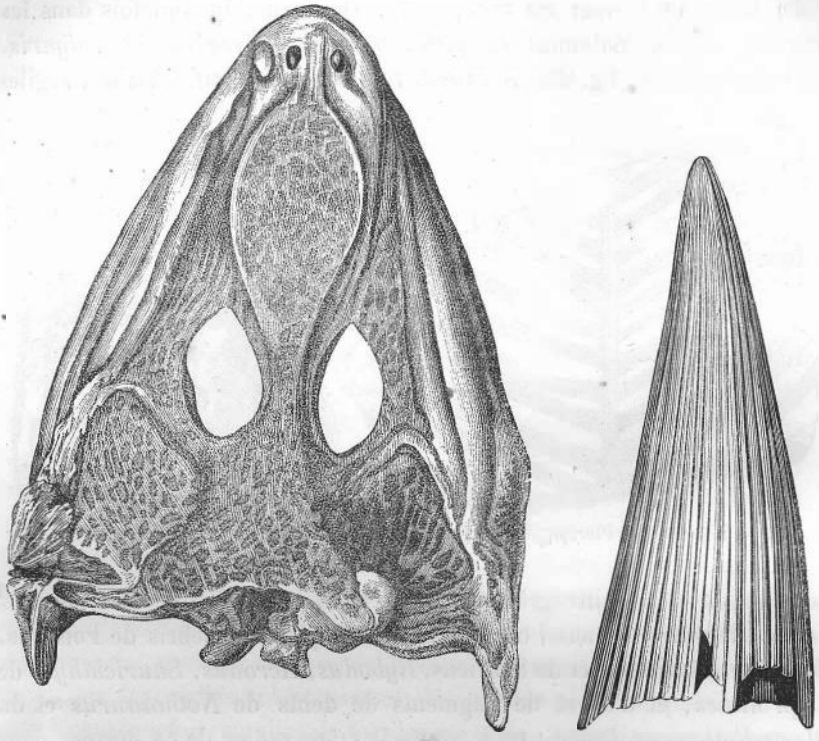


Fig. 266.

a, Crâne de Mastodonsaurus Jœgeri ; *b*, dent de Mastodonsaurus.

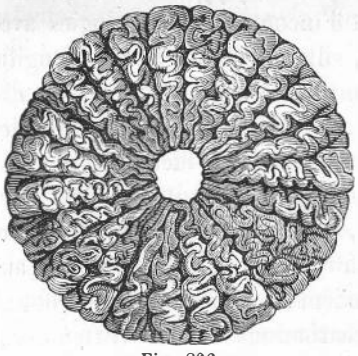


Fig. 266 *c*.

c, coupe d'une dent de Mastodonsaurus.

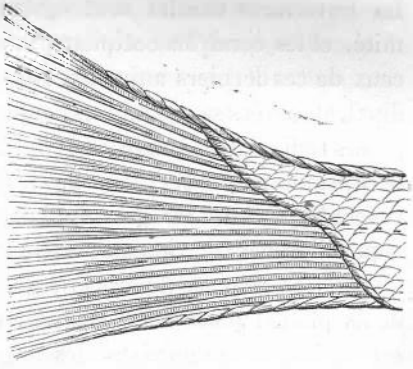


Fig. 267.

Queue du Semionotus Bergeri, un des derniers Ganoïdes hétérocerques, n'ayant plus qu'une faible asymétrie de la nageoire caudale.

Division du Keuper. Le keuper comme le muschelkalk se laisse diviser naturellement en trois étages qui, à la vérité varient beaucoup en

puissance dans les différents points où il est développé et ne conservent pas toujours les mêmes caractères pétrographiques :

a) Le *groupe inférieur* ou *groupe des argiles ligniteuses*, *Keuper ligniteux*. Ce complexe atteint environ 70 m. et s'allie étroitement au muschelkalk. Il est formé de grès gris, d'argiles de couleur sombre et d'argiles schisteuses avec de nombreux débris végétaux et de schistes marneux, quelquefois remplis de petits Crustacés et appelés couches à Bairdia ou à Estheria, entre lesquels se trouvent intercalés en Thuringe, en Franconie, en Souabe, en Lorraine et dans le pays de Bâle, de minces lits d'un charbon argileux, impur, rarement exploitable. Les Araucaroxylon thuringicum, Widdringtonites keuperianus, Equisetum arenaceum, Equisetum columnare, Tœniopteris vittata, Pterophyllum longifolium, Voltzia heterophylla, sont caractéristiques pour ce groupe. En Thuringe, en Franconie et en Souabe, il commence par les *couches à Bairdia* très-caractéristiques, bien tranchées d'ordinaire par leur teneur en glauconie ; le niveau moyen est formé par les *grès à argiles ligniteuses ;* son horizon supérieur, nettement défini, se termine par quelques bancs d'une *dolomie compacte* finement grenue caractérisée principalement par *Myophoria Goldfussi*, à laquelle s'ajoutent Terebratula vulgaris et Gervillia socialis. En outre, des restes de Poissons et de Sauriens qui forment des sortes de brèches osseuses par ex. à Tübingen, Heilbronn et en divers points de la Thuringe, et des dents de Ceratodus, on a trouvé dans le groupe inférieur du keuper des parties bien conservées de squelette et le crâne du Mastodonsaurus Jœgeri.

b.) *Groupe moyen*, *marne bigarrée du keuper*, *keuper gypseux*. La puissance de ce groupe de marnes de couleurs vives, très-caractéristique, oscille entre 100 et 300 m.

Dans son niveau inférieur, les marnes bigarrées renferment des argiles et du *gypse*, et en Lorraine du *sel gemme ;* elles sont privées de fossiles, à part des ossements de Labyrinthodontes, des dents, des coprolithes, des moules d'Unio, et elles forment à elles seules tout le keuper moyen en Thuringe et dans le Harz. Dans les autres pays, dans l'Allemagne du Sud, les horizons supérieurs présentent une alternance de marnes bigarrées avec 3 à 8 m. de couches *de grès* et de bancs *de dolomies*. Ils contiennent Equisetum arenaceum et columnare, Tœniopteris vittata, Pecopteris Stuttgartiensis, Pterophyllum Jœgeri et des restes de Labyrinthodontes et de Poissons. Parmi ces derniers, il faut surtout citer le Semionotus Bergeri.

c.) *Groupe supérieur*, *étage rhétien*, *Zone à Avicula contorta*. Complexe de couches où prédominent des grès finement grenus, clairs, recouverts d'argiles schisteuses, sableuses, de couleur grise, renfermant les

DIVISION DU KEUPER

	HAUTE-SILÉSIE ET POLOGNE d'après Römer.	BORD S. DU HARZ d'après Seebach et Eck.	E. DE LA THURINGE d'après Schmid.	THURINGE DU CENTRE ET DE L'O. d'après Henri Credner.	HESSE d'après Mœsta.	MEININGEN d'après Emmrich
GROUPE DU RHÉTIEN.	*Couches à Estheria d'Hellewald*, à Estheria minuta. *Couches de Wilsdorf*, avec sphérosidérites contenant des débris végétaux (Pterophyll. Braunianum, Asplenites Ottonis. Equisetum Lehmannianum.)	Manque.	Manque.	*Marne argileuse* et couches argilo-sableuses du Rhétien à Protocardium Rheticum et Ewaldi, Avicula contorta, Modiola minima. *Grès quarzeux*, avec Anodonta postera et Protocardium Ewaldi.	*Schistes* sombres friables, *grès* à grains fins rempli de Protocardium Ewaldi. *Marne* rouge ou violette, argileuse ou sableuse avec des bancs d'un grès à grains fins dans lequel sont des traces indistinctes de végétaux.	Manque.
GROUPE DES MARNES du Keuper.	*Keuper proprement dit*, argiles bigarrées auxquelles sont intercalés les calcaires de Woischnik, les brèches de Lissau, les houilles de Blanovice, le minerai de fer de Poremba (quelquefois avec Saurichthys, Termatosaurus).	Marnes vertes et rouges.	Marne dolomitique bigarrée avec dépôts de gypse.	Marne bigarrée avec intercalations de peu d'épaisseur de quarzite argileux sans restes de Reptiles. Marne gypseuse, 200 à 300 m.	Marne dure, grise avec une couche calcaire à la partie supérieure remplie d'écailles et de dents de Poissons. Marne gypseuse.	Argile gypseuse
GROUPE DES LIGNITES ARGILEUX.	*Groupes des lignites argileux* de Gross-Strehlitz, Tarnowitz, etc. (Argiles grises et rouges avec dolomie brune et grès verdâtres).	*Dolomie* à Myophoria Goldfussi. *Marne rouge et verte* avec dolomie contenant Equisetum Acrodus, Myacites. *Argiles grises* avec grès et calcaires verts. *Grès à lignites argileux*, grès gris, très-minces avec beaucoup de débris végétaux, de petits lits de lignites argileux. *Argiles bleu gris*, couches de dolomie celluleuse de couleur jaunâtre.	*Dolomie à Myophoria* Goldfussi; marne et lignites argileux alternant 4 m. Groupes des *marnes* claires. *Grès gris*, avec couches de marnes remplies de restes de Labyrinthodontes et de Poissons 10 m. Dolomie ocreuse. *Schistes argileux gris*, 7 m. riches en Fougères et en Equisétacées, avec *lits de houille*. Dolomie ocreuse et marne.	*Dolomie à lignites argileux*, avec Myophoria Goldfussi. Marne brune et verdâtre. *Grès à lignites argileux*, avec un lit riche en pyrite de fer. Les lignites avec les restes d'Equisetum arenaceum et columnare, Tœniopteris vittata reste de Poissons et de Sauriens. Argiles schisteuses gris verdâtres. Calcaire dolomitique. Marne schisteuse à Lingula tenuissima, Estheria minuta.	*Dolomie* à Myophoria Goldfussi. Argiles schisteuses sombres. *Grès à lignites argileux*, avec Equisetum et Tœniopteris. Argiles marneuses.	*Dolomie*, avec Myophoria Goldfussi, argiles marneuses et schisteuses. *Grès* et argiles schisteuses à Estheria, dolomie à Lingula tenuissima, Myoph. Goldfussi. *Grès à grains fins* en minces lits, argiles à Anodonta lettica et Estheria.

DIVISION DU KEUPER (SUITE)

	WURZBOURG d'après Sandberger.	EN WURTEMBERG d'après Quenstedt.	FLANC S. DE L'ODENWALD. d'après Benecke.	S.-E. DE LA FORÊT NOIRE. d'après Schalch.	ANGLETERRE d'après Lyell.
GROUPE DU RHÉTIEN.	Manque.	Minces lits d'argile. *Grès jaune ;* 10 m., avec imprégnations de galène, Avicula contoria, Anodonta postera, Gervillia precursor, Protocardium Rhœticum, et *Bonebed* avec Microlestes, Hybodus, Ceratodus.	*Bonebed* argileux, argiles noires, maigres avec beaucoup de pyrites; à la partie inférieure, dents et *brèches osseuses* avec Hybodus, Acrodus, Ceratodus, Gyrolepis. *Grès* du *Bonebed* jaunâtre, à grains fins, rude au toucher, à Equisetum, Anodonta postera, Protocardium Ewaldi, Avicula contorta.	Manque.	*Zone à Avicula contorta.* Grès avec Estheria minuta, Avicula contorta, Procard, Rhaeticum, *Bonebed* avec Acrodus, Hybodus, Saurichthys Gyrolepis.
GROUPE DES MARNES.	*Grès à Semionotus.* Marne bigarrée avec bancs de grès isolés. *Horizon de Beaumont,* marne dure à Turbonilla Theodori et Anoplophora. Münsteri (*couches du Tehrberg*) 3 m. 5. *Marne bigarrée sans gypse,* 18 m. 71. *Grès à Calamites,* riche en végétaux. *Banc de dolomie* et *marnes* à Estheria. *Marnes à Myoph. Raibl.* Dolomie galénifère. Marne bigarrée et gypse, 182 m.	Marne rouge dont 15-20 m. présentent des lits de schistes bitumineux. Grès blanc, à grains grossiers à Semionotus, Belodon. Marne dure et argiles vivement colorées. *Grès à Équisetites, grès exploité,* vert taché de rouge. (*Grès exploité de Stuttgart*) à Equisetum columnare, Pterophyllum Jœgeri, Tœniopteris vittata, Pecopteris Stuttgartiensis *Argiles bigarrées,* gypse et marnes durcies.	*Marne noduleuse,* et dolomie noduleuse dans des marnes blanches et rouges avec ossements (25 m.) *Marne bigarrée,* avec grès siliceux; marne durcie à écailles de Poissons et débris de Sauriens. *Marne rouge.* 50 à 70 m. *Grès à Équisétites,* 12-14 m. riches en débris végétaux. Marne inférieure avec gypse, environ 70 m.	Marne bigarrée. Grès à grains fins, riche en feldspath. Marne bigarrée, 5 m. *Calcaire dolomitique,* 5 m. à *Anoplophora, Turbonilla.* Marne bigarrée 5 m. *Grès à Equisetites,* rouge ou violet 8 m. à Equisetum arenaceum, Pterophyll. Jœgeri, Mastodonsaurus Jœgeri. Marne bigarrée et gypse en alternance 55 à 40 m.	*Marne bigarrée* avec couches de grès intercalées et dépôts de gypse et de sel gemme. *Grès du keuper* intercalé de marnes. *Conglomérat dolomitique,* avec débris de Reptiles (Thecodontosaurus et Palæosaurus.)
GROUPE DES LIGNITES ARGILEUX	*Dolomie,* 1 m. 14. Argiles schisteuses à Cardinia brevis, 5 m. *Grès* à Equisetum arenaceum, Calamites, Voltzia, quelquefois lits de charbon, 16 m. *Grès à Cardinies* (grès de Widdrington), 4 m. Schistes à Cardinies, grès à Cardinia brevis, 2 m. Argiles schisteuses gris verdâtre, 9 m.	*Dolomie* en alternance avec des calcaires à Gervillia socialis, Myophoria Goldfussi, brèches osseuses à Ceratodus. Schistes argileux avec lits de charbon. *Grès à lignites argileux,* grès à Equisetum columnare, Tœniopteris vittata, Pterophyllum Münsteri, débris de Reptiles et de Poissons, formant souvent brèche Argiles schisteuses sombres.	*Dolomie* avec Lingula et Estheria. *Schistes sableux,* avec couche charbonneuse. Dolomie, grès schisteux et marnes à Cardinia, Myophoria Goldfussi. *Grès principaux.* *Grès de Widdrington,* *Schistes à Cardinies.* *Dolomie jaune* à Estheria et Lingula.	*Dolomie,* à la partie supérieure Bonebed à Myoph. Goldfussi et Struckmanni, Gervilla substriata, Cardinia brevis, Corbula Triasina, fragments osseux. *Grès à lignites argileux.* Equisetum arenaceum, Pterophyllum Jœgeri, petits lits charbonneux; couche à Estheria; dolomie à Cardinies. *Dolomie inférieure,* Bonebed à Gervillia substriata Myophoria Goldfussi, Estheria minuta, restes de Poissons et de Sauriens.	

restes de nombreux Cryptogames vasculaires et une vingtaine de Gymnospermes. Ils se trouvent principalement dans le rhétien de Theta (Bayreuth) et de Veitlahn (Culmbach), où, par leur abondance, ils arrivent à former de faibles lits de charbon. Les espèces les plus importantes sont : Equisetum Lehmannianum et Munsteri, Asplenites Ottonis, Zamites distans, Pterophyllum Braunianum et Munsteri. Cette flore est très-voisine de celle du reste du keuper, mais ses membres les plus importants et les plus caractéristiques apparaissent dans le rhétien même et passent en partie au jurassique, aussi a-t-on voulu rapporter le groupe rhétien au lias, par conséquent au jurassique inférieur et l'a-t-on considéré comme une formation intermédiaire.

Il n'est pas rare que la surface des couches du grès rhétien et des argiles schisteuses qui le surmontent soit recouverte en masses serrées de *Protocardium Ewaldi*, *Anodonta postera*, *Protocardium rheticum*, *Avicula contorta* (fig. 268), *Estheria minuta*. A l'étage supérieur de ce complexe de couches, appartiennent quelques minces lits, épais seulement de quelques pouces, remplis de dents et d'ossements de Poissons et de Sauriens qui en font une sorte de brèche osseuse appelée par les Anglais *Bone-bed*. Les dents les plus abondantes que l'on trouve dans ces couches, appartiennent à l'Hybodus minor, à l'Acrodus minimus et au Saurichthys acuminatus; les restes de Reptiles sont ceux des genres *Nothosaurus*, *Termatosaurus* et *Belodon* qui sont déjà voisins des Plésiosaures liasiques. Près de Stuttgart, on trouve aussi dans le bonebed les dents de Marsupial dont nous avons déjà parlé (Microlestes antiquus). L'étage supérieur du keuper a été appelé zone à Avicula contorta à cause de la grande abondance de cette coquille.



Fig. 268. — Avicula contorta.

Les tables ci-contre montrent les divisions particulières du keuper.

Répartition du trias en Allemagne. Le vrai trias que nous venons de décrire est une formation presque exclusivement allemande. Ses prolongements les plus étendus ne dépassent les limites de l'Allemagne qu'à Bâle, sur les pentes O. des Vosges, et dans la Haute-Silésie. On peut partager le trias en quatre grands territoires qui peuvent être fort étendus; celui du N. de l'Allemagne, celui de Franconie et de Souabe, celui d'Alsace et de la Lorraine et celui de la Haute-Silésie; ainsi le territoire de la Werra, de la Fulda et de la Leine, de l'Unstrut, de la Saale, du Mein et du Neckar appartiennent pour la plus grande partie au trias. Dans l'Allemagne du Nord, les formations triasiques occupent le vaste espace entre le Thüringerwald et le Harz, de sorte que Weimar, Iena, Erfurt, Gotha et Mühlhausen sont bâties sur le trias. De la Thuringe, il s'étend en direc-

tion N.-O. sur le Weser, sur Pyrmont jusque dans le pays d'Osnabrück et Ibbenbühren, entouré, quelquefois aussi recouvert, par le jurassique, le crétacé et le diluvium, sur les pentes O., E. et N. du Harz et forme des tertres nombreux et des collines dans le Hanovre et le Brunswick. Il se montre enfin comme une petite île isolée à Lunebourg et à Rüdersdorf (près Berlin), au-dessous du diluvium, et à l'île d'Helgoland. Le trias du nord de l'Allemagne a donc été déposé dans une mer au-dessus de laquelle s'élevait une île paléozoïque, le Harz, dont le rivage S. était formé par le Thüringerwald et, plus à l'E., par la zone dyasique de Saalfeld Altenbourg.

Le terrain occupé par le trias dans l'Allemagne du Sud est encore plus étendu ; considéré d'une manière générale, il forme un large bassin plat, limité au N.-E. par le Fichtelgebirge et le Thüringerwald à l'O. par le Sauerland, le Taunus, les granites et gneiss de la Forêt-Noire et la vallée du Rhin et recouvert uniformément vers le S. et l'E. par les formations jurassiques des Alpes de Souabe et de la Suisse franconienne. Les villes de Bamberg, Wurzbourg, Heidelberg, Heilbronn, Stuttgart, Ansbach, Nürnberg et Erlangen sont bâties sur le trias de cette partie de l'Allemagne. De ce côté du Rhin se trouvent tout le Haardtgebirge, la grande moitié Nord des Vosges et le pays montueux de Lorraine à l'O. De cette large surface, une petite bande triasique s'étend en direction N. entre Luxembourg et le Trier et sur Gérolstein, où il se montre sous forme d'îlots, à travers l'Eifel jusque Commern où on l'exploite pour la galène qu'il contient. Dans chacune de ces trois régions, le trias est formé de grès bigarré, de muschelkalk et de keuper et ces séries ne s'éloignent que peu du type normal que nous avons décrit. C'est seulement dans un de ses prolongements, en Lorraine, que la division inférieure du muschelkalk est remplacée par des formations de sable, de telle manière que d'abord (comme à Saarbrück) elle ne se substitue qu'aux calcaires ondulés, que plus au N. elle tient déjà lieu du groupe moyen de la série du muschelkalk, et qu'enfin, à Attert par ex., l'ensemble du calcaire coquiller tombe à la puissance d'environ un pied. Ce muschelkak extrêmement réduit, prépare au facies anglais du trias qui montre le keuper reposant directement sur les grès bigarrés.

Les trois divisions du trias se retrouvent dans le quatrième district triasique d'Allemagne, celui de la Haute-Silésie, bien que chacune d'elles soit quelque fois très-peu développée. Le trias forme dans ce pays toute la plaine ondulée et les collines pouvant atteindre 400 mètres, qui s'étendent du pays d'Oppeln et de Kosel sur l'Oder, en direction E. jusqu'en Pologne, et sa richesse en matières minérales lui donne une grande importance économique. Des trois sous-divisions du trias, c'est le grès bigarré qui a la

moindre extension ; il est limité à une étroite bande au bord du muschelkalk et possède en moyenne 30, rarement 70 m. de puissance. Le muschelkalk forme un dos plat long de plus de 10 milles, large de 1 à 3 milles, qui s'étend de Krappitz, sur l'Oder, sur Carnowitz et Beuthen jusqu'à Olkusz en Pologne et auquel se rattachent latéralement de nombreux prolongements et des parties isolées paraissant des îles. Sa puissance s'élève à presque 200 m., dont environ 170 appartiennent au muschelkalk inférieur, 15 à l'étage moyen et 15 à l'étage supérieur. Le keuper, dans la Haute-Silésie, atteint 200 m. ; il est recouvert d'un manteau de diluvium et occupe une aire d'environ 100 milles carrés. Le trias est donc très-complétement représenté dans la Haute-Silésie ; dans la Basse-Silésie, au contraire, on ne trouve que le grès bigarré et le cal-

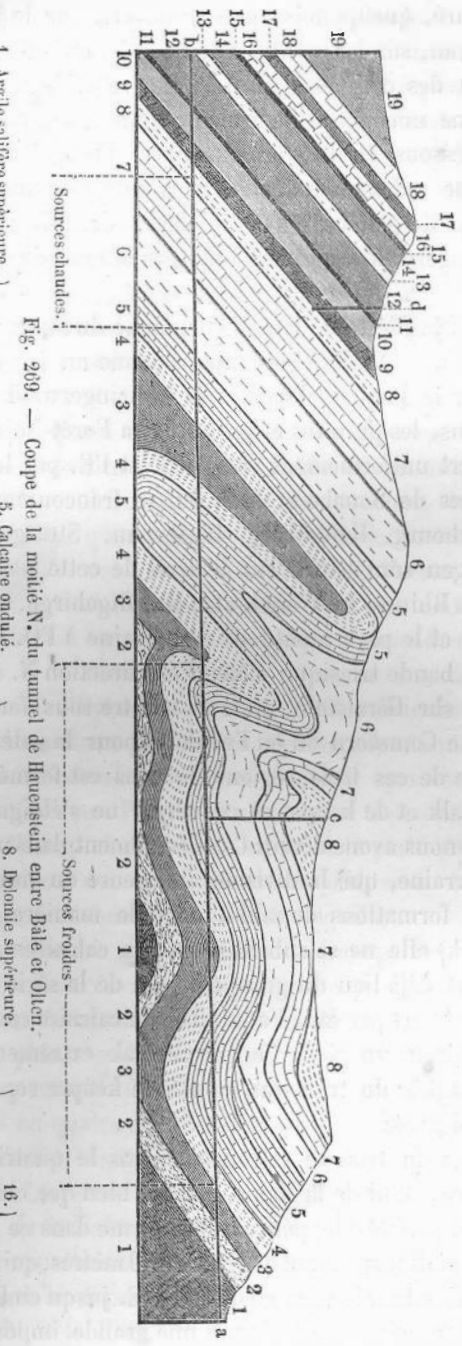


Fig. 269. — Coupe de la moitié N. du tunnel de Hauenstein entre Bâle et Olten.

caire coquiller, au bassin triasique de Lowenberg, Goldberg et Bunzlau, dont nous avons déjà parlé, sous forme d'une zone étroite intimement unie au zechstein.

Rapports de gisement du trias d'Allemagne. Les couches triasiques sont d'ordinaire régulièrement disposées en bassin, quelquefois presque complétement horizontales et elles n'ont subi de bouleversements importants, de redressements considérables ou de cassures qu'au voisinage des montagnes. La tranchée d'une route à Sulza en Thuringe nous présente une structure compliquée. Les couches du calcaire ondulé sont plusieurs fois brisées et plissées, phénomène qui se propage par des failles à plusieurs milles de distance vers l'O. et l'E. Il en est de même du Hauenstein où toutes les couches où l'étage supérieur des grès bigarrés, le muschelkalk et le keuper sont plusieurs fois plissés et même renversés jusqu'à ce qu'enfin, dans la partie S. du tunnel ils soient régulièrement recouverts par le jurassique inférieur (fig. 269).

Les complexes de couches triasiques ont très-souvent subi des dislocations considérables, principalement à proximité des montagnes ou des hauteurs dont le dernier soulèvement a été post-triasique; il s'est alors produit dans le trias voisin des failles, quelquefois très-étendues, parallèles à la ligne de soulèvement, par suite desquelles le muschelkalk ou même le keuper se sont enfoncés au niveau des grès bigarrés ou plus profondément encore. On observe très communément ces phénomènes dans la Thuringe dont le trias est traversé de fentes de dislocation assez parallèles au Thüringerwald et qui, à plusieurs reprises, a subi des bouleversements considérables.

Le trias des Vosges aussi est traversé d'une faille d'environ 15 milles de long. La partie de la montagne située à l'O. est si fort descendue, que la partie la plus inférieure du trias (le grès des Vosges) arrive à former la ligne la plus élevée de la montagne (fig. 270), tandis que la partie du

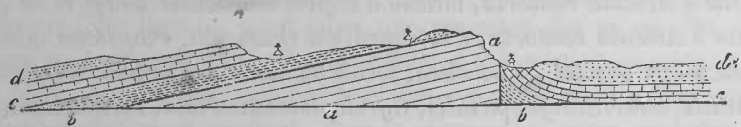


Fig. 270. — Coupe des Vosges.

a, Grès des Vosges; *b*, grès bigarrés; *c*, muschelkalk; *d*, keuper.

trias, à l'E. de la faille, restée à son niveau primitif, a subi, par le soulèvement du grès des Vosges, un certain redressement de ses couches. Zabern est situé sur le muschelkalk, mais le grès des Vosges la domine de plus de 200 m. Les couches triasiques qui reposent sur la partie soule-

vée des grès bigarrés, ont pris par suite une pente douce vers l'O. Presque tous les pays triasiques pourraient fournir des exemples de ces bouleversements de couches.

Roches éruptives des terrains triasiques. Si la période dyasique avait présenté des éruptions nombreuses et puissantes de porphyres et de mélaphyres, les terrains triasiques n'ont pas été traversés par les matières volcaniques et toute leur série est exclusivement sédimentaire. Aux âges suivants, d'ailleurs, les pays triasiques allemands ne furent que rarement le théâtre de ces éruptions : ce sont seulement le basalte et la dolérite en filons et en amas qui traversent le grès bigarré, le muschelkalk et le keuper et forment des dômes isolés à leur surface, ex. la dolérite néphélinique du Katzenbuckel, le basalte du Steinsberg près Heidelberg et de nombreuses pointes sur le versant S. du Thüringerwald comme le Steinburg à Suhl, le Gleichberg près Römhild, le Gébaberg près Meiningen, et dans la province du Rhin et les environs du Vogelsberg.

Trias d'Angleterre (nouveau grès rouge). En Angleterre, on n'observe que les parties supérieure et inférieure du trias et l'on n'y rencontre point le muschelkalk, le grès bigarré passant immédiatement aux marnes du keuper. Par suite de la pauvreté en fossiles de chacun de ces complexes de couches, une séparation nette entre le grès bigarré et le keuper n'est pas possible en ce pays.

L'équivalent anglais du grès bigarré allemand atteint 300 m. de puissance et est formé en prédominance d'argiles verdâtres et rougeâtres et de grès rouges enfermant çaet là des troncs silicifiés de Conifères. Comme en Allemagne, on trouve abondamment en Angleterre, par ex. à Storton-Hill, près Liverpool, des empreintes de pas de *Chirotherium*.

Le keuper commence en Angleterre par 150 mètres de marnes (en Cheshire et Lancashire plus de 500 m.) contenant *Posidonia* (*Estheria*) *minuta* et renfermant des dépôts lenticulaires ou des lits de gypse et de sel gemme : c'est la principale formation saline de la Grande-Bretagne. Au-dessus vient la zone à *Avicula contorta*, formée d'argiles schisteuses noires et de grès blancs à *Avicula contorta*, *Protocardium rhœticum*, *Posidonia minuta* et une mince couche, le bonebed, formé de dents et d'écailles d'*Hybodus plicatilis*, *Saurichthys apicialis*, *Gyrolepis teuuistriata*, *Termatosaurus*, tous fossiles identiques à ceux de la brèche osseuse de l'étage rhétien de l'Allemagne. Le lias inférieur repose en concordance sur ces couches.

LE NOUVEAU GRÈS ROUGE DANS L'AMÉRIQUE DU NORD.

Le *nouveau grès rouge* triasique a une étendue importante dans deux régions de l'Amérique du Nord : sur la pente E. des monts Alleghanies,

entre ceux-ci et l'Océan Atlantique, et dans les montagnes Rocheuses. Sur la côte atlantique il forme une bande étroite et allongée parallèle aux Alleghanics, remplissant les dépressions huroniennes et laurentiennes. Le triasique qui forme exclusivement les îles du prince Edward, dans le golfe Saint-Laurent, appartient à cette zone; il forme la côte O. de la Nouvelle-Écosse, la large vallée du Connecticut, s'étend en bande étroite par l'État de New-Jersey, de Pennsylvanie et le Maryland et se montre encore dans la Virginie et les deux Carolines sous forme de nombreuses éminences ou de bassins. Quoique réparti sur une ligne de 250 milles de longueur, le *nouveau grès rouge* conserve uniformes ses caractères pétrographiques. Partout il est formé de grès rouge brun qui passent, d'un côté, à des schistes subordonnés, d'un autre côté, à des conglomérats et renferment çà et là un banc de calcaire impur, ou bien, à Richmond en Virginie, et sur le *Deep River*, dans la Caroline du Nord, des sphærosidérites et des lits de houille. Ainsi, à Richmond, il contient quatre lits, dont le plus inférieur parfois atteint 20 mètres de puissance et quelquefois repose directement sur les gneiss laurentiens. Presque partout on trouve à la surface des couches, des sillons ondulés et des impressions de gouttes de pluie.

D'une manière générale, les restes organiques sont rares dans le *nouveau grès rouge* de l'Amérique du Nord. Les plantes que l'on y a recueillies sont des *Conifères* (Voltzia heterophylla), des *Cycadées* (Pterophyllum longifolium, Podozamites lanceolatus), des *Fougères* (Clathropteris, Pecopteris Stuttgartiensis) et des *Équisétacées* (Equisetum columnare); elles ont donc les caractères paléontologiques du keuper. Parmi les fossiles du trias américain, les débris de Vertébrés prédominent de beaucoup sur les autres et ils n'appartiennent pas seulement aux Poissons et aux Reptiles, car on a trouvé parmi eux les traces de pas de Mammifères, peut-être aussi d'Oiseaux qui, joints au Microlestes, représenteraient les plus anciens animaux à sang chaud qui aient habité la terre. Les Poissons (Catopterus, Ischypterus), sont des Ganoïdes à queue faiblement hétérocerque; les Reptiles n'ont laissé que rarement des os ou des dents (Bonebed de Phœnixville en Pennsylvanie), d'ordinaire on ne retrouve que les traces de leurs pas. Celles-ci semblent en partie avoir appartenu aux Labyrinthodontes et oscillent, pour la dimension, entre quelques millimètres et 0,52; on les a rapportées à cinquante espèces différentes. La plus colossale est celle de l'*Otozoum Moodii* dont les pieds de derrière mesuraient 0,52. Ce Reptile, semble-t-il, marchait comme un bipède sur les membres postérieurs et ne posait pas souvent sur le sol ses membres antérieurs, car on n'en rencontre que rarement les traces. D'autres empreintes de trois doigts, très-nombreuses, ont été rapportées à trente et

une espèces d'Oiseaux. Certaines d'entre elles ont environ 0,63 de longueur (Brontozoum giganteum, fig. 271), de sorte que, devant leur profondeur, leur distance les unes des autres, on a dû conclure qu'elles étaient produites par des êtres gigantesques dont la taille dépassait environ quatre fois celle de l'Autruche et dépassait le Dinornis de la Nouvelle-Zélande lui-même. Un maxillaire inférieur trouvé dans le trias de la Caroline du Nord (Dromatherium sylvester, *Emmons*) appartient aux *Marsupiaux* comme le Microlestes de Stuttgart.

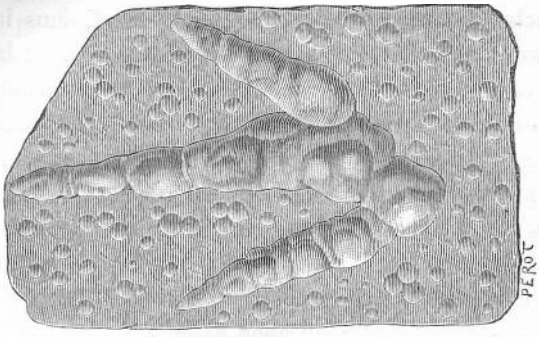


Fig. 271. — Empreinte d'un pied de Brontozoum (Ornitichnites) et empreintes laissées par des gouttes de pluie triasique.

Le *nouveau grès rouge* de l'Amérique du Nord est traversé de roches éruptives et en général ses gisements mêmes les plus petits, les plus isolés, sont accompagnés de *diorites* et de *mélaphyres*. L'éruption de ces roches a eu lieu à la période triasique, de sorte qu'elles ont traversé les horizons inférieurs du *nouveau grès rouge* pour s'épancher en manteau au-dessus d'eux, mais la sédimentation qui se continuait les a recouvertes. Ces roches se distinguent par leur structure en colonnes et par leur richesse en minéraux. C'est aux diorites que la vallée du Connecticut doit en partie sa beauté et les célèbres palissades du fleuve Hudson, au-dessus de New-York, sont dues à l'affleurement d'un dépôt de diorite partagé en colonnes de 150 mètres de haut (fig. 272). Comme nous venons de le

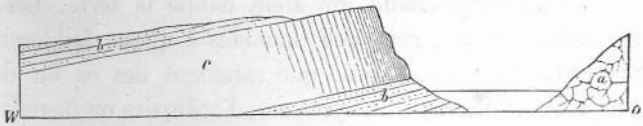


Fig. 272. — Coupe des palissades au-dessus de New-York.

a, Gneiss laurentien syénitique; *b*, nouveau grès rouge triasique; *c*, diorite en colonnes de 150 mètres de hauteur.

dire, les diorites sont accompagnées de nombreux minéraux tantôt disposés sur les faces des fentes comme l'apophyllite et la dalothide de Bergenhill, près New-York, qui ornent toutes les collections, la zéolithe du cap Blomingdon dans la Nouvelle-Écosse, le cuivre et l'argent natifs, les minerais de cuivre du New-Jersey, — tantôt remplissant les fentes qui

traversent le nouveau grès rouge voisin au contact de la diorite, comme les filons de spath pesant du Connecticut.

Il en est de même de la zone atlantique du *nouveau grès rouge*. La formation regardée comme triasique qui affleure de ce côté du Mississipi est formée de grès couleur de brique et de marnes ; elle est riche en amas de gypse et recouvre une vaste surface sur la pente E. des Montagnes Rocheuses en discordance avec les couches permiennes ; le jurassique la surmonte. Cette situation rend vraisemblable l'opinion admise sur l'âge de ces couches, quoique l'on y ait point trouvé jusqu'ici d'autres restes organiques que des bois de Conifères. Enfin il faut mentionner ici qu'à l'extrême O. de l'Amérique du Nord, dans la Sierra-Nevada, on rencontre des calcaires avec des fossiles du trias alpin.

TRIAS DES ALPES.

Il résulte de ce que nous venons d'exposer que le trias, en chacun des points où il apparaît, a un facies différent. Il se caractérise en Allemagne par cette division si nette en trois étages qui lui a valu son nom ; en Angleterre, les horizons supérieurs et inférieurs existent seuls et le muschelkalk est absent ; — dans l'Amérique du Nord on ne peut guère plus trouver de division de *nouveau grès rouge* analogue à celle du trias normal, son équivalence avec le trias supérieur d'Allemagne n'étant indiquée que par un petit nombre de fossiles communs. Mais c'est surtout dans les Alpes que le trias devient aberrant aussi bien au point de vue pétrographique qu'au point de vue paléontologique. Il y a plus de cinquante ans que l'existence du muschelkalk dans les Alpes est démontrée, mais bien des études seront encore nécessaires avant que la lumière soit faite sur les systèmes de couches inférieures à ce niveau et principalement sur les couches sus-jacentes. Benecke, Emmrich, Escher von der Linth, Fötterle, Gümbel, von Hauer, von Klipstein, Laube, Lippold, de Mojsisovics, Peters, von Richthofen, Stachs et Suess ont beaucoup étudié cette région. Indépendamment des nombreux accidents qu'ont subi les dépôts, de leurs relations extrêmement compliquées et de leur dissemblance complète en des points rapprochés, abstraction faite de ce que le keuper allemand est une formation de rivage et de golfe de puissance faible, tandis que les trias supérieur des Alpes est un dépôt de haute mer épais de plusieurs milliers de pieds, le terrain qui nous occupe est très remarquable en ce qu'il nous présente, en certaines de ces divisions, des organismes vraiment *paléozoïques* que l'on tenait pour éteints depuis longtemps, à côté des restes d'un monde *mésozoïque* typique qui semble être apparu là prématurément (Orthoceras, Nautilus, Goniatites, Cératites,

Ammonites, Belemnites), chose que jusqu'ici l'on croyait impossible. Il résulte des observations géologiques les plus récentes, que les divisions du trias d'Allemagne ne se peuvent retrouver qu'artificiellement dans ces formations alpines : si le muschelkalk et le grès bigarré des Alpes ont une certaine ressemblance avec les mêmes terrains en Allemagne, la formation côtière du keuper d'Allemagne est remplacée dans les Alpes par sept groupes de couches avec une riche faune marine dont le facies varie avec les localités.

Le *grès bigarré* possède dans les Alpes à peu près le même caractère qu'ailleurs ; jusqu'à sa division supérieure il est pauvre en fossiles ; celle-ci présente des restes d'animaux marins.

Le *muschelkalk* des Alpes comme celui de l'Allemagne du Nord et du Centre contient : Ceratites enodis, Ceratites nodosus, Ammonites luga-

DIVISION DU TRIAS ALPIN

<table>
<tr><th></th><th>VORARLBERG.</th><th>BAVIÈRE et Nord du Tyrol.</th><th>BERCHTESGADEN et Salzkammergut.</th><th>BASSE-AUTRICHE.</th><th>RAIBL.</th></tr>
<tr><td>RHÉTIEN</td><td colspan="5">Couches de Kössen (couches à Gervillia, couches à
Dolomie et calcaire à dalles de</td></tr>
<tr><td rowspan="3">KEUPER MOYEN.</td><td rowspan="3">Couches de Lüner avec gypse.</td><td>Rauchwacke et gypse.</td><td rowspan="3">Couches à Cardita.</td><td>Couches d'Opponitz.</td><td>Couches de Torrer</td></tr>
<tr><td>Oolithe à Cardita</td><td>Couches de Lunzer avec les Végétaux du grès à Calamites</td><td>Couches de Bleiberg à Ammon. floridus.</td></tr>
<tr><td>Grès de Lunzer. Couches à Halobia.</td><td>Schistes à Halobia. rugosa.</td><td>Couches à Myoph. Keferst.</td></tr>
<tr><td>LIGNITES ARGILEUX.</td><td>Calcaire d'Arlberg (de Richtofen)</td><td>Calcaire de Wetterstein. Intercalations de couches de St-Cassian dans le calcaire de Wetterstein.</td><td>Calcaire de Hallstadt. Couches de Zlambach. Calcaire de Reichenhall. Terrain salin (de Mojsisovics).</td><td>Couches à Ammonites Aon (pro-parte) couches de Gössling.</td><td>Schistes à Poissons et à Plantes. Calcaire à minerai. Tufs d'eau chaude avec fossiles de St-Cassian.</td></tr>
<tr><td>CALCAIRE de Friedrichshall.</td><td>Couches de Partnach.</td><td>Couches de Partnach.</td><td>Couches à Daonella de Aussee. Calcaire de Pötsch (v. Mojsisovics.)</td><td>Couches de Gössling (couches à Daonella.)</td><td></td></tr>
<tr><td>CALCAIRES ondulés</td><td colspan="5">Calcaire de Reccaro, Calcaire de Virgloria à Dadocrinus gracilis,</td></tr>
<tr><td>ROTH.</td><td colspan="5">Couches de Werfen ; y compris les couches inférieures de Guttenstein ; a, Couches de Seiss</td></tr>
<tr><td>GRÈS bigarré.</td><td colspan="5">Grès de Gröden ;</td></tr>
</table>

nensis, Terebratula vulgaris, Spirifer fragilis, Spiriferina hirsuta, Halobia Bergeri (Moussoni). Le *keuper* est tout autrement développé dans les Alpes que dans l'Allemagne du Nord et du Centre. Tandis qu'il est formé ici en prédominance de roches sableuses, marneuses et argileuses, les sédiments calcaires et dolomitiques se sont développés dans les Alpes et ont acquis une puissance si énorme, que les intercalations de grès et d'argiles sont presque disparues, bien que, au point de vue géologique, ils aient une grande importance comme horizons dans le trias supérieur. En opposition avec les autres districts triasiques, celui des Alpes nous présente une faune marine d'une richesse de formes imprévue représentée par de nombreux Poissons, Crustacés, Céphalopodes, Gastéropodes, Bivalves, Échinodermes et Coraux. Nous avons déjà fait remarquer que tandis que

D'APRÈS H. EMMRICH.

IDRIA.	VÉNÉTIE.	S. DU TYROL à l'E. de l'Adige.	S. DU TYROL à l'O. de l'Adige.	LOMBARDIE.
Avicula contorta) et calcaires de Dachstein.				
Gumbel, Dolomia media.				
Couches de Raibl à Myoph. Kefersteini.	Couches de Raibl.	Couches de Sainte-Croix.		Couches raibliennes de Gorno et et de Dossena.
Couches de Lunzer.		Couches de Raibl à Myoph. Kefersteini. (plateau de Schlern.)		
Schistes de Reingraben.				
Dolomie.	Couche de Hallstadt. et dolomie.	Dolomie de Schlern.	Dolomie.	Calcaire d'Ardese (calcaire d'Esino de Hauer).
Tufs à Daonella Lommeli et couches avec fossiles de St-Cassian.	Grès du Keuper.	Couches de St-Cassian.		Couches à Daonella et Tufs (St-Cassian.)
	Couches à Daonella et tufs.	Calcaire de Buchenstein (v. Richthofen.) Couches de Weng couches à Daonella.	Couches à Daonella.	
Retzia Trigonella, Spirifer Mentzeli, etc. En outre, Dolomie de Mendola.				
à Posidon. Claræ ; *b*, couches de Campill à Naticella costata, Ceratites Cassianus.				
couches de Werfen (proparte).				

le dépôt de tout le trias allemand s'était effectué sans éruption volcanique, le fond de la mer triasique des Alpes était le théâtre de grands épanchements de laves et de puissantes formations de tuf.

D'après Mojsisovics on peut distinguer deux facies principaux dans le trias des Alpes, par conséquent deux régions fauniques : la *province jurassique* qui enferme le petit pays triasique de Salzkammergut et la *province méditerranéenne* qui comprend ainsi la plus grande partie du terrain qui nous occupe. Les deux séries diffèrent entre elles principalement par le développement du keuper inférieur (étage norique).

Dans la description que nous allons donner du trias des Alpes, nous suivrons l'exposition qui en a été faite par Emmrich, modifiée en quelques points par Mojsisovics, nous reportant au tableau précédent donné par ce géologue, bien qu'il ne concorde pas tout à fait, pour le parallélisme des couches isolées, avec celui de Mojsisovics.

a, TRIAS ALPIN INFÉRIEUR.

1. *Grès bigarré* (couches de Gröden, de Richthofen, couches de Werfen de Hauer) par ses caractères pétrographiques et le manque de restes organiques, cet étage concorde avec le grès bigarré typique ; on le trouve de chaque côté de la chaîne centrale, comme base de la montagne calcaire ; elle n'occupe une aire étendue que dans la région de l'Adige.

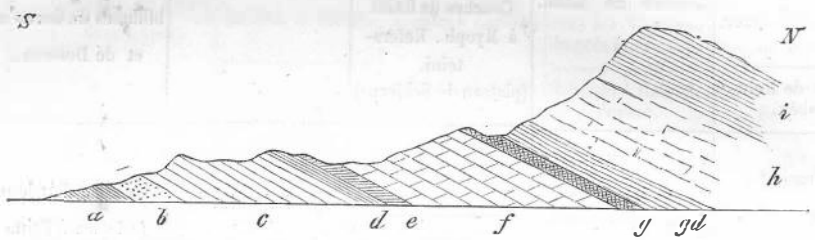


Fig. 273. — Coupe du trias alpin à Saalfeld (Steinern Meer), d'après Mojsisovics.

a, *Grès bigarré*, couches rouge de Werfen ; *b*, Rauchwacke et calcaire sombre à Nat. costata, calcaire de Guttenstein ; *c* et *d*, *Calcaire ondulé*, calcaire de couleur sombre, calcaire de Virgloria ; *e*, Calcaire rouge à dalles ; *f* Calcaire blanc de Wetterstein ; *g*, Couches à Cardita, dolomie des couches à Cardita ; *h*, *Rhétien*, calcaire corallin ; *i*, Calcaire de Dachstein.

2. *Röth* (*couches de Guttenstein*, couches de Werfen proparte, couches de Seiss et de Campill).

Les caractères pétrographiques et paléontologiques de ce système de couches ont une grande ressemblance au nord et au sud de la chaîne centrale des Alpes. En général il est formé de schistes sableux, rouges et gris verdâtres, riches en mica et d'argiles schisteuses bigarrées

dans lesquelles s'intercalent des amas de gypse et de sel gemme. Sur le côté nord des Alpes comme dans la Basse-Autriche, des calcaires de couleur sombre traversés de veines de spath calcaire blanc (calcaire de Güttenstein) alternent avec les vrais schistes du Röth et appartiennent en conséquence à cette dernière formation. Les fossiles caractéristiques du Röth sont : Ceratites Cassianus, Turbo rcticostatus, Naticella costata, Pecten discites, Spondylus comtus, Avicula venetiana, Mytilus eduliformis, Posidonia Claræ (fig. 274), Myacites fassaensis, Myophoria costata, Lingula tenuissima, Rhizocorallium Jenense.



Fig. 274. — Posidonia Claræ.

Sur la pente sud des Alpes, les couches du Röth se laissent subdiviser en deux groupes, les *couches de Peiss* à Posidonia Claræ et les *couches de Campill* à Naticella costata et Ceratites Cassianus.

b, TRIAS ALPIN SUPÉRIEUR (MUSCHELKALK ET KEUPER)

1. *Groupe inférieur du trias supérieur* (calcaire ondulé, groupe anhydritifère).

1) *Calcaire ondulé*, calcaire de Virgloria, calcaire de Reccaro, couches de Gössling).

Calcaires à dalles de couleur sombre, durs, à surfaces ondulées, riches en bitume et en silice, rarement des marbres bigarrés ou de couleur rouge clair. Les restes organiques les plus importants sont : Dadocrinus gracilis, Encrinus liliiformis, Rhynchonella decurtata, Terebratula vulgaris, Spiriferina Mentzeli, Ammonites (Ceratites) binodosus, Ammonites Studeri (fig. 275). Beaucoup de ces fossiles sont identiques à ceux du vrai calcaire ondulé d'Allemagne ; comme espèces communes il faut encore citer : Pecten discites, Lima striata, Gervillia socialis, Myophoria vulgaris, Myophoria cardissoïdes, Natica gregaria, Ammonites dux, Ammonites Luganensis, etc. C'est surtout la faune de Reccaro : en d'autres localités on trouve de nombreuses Ammonites et Ceratites étran-

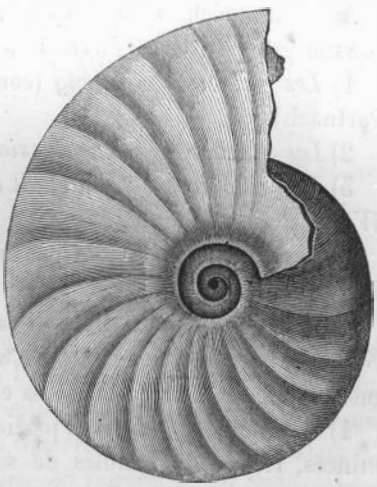


Fig. 275.
Ammonites Studeri.

gères à l'Allemagne, les premières ayant parfois un aspect liasique : ces fossiles sont accompagnés de Nautiles et d'Orthocératites.

Beneke a partagé le calcaire ondulé de Reccaro en deux horizons, l'inférieur à Dadocrinus gracilis et le supérieur à Brachiopodes.

2. *Dolomie de Mendola.* Dolomie compacte, largement répartie dans le sud du Tyrol avec Ammonites et Coraux mal conservés. C'est un équivalent du groupe de l'anhydrite.

Le grès bigarré des Alpes et le calcaire ondulé forment une zone interrompue seulement en certains points sur les deux côtés des Alpes centrales. Entre ces zones N. et S. on voit quelques traînées transversales coupant les Alpes, érodées en différents points comme le pont triasique des monts Rhaatikon et des Alpes d'Ortler, celui du Radsttattertauern et celui du Wippthal.

II. *Groupe moyen du trias alpin supérieur.* (Groupes norique et carnique). La variété des caractères pétrographiques et paléontologiques se développe considérablement dans ce groupe. Tandis que les fossiles caractéristiques et surtout les formes du trias allemand disparaissent, de nouveaux types atteignent le maximum de leur développement, comme les Halobia (Daonella de Mojsisovics) les Cassianella, les Cardita, les Ammonites des types *globus* et *tornatus* et les espèces voisines de l'Ammonites Aon les baguettes bilatérales de Cidaris et les Coraux. A cette époque commence aussi à se manifester une grande activité volcanique sous-marine.

Avec Emmrich, comme nous avons fait jusqu'ici, nous comprenons dans le groupe moyen du trias supérieur :

1) *Les couches de Weng* (couches à Halobia (Daonella) couches de Partnach).

2) *Les couches de Saint-Cassian*, terrains salins du Salzkammergut.

3) *Les calcaires de Hallstadt* et la *dolomie de Schlern* ; *calcaire de Wetterstein* de Gümbel.

4) *Les couches de Raible* (couches à Cardita, couches de Lüner, couches de Reingraben).

Nous suivrons cette division dans deux coupes prises l'une à la pente N. des Alpes, l'autre à la zone triasique S. et commencerons par les montagnes de la vallée de Fassa et à l'O. de la Vénétie.

1) *Couches de Weng* à la partie inférieure, calcaires noirs en plaques minces, riches en nodules de silex corné (*calcaires de Buchenstein*, Richth., *calcaires du Potschen*, Moj.) avec Halobia Lommeli et de nombreuses Ammonites du type de l'Amm. *globus*. Limitées aux versants des Alpes de Seiss, à Groden, Buchenstein, au Potschen.

Sur les Alpes de Seiss, suivent des schistes de couleur sombre, des calcaires siliceux, des grès et des schistes tuffacés, avec une formation puis-

sante de porphyre augitique; les schistes contiennent beaucoup de Halobia (Daonella) Lommeli, d'où leur nom de *couches à Halobia*, couches à

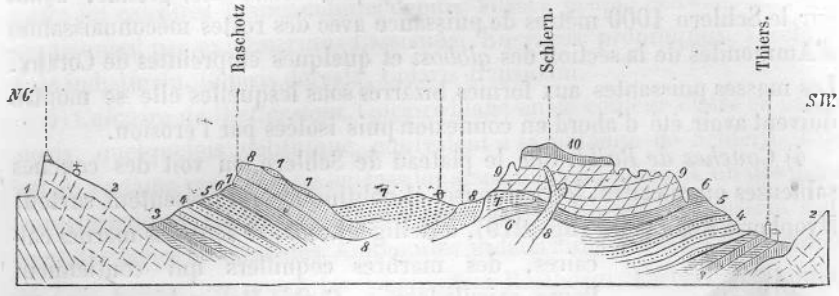


Fig. 276. — Coupe du trias par le mont de Schlern.

1 Schistes argileux micacés.
2 Porphyre quarzifère. } Dyas.
3 Grès rouge. }
4 Couches de Seiss, grès bigarré.
5 Couches de Campill. Röth.
6 Muschelkalk.
7 Couches de Weng.
8 Porphyre augitique. } Keuper.
9 Dolomie de Schlern. }
10 Couche de Raibles. }

Daonella de Mojsisovics, et en outre Ammonites aon, Posidonomya Wengensis.

A la partie supérieure il y a un calcaire gris avec Encrinus Cassianus (*calcaire de Cipit* de Richthofen.

2) *Couches de Saint-Cassian.* Tufs volcaniques avec intercalations de



Fig. 277. — Halobia Lommeli, Wism.

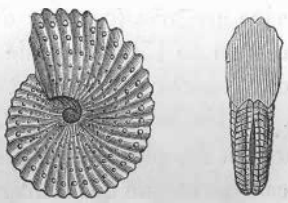


Fig. 278. — Ammonites Aon.

marnes et de calcaires marneux oolithiques. Dans ces couches on trouve dans les Alpes de Seiss et surtout sur le Prelongeiberg une grande quantité de fossiles en parfait état de conservation, parmi lesquels Laube a décrit 37 Ammonites, 3 Orthoceras, 205 Gastéropodes, 70 Acéphales, 33 Brachiopodes, 29 Echinides, 10 Crinoïdes, 42 Coraux et 36 Spongiaires, population spéciale qui remplit la lacune entre les faunes paléozoïques et les faunes mésozoïques. Quelques-uns de ses principaux représentants sont : Orthoceras elegans, Ammonites aon, Ammonites Eryx, Bellerophon nautilinus, Monodonta Cassiana, Macrocheilus obovatus, Phasianella Bronni, Murchisonia Blumi, Nucula lineata, Nucula strigilata, Gervillia

angusta. Cassianella gryphœata, Cardita crenata, Productus (Koninckina) Leonardi, etc.

3) *Dolomie de Schlern.* Dolomie typique, cristalline, grenue, ayant sur le Schlern 1000 mètres de puissance avec des restes méconnaissables d'Ammonites de la section des *globosi* et quelques empreintes de Coraux. Les masses puissantes aux formes bizarres sous lesquelles elle se montre doivent avoir été d'abord en connexion puis isolées par l'érosion.

4) *Couches de Raibl.* Sur le plateau de Schlern on voit des couches sableuses ou calcaires, ferrugineuses et oolithiques qui présentent surtout Myophoria Kefersteini (fig. 279), à Heiligenkreuz, se sont des marnes calcaires, des marbres coquillers qui contiennent Perna aviculæformis, Corbis Mellinghi, et par conséquent les fossiles caractéristiques des couches supérieures de Raibl.

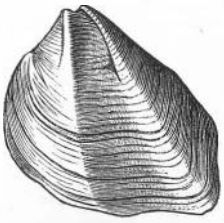


Fig. 279. — Myophoria Kefersteini.

Le groupe des couches de Raibl est beaucoup plus riche en fossiles et atteint une puissance plus considérable dans cette localité que sur le Schlern. Il est surmonté de schistes qui contiennent des Poissons et des Plantes, (équivalents aux schistes à Ammonites Aon et aux calcaires de Hallstadt).

a) Schistes marneux et calcaires avec Myophoria Kefersteini (fig. 279), et Bairdia.

b) Calcaires noirs à Ammonites floridus, Ammonites Joannis Austriœ et Spirigerina gregaria (*couches de Bleiberg*).

c) Dolomie de 150 mètres de puissance suivie de marnes d'un jaune brun, de calcaires brun-noir et de marbre coquiller avec Perna aviculæ formis, Corbis Mellinghi, Pecten Helli, Myophoria Whatleyœ, Corbula Rosthorni et Anoplophora Münsteri. Ce dernier est en même temps le fossile caractéristique des *couches de Lehrberg*, du keuper d'Allemagne ; c'est un point de départ précieux pour établir le parallélisme de ces couches.

Sur le côté N. des Alpes, la série de couches correspondantes aux groupes norique et carnique est divisée de la manière suivante d'après le facies qu'elle montre en *Bavière* et dans le N. du Tyrol.

1) *Couches de Partnach* (couches à Halobia ou couches à Daonella) complexes de schistes marneux, de couleur sombre, souvent micacés, d'argiles schisteuses noires et de calcaires à dalles de couleur sombre, contenant des silex cornés, avec des grès à la partie supérieure ; ceux-ci avec Calamites arenaceus, Equisetum columnare, Pterophyllum longifolium, les schistes, avec Halobia Lommeli et Bactryllium Schmidti. Ces couches équivalentes aux couches à Halobia du sud se laissent suivre depuis

Vaduz jusqu'au pays d'Innsbrük. En certains points elles atteignent une puissance de plus de 100 mètres.

2) *Marnes avec les fossiles des couches de Saint-Cassian.* Dépôts entre les calcaires blancs connus depuis Vilseck jusque Schwansee. Elles contiennent par ex. Encrinus Cassianus, Encrinus propinquus, Terebratula indistincta, Cidaris dorsata, Cidaris Hausmani,

3) *Calcaire de Wetterstein.* Calcaire blanc ou de couleur claire en bancs épais, quelquefois oolithique, équivalent à la dolomie de Schlern. Elle est en certains points riche en fossiles assez mal conservés. L'un des plus caractéristiques est le *Dactylopora annulata*, les Coraux remplissent souvent des bancs entiers; des Ammonites indéterminables sont fréquentes et l'on connaît en outre les Chemnitzia Rosthorni, Escheri et eximia, Ammonites Jarbas, Monotis salinaria. Le calcaire de Wetterstein forme les monts de Zug, de Weterstein et de Karwandel, les montagnes calcaires de la vallée de l'Inn près Innsbrück.

Plus à l'E, à *Berchtesgaden* et *Hallein* comme dans le *Salzkammergut*, les couches de Saint-Cassian sont représentées par les couches de Zlambach et les calcaires de Wetterstein, par conséquent aussi la dolomie de Schlern, par les *calcaires de Hallstadt*. Ceux-ci sont d'ordinaire de beaux marbres rouges bigarrés ou jaunes, de nature homogène, comme à Berchtesgaden, Hallein, Hallstadt et Aussee, où ils sont en même temps extrême-

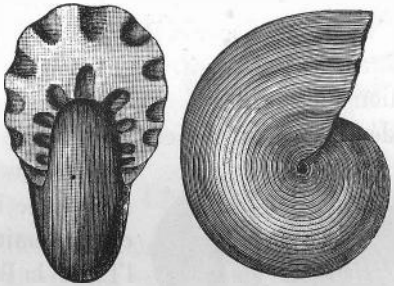


Fig. 281. — Ammonites tornatus.

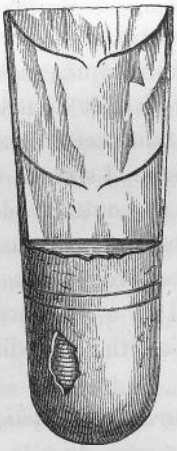


Fig. 280. — Orthoceras dubium.

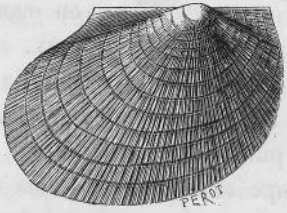


Fig. 282. — Monotis salinaria.

ment riches en fossiles, parmi lesquels on peut citer : Orthoceras alveolare, reticulatum et dubium (fig. 280). Ammonites tornatus (fig. 281) Ammo-

nites galeatus, Metternichi et Jarbas, Monotis salinaria (fig. 282). Il faut cependant remarquer que ces Orthoceras ont été considérés par Mojsisovics comme la garde d'une Bélemnite qui était pourvue d'un long phragmocone, et appelées du nom de *Aulacoceras*.

4) *Groupe des couches à cardita crenata*, équivalent aux couches de Raibl du versant S. des Alpes.

Sur le côté N. des Alpes on peut établir les divisions suivantes dans le groupe des couches à Cardita crenata :

a) *Schistes à Halobia* (ou schistes de Reingraben) argiles ligniteuses avec Halobia rugosa et Ammonites floridus (fig. 283) correspondant aux couches de Bleiberg du côté S. des Alpes.

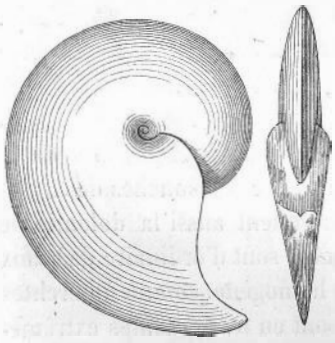


Fig. 283. — Ammono irisfltedus.

b) *Grès de Lunzer*, gris verdâtre, finement micacé avec débris végétaux comme Equisetum columnare, Pterophyllum Jœgeri, Pecopteris Stuttgartiensis, avec des lits de houille exploitables à l'E. (Equivalent du grès à Calamites d'Allemagne).

c) *Les couches à Cardita* proprement dites, équivalentes aux couches de Torer et aux *couches d'Opponitz* de Raibl et de la Basse-Autriche. Oolithe coquillère remplie de Cardita crenata (fig. 284) Pecten Helli, Corbis Mellinghi, Corbula Rosthorni, Ammonites floridus.

d) *Rauchwake jaunâtre*, gypse et glaises, passant à la dolomie de la formation suivante.

Le développement de ce complexe de couches concorde du Vorarlberg jusque dans le Salzkammergut, en tant du moins que l'oolithe à Cardita crenata reste en prédominance par toute cette étendue. A l'E. de la Haute-Autriche et surtout dans la Basse-Autriche, il y a au contraire des grès en couches puissantes contenant des Végétaux, entre lesquels on trouve des lits de houille exploitables. Il n'y a pas trace ici de rauchwake ni de gypse qui restent limités à l'O; l'oolithe à Cardita perd aussi de sa puissance.

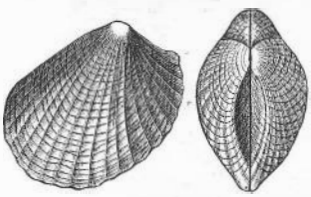


Fig. 284. — Cardita crenata.

III. *Groupe supérieur du trias alpin supérieur. Etage rhétique.* Ce groupe est principalement formé de dolomies recouvertes au côté N. des Alpes par des dépôts marno-argileux de puissance relativement moindre : les *couches de Kössen*. A l'intérieur des Alpes, celles-ci sont remplacées par une formation de mer profonde, le *calcaire de Dachstein*, de sorte que

ce calcaire et les couches de Kössen ne sont que des facies différents d'une même formation qui, cependant, peuvent exceptionnellement être superposées par suite d'oscillations. D'après cela le trias alpin supérieur se partage en :

1) *Dolomie principale* passant aux *calcaires à dalles* à la partie supérieure. Dolomie finement grenue qui se montre avec une telle épaisseur, qu'elle forme le plus puissant complexe de couches des Alpes d'Allemagne et du Nord de l'Italie. Elle est très-pauvre en fossiles contenant seulement çà et là quelques restes de Poissons (Semionotus, Lepidotus, Pholidophorus); à sa partie supérieure, comme nous venons de le dire, elle passe aux calcaires à dalles de couleur grise qui sont souvent remplis de moules de petits Gastéropodes (Rissoa alpina).

2) *Calcaire de Dachstein* et *couches de Kössen* comme formation synchrones de mer profonde et de mer littorales

Le calcaire de Dachstein forme le sommet de beaucoup de plateaux dolomitique. alpins renommés par leur aridité. C'est un calcaire pur, compacte, de couleur sombre rempli de Megalodus triqueter et, dans certains bancs, de Coraux et de Foraminifères de mer profonde. Dans les points où les marnes de Kössen ne se sont pas formées, la dolomie et le calcaire à dalles se fondent avec le calcaire de Dachstein pour former la masse colossale des montagnes de Dachstein, de Göhl, de Stein, de Watzmann et de Reutalp.

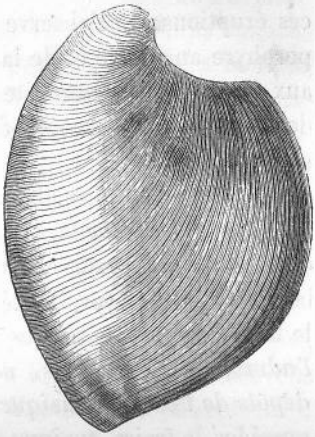


Fig. 285. — Megalodus triqueter.

Les couches de Kössen (Hauer; couches à Gervillia d'Emmrich, zone à Avicula contorta d'Oppel, Keuper coquiller supérieur et calcaire de Dachstein de Günbel). Marnes et argiles schisteuses calcaires riches en fossiles, auxquelles sont intercalés des petits bancs d'un calcaire gris sombre en quantité innombrable. Ceux-ci sont riches en Bivalves et Brachiopodes, principalement Gervillia inflata et prœcursor, Avicula contorta, Cardium rhœticum, cloacinum et austriacum, Pecten Valoniensis, Terebratula gregaria, Spirigera oxycolpos, Spirifer uncinatus. Les formes rameuses des Lithodendron sont aussi très-fréquentes.

Sur les couches de Kossen, en beaucoup de localités alpines, repose le lias inférieur, la zone à Ammonites planorbis.

Roches éruptives du trias alpin. En opposition marquée avec l'absence d'éruptions volcaniques contemporaines du trias normal d'Allemagne, a formation alpine correspondante est riche en roches qui ont fait éruption

pendant la période triasique. Ces manifestations du feu central ont été particulièrement répétées dans le Sud du Tyrol. Là les membres de la série des couches triasiques sont traversés de *porphyre augitique* qui apparaît (Alpes de Seiss) sous forme d'un filon-couche puissant et d'innombrables petits filons, ou bien (Latemar) en vrais filons épais, quelquefois nettement divisés en colonnes et très-souvent accompagnés de dépôts de tufs et de brèches. Le *mélaphyre* ne traverse pas seulement en filons le trias inférieur, mais encore le porphyre augitique et il s'étale à Predazzo en un massif étendu. La *monzonite* forme la masse du Monzoni dans lequel le *granite tourmalinique* envoie de très-nombreux petits filons, enfin la *porphyrite* est la roche éruptive la plus récente de ce terrain elle le traverse en filons isolés.

Le phénomène de la transformation en marbre blanc, quelquefois grossièrement cristallin, du calcaire compacte du trias est en connexion avec ces éruptions; on l'observe presque partout au contact du mélaphyre, du porphyre augitique et de la monzonite. Dans le marbre triasique formé aux dépens de la monzonite on trouve, comme produits de métamorphose, des cristaux de grenat, de vésuvienne, de spinelle et de gehlenite. (Voy. p. 301).

Depuis que le trias alpin est plus exactement connu, on a trouvé des formations de même facies, contenant quelquefois des espèces identiques dans la Sierra-Nevada en Californie, au Spitzberg, dans la partie nord de la Sibérie, à la Nouvelle-Zélande et dans l'Himalaya. L'on voit par là que le facies alpin du trias *n'est nullement une formation locale, comme on l'admmettait autrefois, mais bien plutôt le représentant normal des dépôts de l'océan triasique*. Le trias allemand, au contraire, au lieu de posséder le facies typique ne représente qu'un facies local, une formation de rivage, de baie et de mer intérieure. Le trias alpin est au trias allemand ou anglais ce que sont l'un à l'autre le calcaire carbonifère et le culm, le vrai dévonien et le *vieux grès rouge*.

JURASSIQUE.

Une nouvelle faune d'une grande richesse apparaît avec le commencement du jurassique, et les espèces qui la représentent, quoique moins bizarres dans leurs formes que les animaux des périodes palézoïques, appartiennent cependant à des types différents de ceux de la création actuelle. Les *Bélemnites* se montrent en quantité, les *Ammonites* jusque-là relativement rares atteignent un énorme développement et surpassent tous les autres habitants de la mer par le nombre de leurs individus, la variété de leurs

formes et l'ornementation de leur coquille. Les *Coraux* réalisent le type récent et déploient une grande activité dans la construction des récifs, les *Spongiaires marins*, les *Oursins*, de nombreux *Mollusques*, surtout les Gastéropodes, parmi lesquels les Nérinées et les Strombidées, en outre, les Trigonies, les Pholadomies et les Bivalves ostréiformes (Ostrœa, Gryphea, Exogira), acquièrent une grande abondance et une répartition très-vaste. Les Décapodes macroures typiques apparaissent pour la première fois en grand nombre. Les Poissons ne sont plus représentés, il est vrai, par les Hétérocerques si caractéristiques des âges précédents, mais ils appartiennent tous à des genres détruits et sont limités aux Ganoïdes et aux Cartilagineux, tandis que les Téléostéens, qui forment la grande masse des Poissons actuels, sont encore étrangers au jurassique, si l'on ne veut considérer les nombreux représentants des genres *Leptolepis* et *Thrissops*, dont les empreintes recouvrent souvent en grand nombre la surface des couches du jurassique supérieur, comme les plus anciens représentants des Poissons osseux. Entre tous les habitants des mers de cet âge, deux Sauriens, l'*Ichthyosaure* et le *Plésiosaure*, se font remarquer par l'étrangeté de leur forme et leur taille gigantesque ; ils ne pouvaient quitter la mer. Par leur tête de Crocodile, leurs vertèbres de Poissons et leurs membres disposés pour la natation, ils réunissaient certains caractères des Poissons avec ceux des Lézards (types collectifs).

Mais les continents avaient enrichi leur faune comme l'Océan. Nous avions vu à la période carbonifère les débuts d'une faune terrestre, quelques Batraciens, auxquels s'étaient ajoutés au cours de l'âge dyasique, quelques Lézards écailleux (Thécodontes), et à la fin du trias nous avons rencontré les très-rares débris des premiers Mammifères (Microlestes). Au jurassique, on voit déjà, au lieu des Labyrinthodontes, de vrais Gavials et Crocodiles (Teleosaurus, Geosaurus, Mystriosaurus) et des Ptérodactyles auxquels s'ajoutent des Chéloniens de marais et de fleuves et enfin, un nombre assez important de Vertébrés à sang chaud des deux classes, *Oiseaux* et *Mammifères*. Les Arthropodes sont assez bien représentés, en outre des Crustacés, par des Libellules, des Lépidoptères, des Orthoptères, des Coléoptères et des Araignées. Si l'on considère maintenant que, déjà au jurassique, les forêts de Sigillaria, Lepidodendron et Calamites, sont remplacées par les vrais *Gymnospermes*, mêlées aux *Cycadées*, sous lesquelles se multiplient les Fougères et les Equisétacées, l'on ne peut nier que le monde organique n'ait fait un pas important en avant. Ces modifications se passent en même temps que se diversifie la surface terrestre ; il suffit pour s'en convaincre de jeter un coup d'œil sur le pays d'Allemagne à l'époque jurassique. Nous voyons une terre qui occupe les parties moyennes et O. de l'Allemagne du sud et s'étend du noyau continental

des monts de Bohême et Métalliques en direction O. dans la mer jurassique. Le Thüringerwald, la Forêt-Noire et les Vosges sont soulevés en montagnes comme l'étaient déjà le sud du Harz, le Hundsruck et le Taunus ; au contraire, presque toute la Souabe, la Franconie et la Bavière, presque toute la Suisse, dont quelques parties seulement, les futures Alpes, s'élèvent au-dessus du niveau de la mer, l'est de la France et presque tout le nord de l'Allemagne, sont recouverts par l'océan jurassique qui baigne la presqu'île allemande de trois côtés. Déjà à l'époque jurassique, l'Allemagne avait une structure compliquée due aux dépôts variés laissés par les mers précédentes et aux actions volcaniques. La surface était partagée en montagnes et en collines, ses côtes étaient entamées par des baies profondes, sa terre ferme entrecoupée de marais et de lacs ; cette variété de conformation étant due aux actions des agents divers qui allaient toujours se multipliant avec le temps.

La série des couches jurassiques est formée des dépôts ininterrompus d'un océan très-calme : ce sont des calcaires, marnes, grès, argiles schisteuses et argiles plastiques, avec lesquelles il n'est pas rare de voir alterner de puissantes dolomies. Ce sont ces dernières qui forment les rochers d'aspect bizarre et ces grottes des pays jurassiques du Hanovre, du Brunswick et de la Suisse franconienne. Les oolithes sont si abondantes, principalement dans les niveaux moyen et supérieur du jurassique, qu'on a pu donner leur nom à toute la formation. Le nom de jurassique provient de ce que ces terrains furent d'abord bien étudiés dans le Jura. Les *conglomérats* et les *brèches* doivent être comptés comme les productions jurassiques les plus rares, tandis que les tufs volcaniques et les intercalations d'origine éruptive sont absolument étrangères au jurassique du centre de l'Europe. Il en résulte que la succession des couches jurassiques, souvent très-minces, a eu lieu d'une façon extrêmement régulière. Le jurassique ne présente des dislocations considérables que dans un petit nombre de régions (Jura, bord N. du Harz) ; la plupart du temps, les couches ont conservé leur situation primitive et il n'est pas rare qu'elles soient traversées de fentes contre lesquelles elles se sont déplacées.

La série des couches jurassiques, qui atteint jusqu'à 1000 mètres de puissance, se partage d'après les modifications de faune et de flore qu'elle a subi en nombreux étages groupés en trois divisions principales :

Le jurassique blanc, jurassique supérieur ou *Malm*.
Le jurassique brun, jurassique moyen ou *Dogger*.
Le jurassique noir, jurassique inférieur ou *Lias*.

I. — LIAS.

Caractères pétrographiques. Parmi les roches qui forment la série du

lias, dont la puissance ne dépasse pas 100 mètres, il faut citer principalement les argiles schisteuses, grès, calcaires, marnes et argiles qui ont la prépondérance; des argiles et argiles schisteuses noires ou brunes, d'ordinaire bitumineuses, jouent surtout un rôle important par leur puissance et aussi parce qu'elles contiennent des fossiles très-bien conservés. Elles forment très-communément des *schistes marneux*, de couleur gris sombre ou noire, riches en calcaires, plus ou moins épais et très-fossifères, qui contiennent tant de bitume qu'ils passent aux schistes inflammables.

Des *calcaires* très-argileux, également bitumineux, de couleur sombre, stratifiés en minces couches, atteignent aussi un développement considérable ; ils sont quelquefois extrêmement riches en fossiles, à tel point que certaines couches sont presque entièrement formées de restes organiques (calcaires à Gryphées, à Ammonites, à Monotis) Les *grès*, la plupart très-grenus, souvent riches en mica et alors divisés en plaques minces, colorés en gris jaunâtre, se tiennent surtout à la base de la formation, sans être cependant entièrement exclus des autres niveaux. Des dépôts de *houille* sont liés aux grès dans certaines contrées. Ainsi, par exemple, à Fünfkirchen, dans les Karpathes, on en connaît 25 lits exploitables qui ont une puissance totale de 26 mètres (fig. 286).

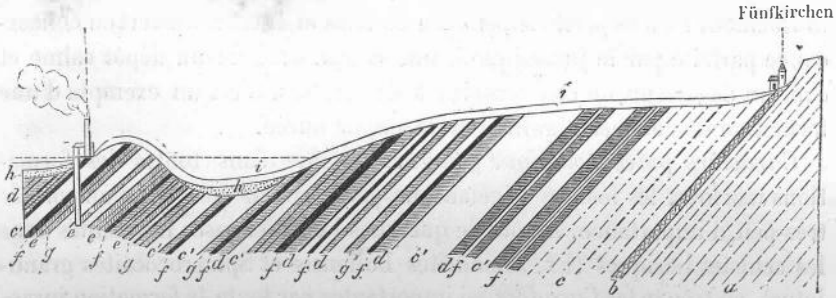


Fig. 286. — Coupe des dépôts de houille liasique à Fünfkirchen.

a, Muschelkalk ;
b, Schistes calcaires triasiques ;
c, Grès rhétien (stériles) ;
d, Grès
d, Argiles schisteuses
e, Schistes houillers } Lias ;
f, Lits de houille
g, Lits de minerai de fer
h, Lœhm diluvien ;
i, Terre végétale.

Les dépôts de *minerai de fer oolithique* et de *sphœrosidérite*, ont une certaine importance technique, bien qu'au point de vue géologique ils ne soient qu'en sous-ordre dans les formations. La sphœrosidérite se trouve sous forme de nodules serrés les uns contre les autres dans les argiles schisteuses ; les oolithes ferrugineuses, au contraire, sont d'ordinaire en lits réguliers et tantôt entre les grès, tantôt dans les argiles schisteuses. On exploite de ces lits de minerai de fer oolithique qui sont fossilifères à Echte, à

Helmstadt, Harzburg, à Esch en Luxembourg, à Œttingen en Lorraine, etc. Dans le Teutoburgerwald, et surtout aux cercles de Bielefeld, Paderborn et Warburg, il y a 50 horizons superposés de nodules de sphœrosidérite, en outre deux lits qui atteignent ensemble $2^{m},20$ de puissance et enfin, trois lits de minerai de fer oolithique s'élevant ensemble à $7^{m}53$. Les minces couches de marnes (Nagelkalk) que l'on trouve, par exemple, au bord du Harz, à Goslar et dans le Wurtemberg, sont des formations toutes particulières, fréquentes dans le lias.

Disposition. Les rapports architectoniques de la formation liasique sont très-simples ; les couches sont disposées en un vaste manteau déchiré par les érosions en nombreux champs isolés et elles bordent en terrasses unies les aires plus limitées des formations jurassiques moins anciennes, qui se sont disposées sur elles. Les couches sont faiblement inclinées, formant souvent, surtout au N. O. de l'Allemagne, un bassin plat dont l'affleurement des ailes se fait le long de la zone triasique, tandis que son intérieur est rempli par le crétacé et le jurassique supérieur. C'est seulement dans les Alpes et dans le Jura suisse que l'on peut observer de forts redressements ou des plis accentués; au bord N. du Harz et dans le Teutoburgerwald, il y a des renversements complets, à Eisenach et Arnstadt on observe des bouleversements considérables. Le lias est très-intimement lié à la partie supérieure du trias et il est recouvert en concordance parfaite par le jurassique brun, ce qui indique un dépôt calme et continu de chacun de ces complexes de couches. C'est un exemple d'une formation de couches régulière et de longue durée.

Caractère paléontologique général. Comme dans toutes les formations marines, les fossiles végétaux ne jouent dans le lias qu'un rôle de très-peu d'importance. A côté de quelques Fucoïdes assez fréquentes dans les schistes liasiques (Ex. Chondrites Bollensis et Sphœrococcites granulatus), on trouve les *Cycadées*, si importantes par toute la formation jurassique, représentées surtout par les genres Zamites, Podozamites, Pterophyllum : ce sont, à la vérité, tous individus entraînés dans la mer et enfouis sous ses dépôts. On trouve aussi, dans diverses localités, des bois de *Conifères* calcifiés ou réduits en charbon et de rares rameaux des mêmes arbres (Araucarites peregrinus).

En contraste avec cette pauvreté en fait de végétaux, la série des couches liasiques possède une faune marine véritablement riche en formes et en individus, dont les principaux représentants appartiennent aux Crinoïdes, aux Mollusques et aux Reptiles.

Parmi les Crinoïdes, le genre *Pentacrinus* a une extrême abondance et une vaste répartition ; chez les Brachiopodes, les *Térébratules* et les *Rhynchonelles* sont caractérisées par le grand nombre de leurs individus;

on rencontre encore des *Leptœna* et des *Spirifer*. Parmi les Bivalves, les *Gryphœa*, *Pecten*, *Lima*, *Avicula*, *Nucula*, *Mytilus*, *Trigonia*, *Pholadomya* et *Astarte* sont les plus importants ; mais les plus abondants de tous les Mollusques liasiques sont les *Belemnites* et les *Ammonites*. Ces genres acquièrent une extrême importance par le nombre de leurs espèces, l'énorme quantité de leurs individus et aussi par l'étroit rapport de certaines espèces caractéristiques avec des horizons déterminés. Le facies paléontologique du lias est particulièrement accentué en outre par les restes fréquents et largement répartis de l'*Ichthyosaurus* et du *Plesiosaurus*, deux Sauriens marins de taille gigantesque (Enaliosauriens). Leurs vertèbres biconcaves comme celles des Poissons, leurs pieds conformés en nageoires, démontrent que la mer était leur élément, leurs dents de Crocodiles indiquent qu'ils vivaient de proie, le contenu de leur estomac et les éléments de leurs excréments (Coprolithes) font voir que leur nourriture était formée de Poissons, de Reptiles et de Céphalopodes. Les excréments fossilisés de ces animaux montrent toujours des sillons en spire plus ou moins nets, dont la forme est due à une valvule spirale de l'intestin, telle que celle qui existe aujourd'hui chez les Sélaciens. Leur œil énorme était entouré d'un anneau osseux articulé, leur corps était nu et atteignait 10 et même 13 mètres de longueur. Le sternum des Enaliosauriens et leur bassin sont très-développés.

L'Ichthyosaure (fig. 287) possédait une grosse tête, un cou court et une

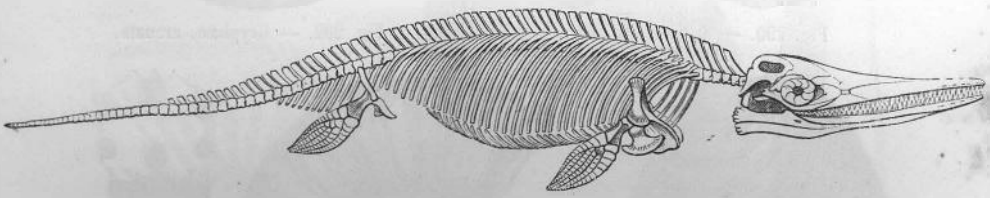


Fig. 287. — Ichthyosaurus communis.

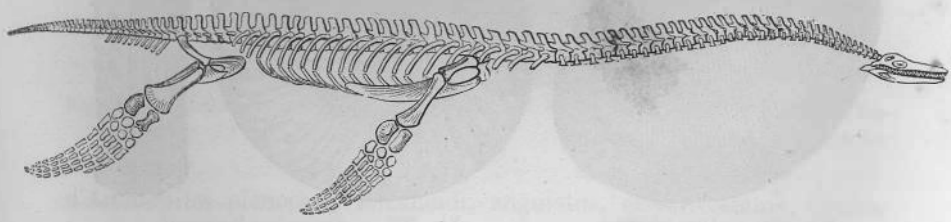


Fig. 288. — Plesiosaurus dolichodeirus.

longue queue ; le Plésiosaure (fig. 288) avait la tête petite, le cou fort allongé (avec 20 à 40 vertèbres) et la queue courte. La principale localité

ou l'on trouve ces puissants Sauriens est Lyme-Regis en Angleterre, Boll en Würtemberg et Banz près Bamberg.

Contrastant avec ces Enaliosauriens nus et qui habitaient exclusivement la mer, les Sauriens semblables aux Gavials qui vivaient sur le continent à cette époque, avaient la tête peu volumineuse et étaient protégés d'épais boucliers osseux. Ici se rangent surtout les Mystriosaurus, Pelagosaurus et Macrospondylus des schistes de Boll.

Les autres divisions du règne animal ont moins de valeur pour caractériser le lias. Les Foramifères, les Spongiaires et les Coraux sont proportionnellement rares ; parmi les Gastéropodes, quelques rares espèces seulement appartenant aux genres Turbo, Trochus, Pleurotomaria, ont une assez vaste répartition ; on a trouvé des débris d'Insectes (élytres de Coléoptères et ailes d'Hyménoptères) dans le Gloucestershire et dans le



Fig. 289. — Pentacrinus scalaris.

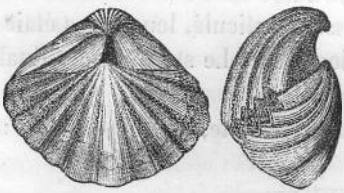


Fig. 290. — Spirifer Walcotti.

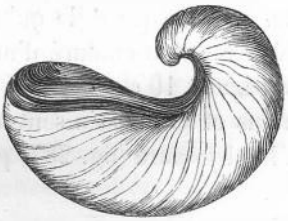


Fig. 292. — Gryphæa, arcuata.

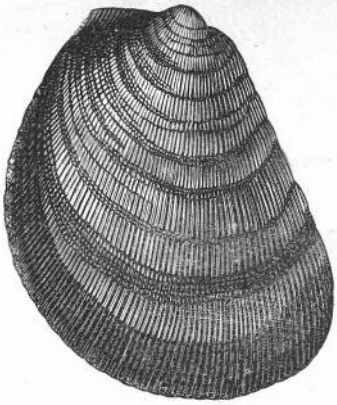


Fig. 291. — Lima gigantea.

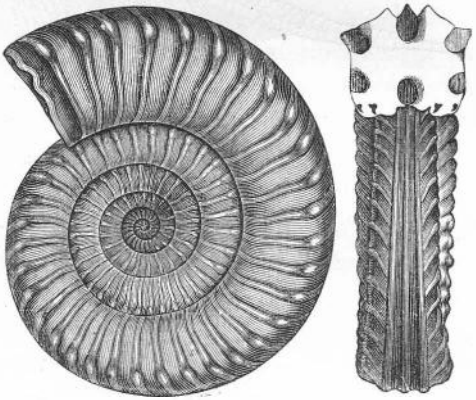


Fig. 293. — Ammonites Bucklandi.

canton d'Argovie. Les horizons supérieurs du lias d'Angleterre et de Souabe sont surtout riches en Poissons ; on y trouve des écailles isolées ou des exemplaires extrêmement bien conservés de Ganoïdes homocerques

(Lepidotus gigas Ag., PtycholepisBollensis Ag., Dapedius pholidotus, Ag.) Les aiguillons des nageoires et les dents des Poissons cartilagineux sont très-répandus dans le lias.

Division générale du lias. — Dans tous les pays où on la rencontre, la série des couches liasiques se partage en un certain nombre d'horizons ou de zones qui correspondent à la transformation progressive des faunes liasiques et se caractérisent par une certaine variété dans leurs fossiles. Ces zones nombreuses résultant d'influences locales n'ont point, naturellement, d'importance générale; nous les donnons néanmoins dans les tableaux suivants : elles se laissent grouper en trois complexes que l'on peut distinguer partout et que l'on a désignés par les noms de lias inférieur, moyen et supérieur.

a) *Lias inférieur.*

Calcaires durs, noirs, argiles grasses, rarement avec des minerais de fer oolithique, comme par exemple dans les grès jaunes de Franconie.

Les calcaires sont parfois entièrement remplis de *Gryphœa arcuata*,

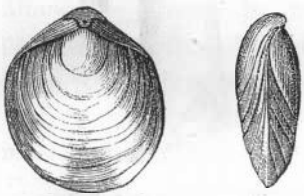


Fig. 294. — Terebratula numismalis.



Fig. 296. — Ammonites amaltheus.

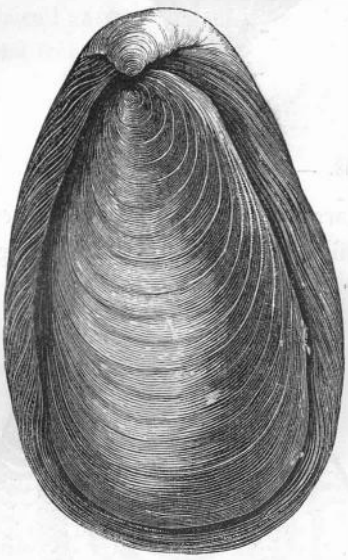


Fig. 295. — Gryphæa cymbium.



Fig. 297. — Ammonites paxillosus.

d'Ammonites planorbis, Bucklandi, angulatus, et raricostatus. Comme fossiles caractéristiques très-répandus du lias inférieur, il faut encore citer Lima gigantea, Cardinia concinna, Spirifer walcotti, Pentacrinus scalaris et Briareus.

b) *Lias moyen.*

Marne calcaire grise et calcaires, calcaire et minerai de fer oolithiques, argiles plastiques bleu sombre, rognons de sphœrosidérite et géodes calcaires.

Dans le grand nombre de fossiles que contiennent ces couches, il faut



Fig. 298. — Pentacrinus subangularis.



Fig. 299. — Posidonia Bronni.



Fig. 300.— Belemnites digitalis.

citer comme caractéristiques : Ammonites capricornus, costatus, amaltheus (fig. 296), Belemnites paxillosus (fig. 297) Gryphæa cymbium (fig. 295), Terebratula numismalis (fig. 294), Rhynchonella rimosa, Spirifer rostratus, Pentacrinus basaltiformis.

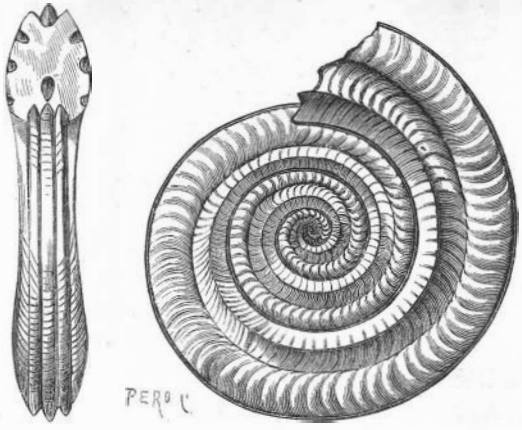


Fig. 301. — Ammonites bifrons.

c) *Lias supérieur.*

A la partie inférieure, argiles schisteuses, quelquefois bitumineuses, dont le contenu en carbures est si abondant qu'elles sont exploitées, recouvertes de calcaires fétides disposés en plaques minces, à Monotis substriata et calcaires marneux gris. Certaines couches des argiles, sont remplies de minces coquilles de Posidonomya Bronni

d'où le nom de schistes à Posidonomyes donné à l'ensemble. Ce sont ces schistes qui contiennent la grande quantité de débris de Poissons et de Sauriens par lesquels Lyme Regis, en Angleterre, Boll, en Souabe, Banz, en Franconie, ont été rendus célèbres. En Franconie et en Souabe, cet horizon fournit les squelettes bien conservés de Téléosaure et d'Ichthyosaure, les écailles, les dents et les aiguillons des nageoires des Ptycholepis, Hybodus, les restes des Seiches, les couronnes de Pentacrinus subangularis, dans l'état le plus parfait de conservation. Ainsi on a trouvé, sur une seule plaque de 8 mètres de long sur $5^{m},30$ de large, 24 Encrines dont la portion libre dépassait 4 mètres et qui portaient à leur sommet une couronne bien étalée. De nombreuses Ammonites et surtout Ammonites serpentinus, communis et lythensis, sont comprimées et réduites à l'épaisseur d'une feuille de papier; d'autres qui se trouvent dans des couches marneuses, comme Ammonites bifrons et heterophyllus, ont d'ordinaire conservé leur forme primitive. A côté de ces espèces les Ammonites jurensis, Belemnites digitalis et acuarius, se font remarquer par leur fréquence. Au contraire l'absence des Rhynchonelles et Terebratules, si communes ailleurs, est très-frappante.

DIVISION PARTICULIÈRE DU LIAS EN SOUABE D'APRÈS QUENSTEDT ET AU N. O. DE L'ALLEMAGNE D'APRÈS V. SEEBACH.

Comme exemple de la division du lias allemand, nous pouvons décrire rapidement ici la manière dont il est développé en Souabe et dans le N. O. de l'Allemagne.

Comme partout, le lias de la Souabe se partage en trois sous-divisions.

I. LIAS INFÉRIEUR, 30-35 mètres de puissance.

Lias α.

a. *Couches à Psilonotus*, commençant par un banc de calcaire bitumineux de 0,5 mètres de puissance, au-dessus duquel viennent 1-2 mètres d'argiles et enfin 4 ou 5 mètres de nouveaux calcaires. Très-riches en Ammonites psilonotus *Quenst.* (A planorbis Sow.).

b. *Couches à Amm. angulatus* ou *Malmstein*, grès tendre épais de 7 mètres avec zones à Cardinia avec Ammonites angulatus. Au-dessus 3 à 4 mètres de sable argileux avec des plaques de Turritelles (Turritella nucleata).

c. *Couches à Amm. arietes*, calcaires quelquefois très-finement grenus, marmoréens, remplis de Gryphæa arcuata et de beaucoup d'Ammonites du type de l'Amm. arietes, comme Ammonites Bucklandi, spiratissimus et Conybeari; à la partie supérieure un banc formé d'articles de Pentacrinus tuberculatus. En même temps se montrent les premières Bélemnites. En outre, les Spirifer Walcotti et Lima gigantea sont fréquents et caractéristiques. Les schistes huileux avec Crustacés, Poissons et Ichthyosaures, sont liés au banc à Pentacrinus.

Lias β. Argiles schisteuses, 30 mètres sans fossiles à la partie inférieure ; à la partie supérieure calcaire et argiles de couleur sombre, *lit à Oxynotus*, les premiers

avec Amm. Turneri et ziphus; les seconds avec Amm. oxynotus et raricostatus.

II. Lias moyen.

Lias γ, 15 à 20 mètres.

e. *Banc à Spirifer*, calcaire dur à Spirifer verrucosus, marne calcaire tachée de rouge à Rhynch. rimosa, Tereb. numismalis, Pentacrinus basaltiformis, ce dernier formant un banc; au-dessus bancs calcaires tachés de sombre, remplis d'Ammonites Davei. En outre, Amm. Jamesoni, fimbriatus, ibex et striatus; Gryphæa cymbium, Turbo, Trochus, Pleurotomaria.

Lias δ.

f. *Argiles amalthéennes* 10 mètres; argiles grasses riches en pyrites, en concrétions et en Amm. amaltheus transformées en pyrites; beaucoup de Pentacrinus basaltiformis, Belemnites paxillosus; au-dessus calcaires marneux à Amm. costatus, Rhynchonella quinqueplicata.

II. Lias supérieur, 10 mètres.

Lias ε.

g. *Schistes à Posidonia* commençant par les schistes à Zostères, à Belemnites paxillosus, Plicatula spinosa, Spiriter rostratus, puis les vrais schistes à Posidonia avec Posid. Bronni, Belemnites acuarius, Amm. communis et restes de Sauriens et enfin les argiles douces au toucher à Amm. heterophyllus, bifrons, et Bollensis. En outre, les Teleosaurus, Plesiosaurus, Ichthyosaurus, Lepidotus, Dapedius, Loligo, Amm. Lythensis et serpentinus, Belemnites digitalis, Pentacrinus Briareus sont fréquents dans cette division.

Lias ζ.

h. *Marnes à Jurensis*, calcaires marneux gris clair, riches en Amm. radians à la partie inférieure; au-dessus, Amm. Jurensis et enfin Amm. Aalensis. En outre, Belemnites tricanaliculatus et acuarius.

Le lias du N. O. de l'Allemagne a été partagé en 9 sous-divisions par V. Seebach; 4 de ces divisions appartiennent au lias inférieur, 3 au lias moyen et 2 au lias supérieur.

1). *Couches à Psilonotus*, argiles schisteuses, sombres, avec plaques de grès, Ammonites Johnstoni; Harzburg, Salzgitter, Ammelsen.

2) *Couches à Ammonites angulatus*, argiles schisteuses sombres avec Ammonites angulatus, Unicardium cardioides; Helmstadt, Seinstedt, Halberstadt, Quedlinburg.

3) *Couches à Ammonites arietis*, argiles bleu-gris avec Ammonites Bucklandi et Conybeari, Lima gigantea, Gryphæa arcuata; Wellersen, Helmstadt près Harzburg, Eisenach.

4) *Couches à Ammonites planicosta*, argiles à Amm. planicosta et ziphus; Falkenhagen, Herford, Goslar, Harzburg.

5) *Couches à Ammonites brevispina*, argiles sombres ou oolithiques, marnes ferrugineuses avec Amm. brevispina, binotatus et Jamesoni, Rhynchonella furcillata, Tereb. numismalis, Spirif. rostratus; Herford et Salzgitter comme argiles, Markoldendorf et Schoppenstedt comme oolithe ferrugineuse.

6) *Couches à Ammonites capricornus*, marnes de couleur claire et bancs calcaires à Amm. capricornus, Avicula cygnipes, Amm. curvicornis; Walbeck, Schöppenstedt, Goslar, Göttingen.

7) *Argiles amalthéennes*, à Amm. amaltheus et spinatus. Belemn. compressus,

Gresslya ventricosa, Inoceramus substriatus; Helmstedt Schöppenstedt, Osterfeld, etc.

8) *Couches à Posidonia*, argiles schisteuses bitumineuses puissantes de 25 mètres, à Amm. lythensis, borealis, communis, Inoceramus amygdaloïdes, Avicula substriata, Disima papyracea ; Hildeshein, Goslar, Herford, etc.

9) *Couches à Ammonites jurensis*, argiles marneuses grises à Amm. jurensis, insignis, dispansus, striatulus; Hildesheim, Porta.

Immédiatement au-dessus reposent les argiles schisteuses du jurassique brun.

Le tableau suivant résume la division que nous venons d'exposer.

DIVISION DU LIAS D'ALLEMAGNE.

LIAS SUPÉRIEUR.	Lias ζ	Couches à Amm. jurensis.	Amm. jurensis, Amm. radians, Bel. digitalis, Amm. Germaini.
	Lias ε	Schistes à Posidonia.	Amm. lythensis, communis, bifrons, heterophyllus. Loligo Bollensis, Bel digitalis, acuarius, tripartitus. Posidonia Bronni, Inoceramus amygdaloïdes, Monotis substriata ; Saurieus.
LIAS MOYEN.	Lias δ	Argiles amalthéennes.	Amm. margaritatus (amalthæus), costatus, Belemnites paxillosus, Belemn. compressus, Gresslya ventricosa. Spirifer, rostratus, Pentacrinus basaltiformis.
	Lias γ	Couches à Ammonites capricornus	Amm. capricornus, Davœi, Bel. paxillosus, Avicula cygnipes.
		Couches à Amm. brevispina.	Amm. brevispina, Jamesoni, Gryphæa cymbium, Ter. numismalis, Rhynch. rimosa, furcillata, Spir. rostratus, verrucosus.
LIAS INFÉRIEUR.	Lias β.	Couches à Ammon. planicosta.	Amm. planicosta, ziphus, raricostatus, Turneri, Pentacrinus scalaris.
	Lias α	Couches à Amm. arietes.	Amm. Bucklandi, Conybeari, spiratissimus, Nautilus aratus. Lima gigantea, Gryphæa arcuata, Spirifer Walcotti, Pentacrinus tuberculatus.
		Couches à Angulatus	Amm. angulatus. Cardinia concinna.
		Couches à Amm. psilonotus.	Amm. planorbis (= psilonotus), Amm. Johnstoni.
TRIAS.	Groupe rhétien.		

II. — JURASSIQUE BRUN OU DOGGER.

Caractère pétrographique. Le caractère pétrographique du *Dogger est* extrêmement variable, cependant les grès, les argiles, les marnes et les calcaires jouent un rôle essentiel dans cette série de couches puissantes d'environ 400 mètres. Les *grès* sont d'ordinaire finement grenus et ten-

dres, leur couleur est claire ou brun sombre ; ils commencent très-souvent la série et forment fréquemment toute sa moitié inférieure. D'autres zones du jurassique brun sont composées d'argiles grasses, de marnes et d'argiles schisteuses dont la couleur va du gris au noir. En certains pays, au lieu d'être formé en prédominance de grès, le *Dogger* est principalement formé de calcaire qui peut être, soit compacte ou argileux, soit oolithique, blanc ou de couleur sombre. Les oolithes surtout forment de puissants dépôts que l'on peut suivre du centre de l'Angleterre par la France jusqu'en Suisse. L'*oolithe ferrugineuse*, colorée en brun par l'hydrate d'oxyde de fer, est très-fréquente dans le jurassique brun dont elle est caractéristique. Il ne faut pas la confondre avec les *minerais de fer oolithiques* qui se rencontrent avec tant de constance dans toute la formation. Ils se montrent quelquefois en lits épais entre les argiles et sont alors l'objet d'exploitations importantes. Dans le jurassique brun du Würtemberg, on connaît à Aalen cinq lits dont l'inférieur, qui est en même temps le plus important, a une puissance de 2,5. Le jurassique brun renferme aussi de l'*argile ferrugineuse* en lits exploitables ou, plus fréquemment, en nodules disposés en séries. Les plus importants de ces gisements sont dans la Haute-Silésie où ils forment une série de couches de plus de 30 mètres (zone à Amm. Parkinsoni) sur une étendue de plusieurs milles carrés. Dans la règle, il y a là 5 à 6 lits de minerai de fer séparés seulement par de minces lits d'argile. Plus fréquemment, on trouve des géodes de calcaires marneux plus ou moins riches en fer, en veines entre les argiles schisteuses du *Dogger*. Les pyrites qui, dans ce groupe, fossilisent les Ammonites et autres restes organisés, sont fréquentes et, de cette manière ou en concrétions noduleuses, elles remplissent certaines couches du *Dogger*. Il n'est pas rare enfin de trouver dans des lits isolés des argiles, des cristaux de gypse bien développés (Oxford, pays du Weser), tandis que ce minéral n'y est pas connu en amas. Un système de couches contenant de la houille qui, d'après Erdmann, appartient au *Dogger* supérieur, se rencontre en Scanie. Il est formé d'un groupe de grès et d'argiles schisteuses puissant de 240 mètres, entre lesquels sont intercalés quatre lits de houille et quelques horizons de sphérosidérite.

Disposition. Les couches du jurassique brun concordent parfaitement avec celles du lias. En certains pays, comme dans la Haute-Silésie, elles sont élevées de 2 à 500 mètres au-dessus du niveau de la mer, bien que complétement horizontales ; en d'autres districts, elles sont faiblement penchées et forment des bassins plats à l'intérieur du lias, ou bien encore, comme dans le nord de l'Allemagne, elles ont subi des plissements faiblement accentués. Ce n'est qu'exceptionnellement qu'elles subissent de grands bouleversements, comme à Goslar où elles sont complé-

tement renversées, et dans le Jura suisse (fig. 302) où le trias supérieur, le lias, le dogger et le jurassique supérieur forment des plis parallèles dont les deux extrêmes ont subi un renversement complet, qui fait que le jurassique blanc, le *Dogger*, le lias et le keuper ont changé leur disposition normale pour prendre la succession inverse.

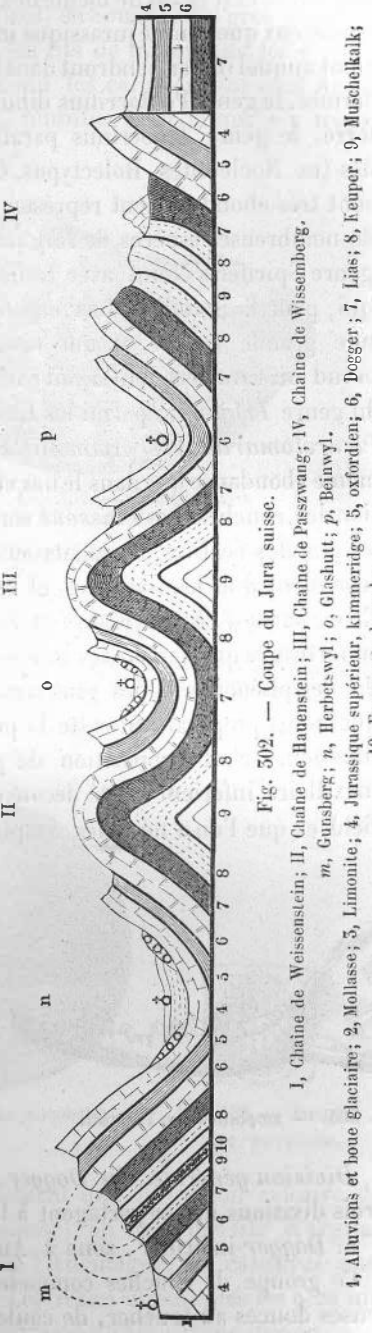


Fig. 302. — Coupe du Jura suisse.

I, Chaîne de Weissenstein; II, Chaîne de Hauenstein; III, Chaîne de Paszwang; IV, Chaîne de Wissemberg. *m*, Gunsberg; *n*, Herbetswyl; *o*, Glashutt; *p*, Beinwyl.

1, Alluvions et boue glaciaire; 2, Mollasse; 3, Limonite; 4, Jurassique supérieur, kimmeridge; 5, oxfordien; 6, Dogger; 7, Lias; 8, Keuper; 9, Muschelkalk; 10, Fragments de roches.

Caractère paléontologique général. Comme le lias, le *Dogger* est aussi une formation marine, et c'est pour cela qu'il est généralement très-pauvre en restes végétaux. En Allemagne, on ne connaît, en outre des Fucoïdes étendus sur les faces de stratification des couches, que des bois isolés de Conifères au milieu des productions marines et les restes de quelques Fougères et de l'Equisitum Lehmanianum dans la Haute-Silésie. En Angleterre, au contraire, et principalement dans le Yorkshire et en Écosse, on rencontre au milieu du jurassique brun une petite formation houillère de grès avec beaucoup de fossiles végétaux, d'argiles schisteuses et quelques lits de houille. Il y avait donc dans ces points, à l'époque du *Dogger*, un continent marécageux sur lequel croissaient les Fougères, les Equisétacées et les Cycadées dont les restes nous sont conservés. La plupart appartiennent aux genres Neuropteris, Sphenopteris, Hymenophyllites, Tæniopteris et Pecopteris; Zamites, Pterophyllum et quelques autres Cycadées dont la variété a beaucoup augmentée, relativement aux périodes anciennes.

Certaines couches du *Dogger* sont aussi riches en animaux marins que

celles du lias. Les Foraminifères et les Éponges sont encore faiblement représentés, et il en est de même des Coraux, quoique ceux-ci soient déjà plus nombreux que dans le jurassique inférieur; ils annoncent le grand développement auquel ils parviendront dans le jurassique supérieur. Parmi les Échinodermes, le genre Pentacrinus diminue, en sa place, du moins pour l'Angleterre, le genre Apiocrinus paraît, tandis qu'en même temps les Echinides (ex. Nucleolites, Holectypus, Cidaris) se multiplient. Les Brachiopodes sont très-abondamment représentés dans le *Dogger* et essentiellement par de nombreuses espèces de *Rhynchonella* et de *Terebratula*, tandis que le genre Spirifer s'éteint avec le lias. Parmi les Bivalves, les vraies *Ostræa* qui, pour la première fois cependant, forment de véritables bancs, ont une grande variété et une vaste répartition. Mais la faune du *Dogger* prend un caractère tout à fait particulier de la richesse de développement du genre *Trigonia*; parmi les Gastéropodes, il faut surtout citer le genre *Pleurotomaria*. Les *Ammonites* et *Belemnites* se continuent avec la même abondance que dans le lias et conservent leur importance pour la division des couches. Les *Poissons* sont plus rares en bon état de conservation ; les grandes écailles, les dents et les aiguillons des nageoires montrent cependant que les Ganoïdes et les Placoïdes étaient abondants. Les Sauriens, surtout l'Ichthyosaure et le Plésiosaure, semblent être plus rares ; on ne trouve que des parties isolées de leur squelette, surtout des vertèbres. Un des phénomènes les plus remarquables de la période du *Dogger*, auquel nous préparait du reste la présence du Microlestes dans le triasique supérieur, c'est l'apparition de petits Mammifères marsupiaux dont le maxillaire inférieur a été découvert dans les schistes calcaires de Stonesfield et que l'on a nommés Amphiterium et Phascolotherium.

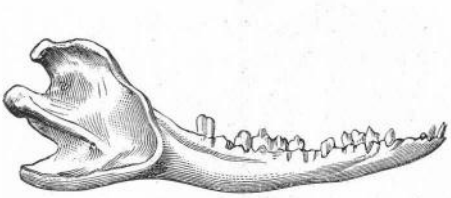


Fig. 303. — Amphitherium Prevosti.

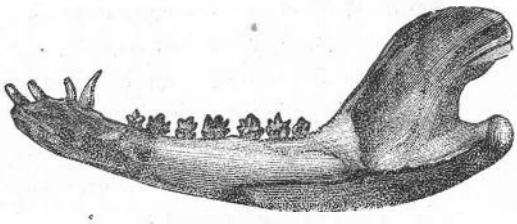


Fig. 304. — Phascolotherium Bucklandi.

Division générale du Dogger. Comme le lias, le jurassique moyen a trois divisions qui se partagent à leur tour en diverses zones.

a. *Dogger* inférieur, zone à Amm. opalinus et Amm. Murchisonæ.

Ce groupe de couches commence en Allemagne par des argiles schisteuses douces au toucher, de couleur sombre, qui contiennent des géodes de minerai de fer et renferment comme fossiles caractéristiques: Ammo-

nites opalinus (fig. 305), Murchisonæ et torulosus, Trigonia navis (fig. 306), Nucula Hammeri (fig. 307) dont les coquilles, la plupart blanches, tranchent sur les argiles sombres. Au-dessus viennent, en Souabe, des grès jaunes et bruns dans lesquels sont en sous-ordre les lits de minerai de fer d'Aalen dont nous avons déjà parlé. Les espèces qui les caractérisent sont Anim. Murchisonæ et Pecten personatus (P. pumilus *Lam.*), qui s'y trouve en innombrable quantité (fig. 308).



Fig. 305. — Ammonites opalinus.

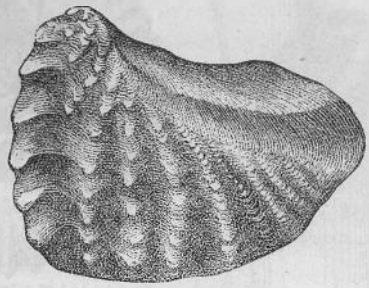


Fig. 306. — Trigonia navis.

Au N. O. de l'Allemagne, il y a des grès ferrugineux et des argiles schisteuses micacées à Inoceramus polyplocus (fig. 309). Ce Bivalve est aussi caractéristique pour le groupe de couches correspondantes de la Haute-Silésie.

b. *Dogger moyen ou zone à Coronata.* Dans le S. de l'Allemagne, en

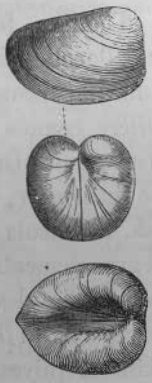


Fig. 307. — Nucula Hammeri.

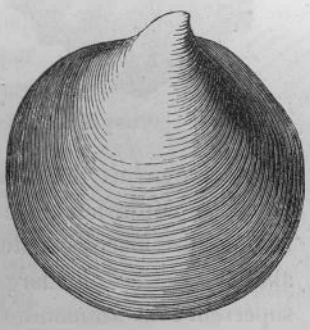


Fig. 308. — Pecten personatus.



Fig. 309. — Inoceramus polyplocus.

France et en Angleterre, c'est essentiellement une formation calcaire de nature en partie oolithique (Jura suisse) ou avec des lits d'argiles sombres intercalés, mais, dans le N. de l'Allemagne, les calcaires sont remplacés par des argiles gris sombre. Les restes organiques les plus importants, caractéristiques pour cette subdivision du jurassique moyen, sont

Ammonites Humphresianus (fig. 310), Belemnites giganteus (fig. 312), Ostræa Marshi (fig. 311), Gresslya abducta.

c. *Dogger supérieur, zone des Ammonites Parkinsoni, macrocephalus*

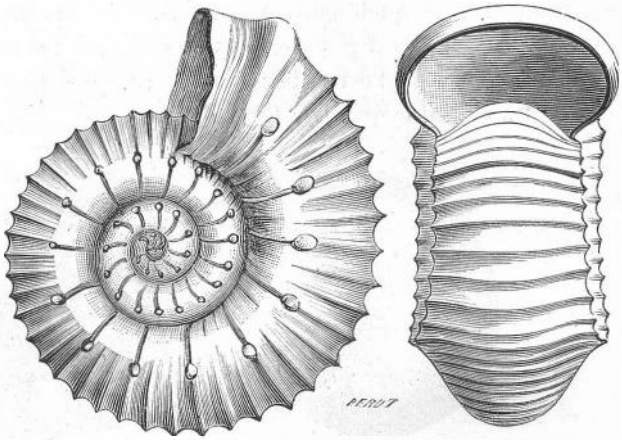


Fig. 310. — Ammonites Humphresianus.



Fig. 311. — Ostræa Marshi.

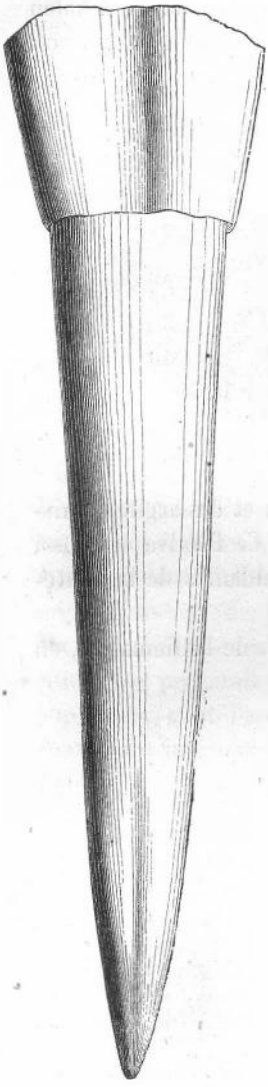


Fig. 312. — Belemnites giganteus.

et ornatus. Ce groupe de couches est surtout formé en Allemagne par des roches argileuses entre lesquelles se trouvent des bancs isolés d'oolithe ferrugineuse. De celles-ci, deux ont une importance particulière comme point d'orientation dans la série du *Dogger*, le calcaire ferrugineux du *Cornbrash*, à Avicula echinata, et l'oolithe ferrugineuse, à gros éléments avec Ammonites macrocephalus. Les fossiles les plus abondants et les plus largement répartis du *Dogger* supérieur sont Ammonites Parkinsoni (niveau inférieur), Amm. macrocephalus (fig. 313), Amm. ornatus (niveau supérieur), Belemnites subhastatus, Bel. canaliculatus, Trigonia costata (fig. 314), Avicula echinata, Rhynchonella varians (fig. 315), Terebratula digona (fig. 316).

En Angleterre et en France, la série de couches que nous venons de décrire rapidement sous le nom de *Dogger* supérieur se présente avec un

développement différent, parce que les calcaires oolithiques marneux, pauvres en fossiles représentés dans le N. de l'Allemagne par le *Corn-*

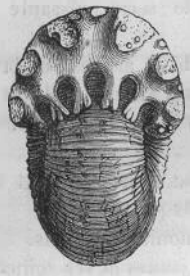


Fig. 313. — Ammonites macrocephalus.

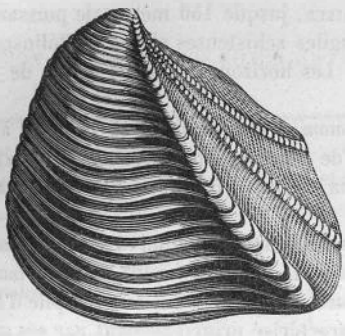


Fig. 314. — Trigonia costata.



Fig. 315. — Rhynchonella varians.



Fig. 316. — Terebratula digona.

brash seulement et en Würtemberg par des couches de 3 mètres de puissance, acquièrent plus de 100 mètres en Angleterre où ils forment le *Bathonien* (zone à Terebratula digona et Ter. lagenalis) que l'on a partagé en plusieurs systèmes. Ce groupe anglais de Bath est surtout caractérisé par le puissant développement de l'oolithe (grande oolithe) ; on le peut suivre depuis l'Angleterre, par la France, jusqu'en Suisse. Reposant immédiatement sur la grande oolithe et en liaison avec elle, sont des schistes calcaires (ardoises de Stonesfield) qui sont devenus célèbres par les restes de vertèbres qu'ils contiennent ; en outre de nombreuses parties de squelettes de Reptiles, de Pterodactylus, par exemple, on trouve dans ces couches des maxillaires inférieurs de Marsupiaux et, à côté d'eux, des frondes de Cycadées et de Fougères. Parmi les premières, les Pterophyllum Preslianum (fig. 317) et comptum sont les plus fréquentes.

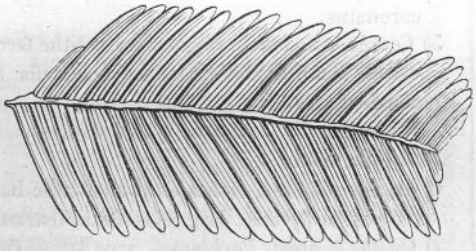


Fig. 317. — Pterophyllum Preslianum.

Certains géologues considèrent l'horizon supérieur du *Dogger*, caractérisé par les Ammonites macrocephalus et ornatus, le *callovien*, comme le membre le plus inférieur du jurassique blanc, et arrêtent le *Dogger* aux couches du *Cornbrash*. Les tableaux suivants pourront guider dans la division particulière du *Dogger*.

DIVISION PARTICULIÈRE DU DOGGER EN SOUABE ET DANS LE N. O. DE L'ALLEMAGNE D'APRÈS QUENSTEDT ET V. SEEBACH.

I. JURASSIQUE BRUN INFÉRIEUR, jusque 150 mètres de puissance.

Jurassique brun α Argiles schisteuses riches en Mollusques dont les coquilles sont restées blanches. Les horizons caractéristiques de cette série puissante de 100 mètres sont :

1) *Les couches à Ammonites torulosus,* 10–15 mètres ; à la base, argiles sombres, tendres, remplies de coquilles blanches, telles que celles d'Amm. torulosus et opalinus. Posidonia opalina, Trigonia pulchella, Nucula Hammeri, Cerithium armatum.

2) *Le banc à Astartes*, 30 mètres, rempli d'Astarte opalina, immédiatement au-dessus *banc à Lucines* avec Lucina plana, plus haut Pentacrinus pentagonalis.

3) *Zone à Trigonia navis et nodules calcaires,* remplie d'Ammonites opalinus.

Jurassique brun β caractérisé principalement par ses grès jaunes et ses minerais de fer oolithiques et rouges. A la base des grès, certains grès en plaques minces avec sillons ondulés et bourrelets enlacés. Cette division du jurassique moyen β à laquelle appartiennent aussi les dépôts de minerai de fer de Aalen contient Amm. Murchisonæ, Amm. discus, lineatus, Trigonia costata, Trigonia striata, Pecten personatus, Nucula Hammeri. Comme limite avec la division suivante il y a le *calcaire à Pecten* avec beaucoup d'espèces de Pecten et Amm. Sowerbyi.

II. JURASSIQUE BRUN MOYEN.

Jurassique brun γ. Calcaire dur, bleu, 3–30 mètres de puissance. A la partie inférieure couche *à Amm. Sowerbyi* et couches *à Coraux* avec Isastræa, Lithodendron et Anthophylles; les deux avec Pecten demissus, Cidaris maximus.

Jurassique brun δ.

1) *Argiles à Belemnites giganteus* avec Bel. giganteus; 6 mètres.

2) *Calcaires à Ostræa* avec Ostræa Marshi et eduliformis, 6 mètres; en outre Trigonia costata, Pecten tuberculosus, Pleurotomaria ornata, Amm. Humphresianus et coronatus.

3) *Couche à Ammonites bifurcatus*, oolithe ferrugineuse à Amm. Brakenridgi, bifurcatus, Hamites bifurcati, Rhynchonella acuticosta, Belemnites giganteus et canaliculatus.

III. JURASSIQUE BRUN SUPÉRIEUR (7 à 30 mètres).

Jurassique brun ε.

1) Argiles sombres, riches en pyrites avec Hamites, fragments de Posidonia transformés en pyrites ; Trig. clavellata, Ostræa Knorri.

2) *Oolithe à Amm. Parkinsoni,* avec Amm. Parkinsoni ; horizon très-constant.

3) *Argile à Dentales.*

4) *Oolithe à Amm. macrocephalus*, avec Amm. macrocephalus, Terebr. lagenalis, Rhynch. varians, Trigonia costata, Trigon. interlævigata, Nucula lacryma.

Jurassique brun ζ.

1) *Argiles à Amm. ornatus*, argiles sombres à Amm. refractus, Jason, pustulatus.

2) *Argiles à Amm. Lamberti,* marnes noires glauconifères à Amm. Lamberti.

Dans le N. O. de l'Allemagne, le jurassique moyen se partage d'après von Seebach de la manière suivante :

1) *Couches à Amm. opalinus*, argiles gris bleu et calcaire compacte gris sombre à Nucula Hammeri, Trig. navis, Amm. opalinus, radiosus, affinis; Horm, Wrisbergholzen, Green, Wentzen.

DIVISION DU JURASSIQUE MOYEN (OPPEL)

		EN WURTEMBERG (Quenstedt).	AU N.-O. DE L'ALLEMAGNE. (V. Seebach).	POUR L'ANGLETERRE et l'Allemagne (Oppel.)	
SUPÉRIEUR.	ε	*Couches à Amm. ornatus.* Amm. Lamberti, Jason, Belemnites semihastatus.	*Argiles à Amm. ornatus,* les mêmes fossiles.	Couches à Am. athleta.	CALLOVIEN.
				Couches à Amm. anceps.	
		Couches à Amm. macrocephalus.	*Couches à Amm. macrocephalus.* Amm. Goweriarius, Bel. sub. hastatus.	Couches à Amm. macrocephalus.	
	δ	Calcaires oolithiques et marneux à Rhynchonella varians, Trig. interlævigata.	*Cornbrash,* Avic. echinata, Amm. posterus.	Lit à Terebr. lagenalis (Cornbrash et Forest-marble).	BATHONIEN.
			Couches à Ostrœa Knorri, Trig. interlævigata, Astarte pulla, Rhynch. varians.	Lit à Tereb. digona (argile de Bradford, grande oolithe, ardoises de Stonesfield, Fuller's earth.	
		Couches à Amm. Parkinsoni, Tereb. hullata.	*Couches à Parkinsoni.*	Lit à Amm. Parkinsoni.	
MOYEN.	γ	Ostræa Marshi et eduliformis, Pleurot. ornata, *Belemn. giganteus* et canaliculatus, Am. Humphresianus.	*Couches à Coronatus.* Ost. Marshi, Gresslya abducta, Bel. giganteus, Humphresianus Braikenridgi et Sauzei.	Lit à Amm. Humphresia-	BAJOCIEN (OOLITHE INFÉRIEURE.)
		Bel. giganteus, Am. Sowerbyi et *Humphresianus.*			
INFÉRIEUR.	β	*Couches à Amm. Murchisonæ,* Pecten pumilus.	*Couches à Inoceramus polyplocus.* Amm. Murchisonæ, donaciformis.	Lit à Amm. Murchisonæ.	
	α	*Argiles à Amm. opalinus, zone à Trigonia navis, zone à Amm. torulosus.* Amm. opalinus, Nuc. Hammeri, Cerith. armatum, Belemnites brevis.	*Couches à Amm. opalinus.* Nucula Hammeri, Trigonia navis.	Lit à Trigonia navis. Lit à Amm. torulosus.	
		Lias supérieur.			

2) *Couches à Inoceramus polyplocus*, argiles schisteuses à Inoceramus polyplocus, Gresslya donaciformis, Pholadomya transversa, Amm. Murchisonæ; Ocker Dohnsen, Hildesheim.

3) *Couches à Amm. coronatus*, inférieurement argiles gris bleu devenant gris clair plus haut avec Belemn. giganteus, Amm. Braikenridgi, Gervilli, Saugei et Humphresianus, Gresslya abducta; Fallersleben, Hildesheim, Dohnsen.

4) *Couches à Amm. Parkinsoni*, argiles schisteuses sablo-micacées avec beaucoup de rognons de sphérosidérite, puissantes d'environ 30 mètres; Goslar, Marienhagen, Gerzen.

5) *Couches à Ostræa Knorri*, argiles sableuses et calcaires riches en mica, avec Ostræa Knorri, Astarte pulla, Trigonia interlævigata, Amm. ferrugineuses; environ 30 mètres; Hildesheim, Demen.

6) *Calcaires ferrugineux du Cornbrash*, bancs calcaires, sableux, ferrugineux, d'environ 30 mètres avec Avicula echinata, Amm. posterus, Belemn. hastatus; Wettbergen.

7) *Couches à Amm. macrocephalus*, grès ferrugineux et oolithe ferrugineuse ou argiles gris clair à Amm. macrocephalus, Gowerianus, Pholadomya Murchisonæ, Pleuromya donacina; sur l'Osterfeld près Goslar.

8) *Argiles à Amm. ornatus*, argiles schisteuses à Amm. ornatus, Lamberti, Jason, Nucula pollux; Hersum sur l'Osterfeld, Tonnjesberg, Porta.

Certains géologues, comme V. Seebach, rangent les couches à Amm. macrocephalus et les argiles à Amm. ornatus avec le jurassique supérieur qui les recouvre en parfaite concordance dans le N. O. de l'Allemagne.

Caractères pétrographiques du jurassique supérieur, jurassique blanc (*Malm*). On peut reconnaître une grande différence pétrographique entre le lias et le *Dogger* d'un côté, le jurassique supérieur de l'autre. La couleur des roches, qui jusque-là avait été sombre, passe au blanc ou au blanc jaunâtre, les grès et les argiles cèdent devant les calcaires et les marnes calcaires qui, avec les dolomies, jouent un rôle principal. Les *calcaires* doivent être considérés comme l'élément le plus important de la formation jurassique supérieure en Allemagne, puissante de plus de 300 mètres; ils sont d'ordinaire blancs et ce n'est qu'exceptionnellement qu'ils ont une couleur sombre. Ils sont tantôt oolithiques, tantôt compactes, ils forment des bancs épais ou bien ils sont schisteux; ils peuvent être pauvres en fossiles en certains endroits et ailleurs être remplis de restes organiques. Les Spongiaires et les Coraux surtout forment presque exclusivement l'élément de certains complexes de couches qui leur empruntent leur nom. Une variété du calcaire compacte en plaques est célèbre tant par son emploi dans les arts que par sa richesse en certains restes organiques et leur bon état de conservation, ce sont les schistes lithographiques de Solenhofen (comté de Pappenheim en Bavière). En certaines régions du jurassique supérieur, il y a des formations importantes de *dolomie* qui se distinguent par leur pauvreté relative en restes organiques, par leur structure cristalline, poreuse et caverneuse, par les

formes étranges sous lesquelles elles se présentent et qui rappellent des ruines, par les fentes et les grottes qui les traversent. Au lieu du calcaire pur et de la dolomie, on rencontre dans les étages supérieurs du jurassique blanc des calcaires très-souvent fortement argileux et des marnes calcaires qui alternent fréquemment avec de véritables bancs d'argile. D'une manière beaucoup plus restreinte et principalement près de Hanovre et à Porrentruy on trouve des calcaires imprégnés d'asphalte. Les calcaires oolithiques, les marnes schisteuses et les calcaires marneux de Zuinner près Hanovre sont tellement pénétrés de bitume que leur cassure montre une couleur sombre et exhale une odeur forte ; ils enferment souvent des nids et des veines de bitume. Fréquemment aussi les coquilles des Mollusques que l'on y trouve sont transformées en asphalte pur. Sous l'influence des rayons solaires la couleur s'affaiblit et la roche blanchit.

Caractères paléontologiques. Comme dans les étages jurassiques inférieurs, les restes de plantes contenus dans le jurassique blanc sont rares et appartiennent à quelques Cycadées, Conifères et Fougères. Le rôle principal est joué encore ici par les représentants du règne animal. On peut ainsi résumer les principaux traits de son développement pendant le jurassique inférieur : les Éponges se multiplient de telle façon que certains bancs du jurassique de Souabe en sont complétement remplis. Il y a en ce pays des roches escarpées de plusieurs centaines de pieds de hauteur sur une étendue de plusieurs lieues, dont on ne peut prendre de fragments qui ne contiennent des traces de tissus d'Éponges. Les Coraux se développent de même, surtout les genres Isastræa, Thamnastræa, Stylina, Montlivaltia, Thecosmilia, etc., mais leur répartition est beaucoup plus générale, de sorte que l'on rencontre dans presque tous les pays formés par le jurassique supérieur des récifs de Coraux ou des bancs puissants formés par ces animaux. Les *Echinides* aussi, rares jusque-là, deviennent fréquents par les nombreuses espèces de Cidaris, Hemicidaris, Diadema, Echinobrissus ; ils forment un des caractères du jurassique supérieur ; leurs fragments et surtout leurs baguettes remplissent certains bancs (ex. bancs à Cidaris florigemma). Tandis que les *Pentacrinites* deviennent plus rares, comparativement au nombre des individus que contiennent certaines couches du lias, d'autres genres de Crinoïdes, surtout *Apiocrinus*, *Eugeniacrinus*, *Rhodocrinus*, acquièrent une plus grande fréquence. Les vraies Ostræa sont encore plus abondantes que dans le *Dogger*. Il s'y ajoute un nouveau genre d'Ostréides, les *Exogyres* dont le représentant (Exogyra virgula) est surtout caractéristique de l'horizon supérieur du jurassique blanc. Les *Trigonies* fournissent aussi un certain nombre de fossiles importants. Le genre *Diceras*, Bivalves, proche parent des Chama, a une importance particulière pour le jurassique fran-

çais et suisse (calcaires à Dicérates). Entre tous les Gastéropodes du jurassique supérieur, les *Nérinées* se caractérisent par leur richesse en formes et en individus. Les *Ammonites* et les *Belemnites* ne montrent pas dans le jurassique supérieur l'abondance qui caractérisait chacune des couches du lias ou du *Dogger* en particulier. La prédominance des Ammonites du type *planulata* est caractéristique pour le *Malm;* les côtes de ces Ammonites se partagent sur le dos. L'abondance des *Aptychus*, provenant vraisemblablement des Ammonites, est aussi à noter.

Les *Ganoïdes* atteignent le summum de leur développement dans le jurassique supérieur. Leur représentant principal est le Lepidotus maximus, long de près de 2 mètres, que l'on trouve dans les schistes de Solenhofen. La faune des Vertébrés s'enrichit de plusieurs types ; on trouve principalement les premiers ossements de *Chéloniens* (Chelonides, Stylemis, Emys, etc.), et des *Oiseaux*. On ne possède que des traces de pas de ces derniers dans les formations plus anciennes, et encore sont-elles quelquefois douteuses. Au contraire, les Ichthyosaures et Plésiosaures dis-

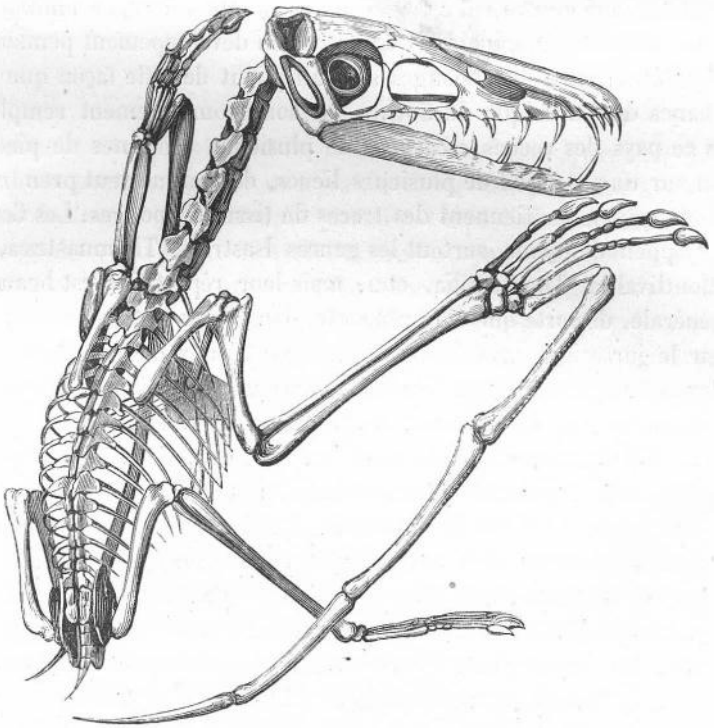


Fig. 518. — Pterodactylus crassirostris.

paraissent presque complétement, tandis que les *Sauriens* de forme analogue aux Gavials et les Lézards géants (Teleosaurus, Geosaurus, Machimo-

saurus, Pliosaurus) ont laissé des restes assez abondants d'ossements, de cuirasses et de dents ; les *Lézards volants* (Pterodactylus et Rhamphorhynchus) atteignent le maximum de leur développement. On a trouvé surtout dans les schistes lithographiques de Solenhofen le squelette complet de ce Lézard remarquable, chez qui la longueur énorme du pouce des pattes antérieures permettait l'insertion d'une membrane suffisant à l'animal pour s'élever dans les airs (fig. 318).

Les plus anciennes parties de squelette d'un Oiseau ont été trouvées aussi dans les schistes lithographiques de Solenhofen ; ils proviennent d'un seul individu, ce qui montre l'extrême rareté du type oiseau à cette période, alors qu'aujourd'hui on connaît plus de 6000 espèces de Vertébrés ovipares à sang chaud. L'Oiseau des schistes de Solenhofen, l'*Archæopteryx macrurus* se distingue très-nettement de tous les Oiseaux aujourd'hui vivants par la structure de la queue et du bassin pour lesquels il se rapproche des Sauriens volants à longue queue. La queue, principalement, n'était pas composée comme chez nos Oiseaux de sept vertèbres dont la dernière, modifiée dans la forme, sert à l'insertion des plumes de la queue, mais bien de 20 vertèbres indépendantes portant chacune une plume de chaque côté. Nous voyons donc encore ici les caractères appartenant aujourd'hui à deux classes différentes réunis sur un type intermédiaire.

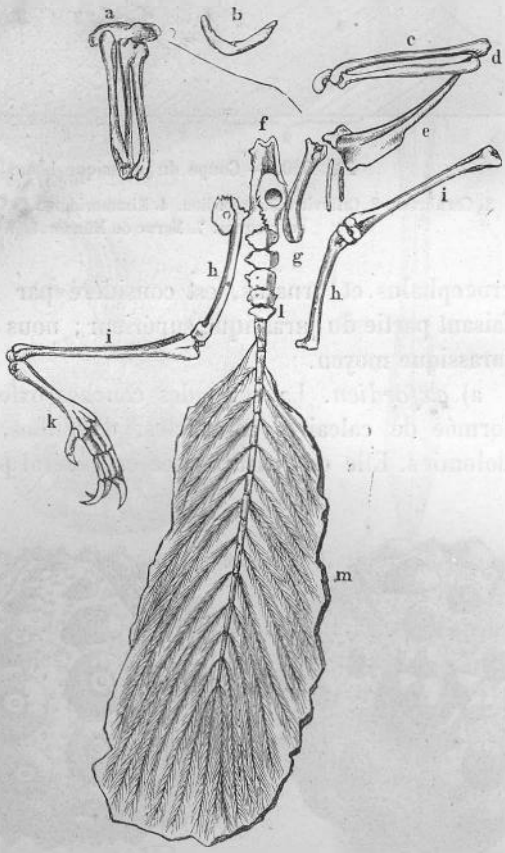


Fig. 319. — Archæopterix macrurus Ow.

a, os d'une aile pliée. *b*, fourchette. *c*, cubitus. *d*, radius. *e*, humérus de l'autre aile. *f*, os du bassin. *g*, ceinture scapulaire. *h*, fémur. *i*, tibia. *k*, patte. *l*, vertèbres caudales. *m*, plumes de la queue.

On ne connaît jusqu'aujourd'hui en fait de restes de *Mammifères* que des maxillaires inférieurs, et ils sont limités à un lit épais de quelques pouces seulement qui occupe

la partie supérieure du *Malm* en Angleterre. Ils appartiennent à 8 ou 9 genres et à environ 14 espèces de petits Marsupiaux tant carnassiers qu'insectivores et herbivores.

Division générale du jurassique supérieur. Le jurassique supérieur se partage en trois sous-divisions : l'oxfordien, le kimmeridgien et les couches de Purbeck ; le callovien, c'est-à-dire les couches à Amm. ma-

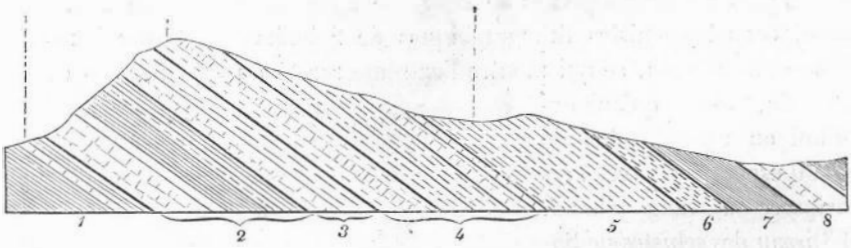


Fig. 320. — Coupe du jurassique blanc (Porta westphalica.)

1. Cornbrash. 2. Callovien. 3. Oxfordien. 4. Kimmeridgien. 5. Couches à Exogyra virgula. 6. Calcaires en plaques. 7. Marne du Münder. 8. Wealds. 9. Hills.

crocephalus et ornatus, est considéré par quelques géologues comme faisant partie du jurassique supérieur ; nous en avons parlé à propos du jurassique moyen.

a) *oxfordien.* La série des couches oxfordiennes est principalement formée de calcaires compactes, d'oolithes, de marnes calcaires et de dolomies. Elle est caractérisée en général par les Cidaris florigemma et

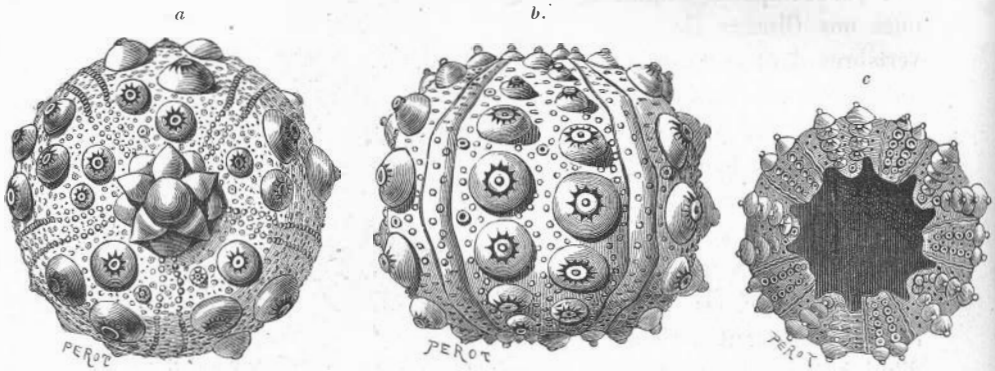


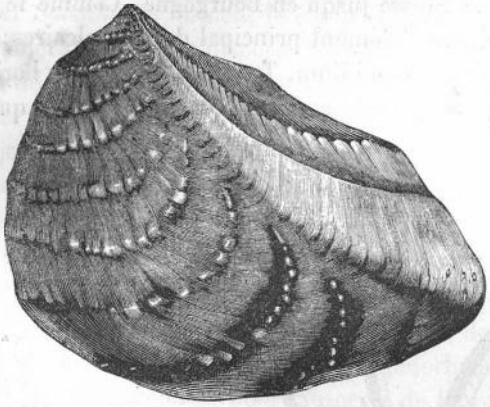
Fig. 321. — Hemicidaris crenularis, de côté, de face et dessous.

coronata, Echinobrissus scutatus, Hemicidaris crenularis, Apiocrinus Royassianus, Terebratula pectunculus, Terebratula impressa, Rhynchonella lacunosa, Trigonia clavellata, Ammonites biarmatus, perarmatus et plicatilis, Belemnites hastatus.

La faune de ces couches permet d'y établir trois divisions. La plus inférieure est un *banc de Coraux* développé surtout dans le N. de l'Alle-



Fig. 322. — Cidaris florigemma.



324. Trigonia clavellata.

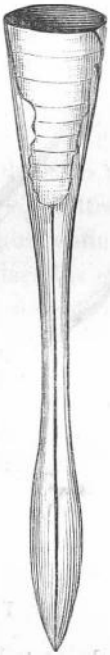




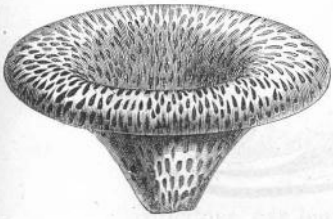
Fig. 323. — Terebratula pectunculus.



Fig. 326. — Ammonites plicatilis.

Fig. 325. — Belemnites hastatus.

magne et en Angleterre et formé principalement de Thamnastræa concinna, Isastræa helianthoides, Stylina limbata, Montlivaltia sessilis,



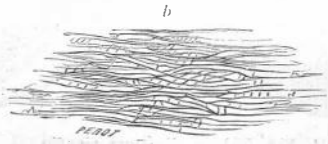


Fig. 327. — Scyphia reticulata.

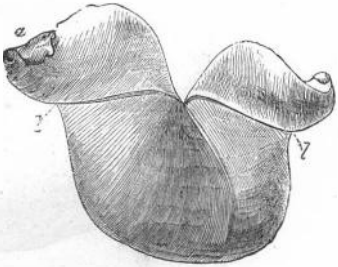


Fig. 328. — Diceras arietinum.

etc. Un semblable banc de Coraux (Coralrag) se montre en Souabe à un niveau un peu plus élevé, à la limite supérieure de l'oxfordien.

Les *calcaires à Spongites* ou *calcaires à Scyphia* ont une origine semblable à celle des bancs de Coraux ; ils sont le mieux développés en Franconie et en Souabe, d'où on peut les suivre diminuant toujours de puissance par la Suisse jusqu'en Bourgogne. Comme le nom l'indique, les Éponges forment l'élément principal de ces calcaires ; ce sont surtout les genres Scyphia, Cnemidium, Tragos. Le troisième horizon zoogène du jurassique blanc est formé par les *calcaires à Diceras* qui prennent une

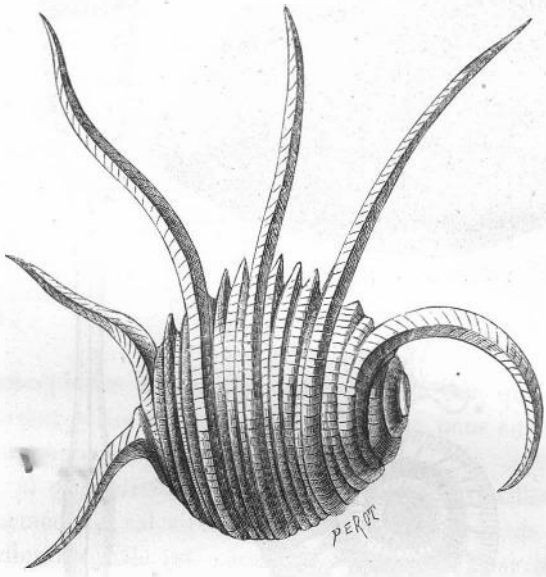


Fig. 329. — Pteroceras Oceani.

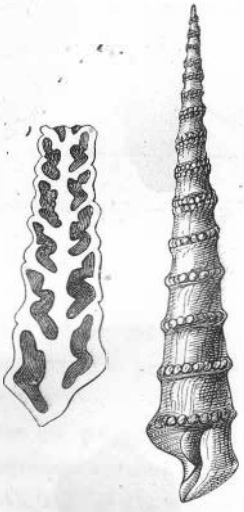


Fig. 330. — Nerinea tuberculosa.

grande part dans la formation du jurassique de France et de Suisse, à la limite entre l'oxfordien et le kimmeridgien.

b) *Kimmeridgien*. La série des couches du kimmeridgien est formée de calcaires compactes, argileux et oolithiques ; les calcaires marneux des

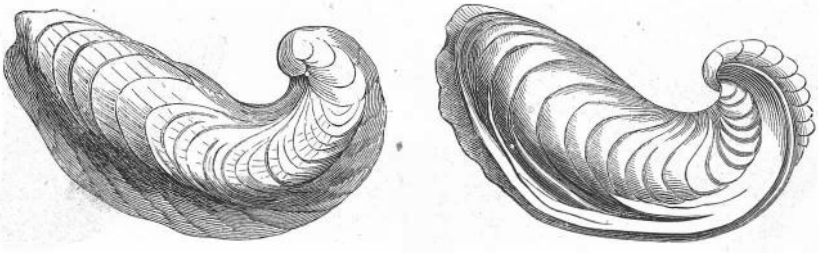


Fig. 331. — Exogyra virgula.

horizons supérieurs sont gris, blanc jaunâtre clair ou tout à fait blancs. Parmi les nombreux restes organiques de ce groupe, les fossiles caracté-

ristiques sont : Pteroceras Oceani, Nerinea tuberculosa, Bruntutana pyramidalis, Exogyra virgula, Pholadomya acuticostata, Corbis subclathrata, Terebratula subsella.

Les *schistes de Solenhofen* forment le complexe le plus intéressant de la formation kimmeridgienne. La disposition régulière des couches et la finesse de grains de ces calcaires leur ont permis de conserver les parties les plus délicates des organismes et de nous représenter aujourd'hui une riche faune de jurassique supérieur, dont la trace eût été perdue sans ces heureuses conditions. Les principaux fossiles sont les Céphalopodes nus avec tête, bras, manteau, poche à encre, estomac ; en outre des Aptychus, des Crustacés, surtout des Astacidés, avec antennes multiarticulées, pinces et pattes en bon état, des Libellulides avec les plus délicates nervures de leurs ailes, des Araignées aux longues pattes, des squelettes de Poissons surtout de Lepidotus, Megalurus et Aspidorhynchus, enfin les restes et quelquefois des squelettes bien conservés de Pterodactylus et de Rhamphorhynchus. On a trouvé dans ces couches, comme nous l'avons déjà dit, les ossements et les plumes de l'Archæopterix.

Etage tithonique. Dans les Alpes, les Karpathes et les Apennins, surtout dans le sud du Tyrol, on trouve des calcaires rouges et blancs contenant une faune particulière d'Ammonites, mais qui sont surtout



Fig. 332. — Terebratula diphya.

a, Empreintes de vaisseau sur le moule.



Fig. 333. Aptychus latus.



Fig. 334. Ammonites ptychoicus.

remarquables par leur richesse en Terebratula diphya ; ils reposent sur des schistes calcaires bigarrés à nombreux Aptychus (schistes à Aptychus). Ce complexe de couches est comme le facies alpin de l'étage kimmeridgien supérieur et on peut peut-être le considérer comme équi-

valent aux couches de Purbeck. On retrouve également au N. de la Moravie et en Hongrie ces formations caractérisées par Terebratula diphya. On doit rapporter l'étage tithonique au kimmeridgien d'après les fossiles communs avec les schistes de Solenhofen, Ammonites ptychoicus, tortisulcatus, hybonotus, lithographicus, etc.

Comme nous l'avions déjà remarqué, partout les niveaux jurassiques et, comme nous le verrons plus tard dans le crétacé et plus encore dans le tertiaire, il y a dans l'étage tithonique des différences de facies importantes. L'un des plus fréquents est le *facies à Céphalopodes*, calcaires dans lesquels les Ammonites, les Aptychus et les Belemnites, les Ammonites surtout, ont la prédominance. Ici se rangent les calcaires à Ammonites du S. du Tyrol, les rochers calcaires des Karpathes et en partie aussi le calcaire de Stramberg. Les *couches à Aptychus* schistes ou calcaires impurs contenant presque exclusivement des Aptychus (couches d'Oberalmer en Autriche, schistes à Aptychus de Bavière et des Karpathes) forment un second facies alpin. Dans le troisième facies, *couches coralliennes* ou à *Spongites*, ce sont les Coraux, Spongiaires, Dicérates, Nérinées et Brachiopodes, qui dominent, les Céphalopodes sont plus rares. Stramberg, Inwald, Pirgl près Saint-Wolfgang, Wimmis près Thun, etc., fournissent des exemples de ces bancs de Coraux.

c) *Purbeck*. Tandis que dans la plupart des pays jurassiques le kimmeridgien supérieur, riche en Exogyra virgula, termine la série, on trouve au-dessus dans le S. E. de l'Angleterre et sur la côte de France qui lui fait face, comme dans le N. O. de l'Allemagne, une série de couches dont la puissance est de 500 mètres, par exemple, sur le Deister, et que l'on a nommées *couches de Purbeck* ou *Wealdien inférieur*. Elles sont formées en Allemagne (voy. fig. 520) à leur partie inférieure de calcaires en plaques minces remplis de Corbula inflexa, suivis de marnes grises, rouges et verdâtres, avec intercalations de gypse et de sel gemme avec Corbula, Paludina et Cyclas. Ils sont de nouveau recouverts par un calcaire à Serpulites, rempli de Serpula coacervata et quelquefois même presque exclusivement formé par les tubes de ces animaux. Il s'y ajoute encore quelques espèces de Cyrènes et de Corbula. Comme le montrent les fossiles du Purbeck allemand, c'est une formation d'eau saumâtre.

En Angleterre, la série des couches de Purbeck n'a que 55 mètres de puissance et est formée, abstraction faite de quelques bancs calcaires d'origine marine, par des productions d'eau douce et d'eau saumâtre. Ce sont des calcaires argileux gris et des marnes à Paludina, Planorbis, Limnœus, Melania, Cyclas, Cyrena, Corbula, Unio et Cypris ; ces dernières surtout recouvrent les surfaces de stratification en quantités énormes.

C'est au niveau moyen du Purbeck qu'appartient cette couche épaisse de quelques pouces seulement qui a acquis une si grande importance paléontologique à cause des débris de *Mammifères* qu'elle a fournis ; comme nous l'avons déjà dit, ce sont principalement des maxillaires inférieurs de Marsupiaux que l'on a appelés Plagiaulax, Galestes, Triconodon.

Dans cette série de couches et surtout dans l'horizon inférieur, il y a des intercalations de terre végétale brun sombre ou noire (dirt beds) qui renferment de nombreux restes de Conifères et de Cycadées dont les troncs, souvent encore droits, présentent leurs racines enfoncées encore dans le sol sous-jacent ; les troncs brisés sont disposés horizontalement entre les troncs restés en place (fig. 335).

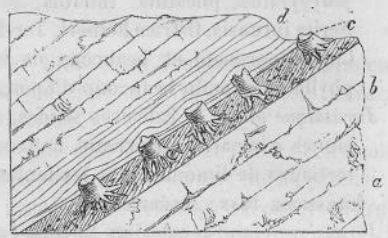


Fig. 335. Coupe du Purbeck inférieur à l'île de Portland.

a, portlandien marin. *b*, formation d'eau douce du Purbeck inférieur. *c*, terre végétale du Purbeck avec Conifères. *d*, calcaire d'eau douce.

Il résulte du fait que les vraies formations marines kimmeridgiennes du N. de l'Allemagne sont recouvertes d'une formation d'eaux saumâtres, comme est le Purbeck du Hanovre, et de ce que, en Angleterre, le portlandien marin est suivi d'une série de couches alternativement d'origine marine, saumâtre et d'eau douce, aussi bien que de terre végétale, que les deux pays ont subi à la fin de la période jurassique un soulèvement interrompu par de fréquentes oscillations, en suite duquel ils sont passés à l'état de côtes unies. Pendant ce temps, d'autres couches et même la plupart des dépôts jurassiques restaient sous la mer et les dépôts marins ne subissaient point d'interruptions : aussi les couches du vrai crétacé inférieur suivent-elles immédiatement celles du jurassique supérieur ; ils manquent naturellement là où les couches étaient émergées et sont remplacées par une formation de marais ou d'eau douce, les wealds proprement dits.

Comme exemple de développement de la série du jurassique supérieur, nous entrerons dans la description spéciale des couches de cette formation en Souabe et dans le N. O. de l'Allemagne.

DIVISION DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR EN SOUABE D'APRÈS QUENSTEDT ET DANS LE N. O. DE L'ALLEMAGNE D'APRÈS HEINRICH CREDNER.

Au-dessus des argiles sombres du jurassique brun supérieur il y a, en Souabe, les marnes calcaires gris clair et les calcaires du jurassique blanc inférieur qui se partagent comme il suit :

I. Jurassique blanc inférieur.

Jurassique blanc α, bancs calcaires avec intercalations d'argile riche en Terebratula impressa, Amm. alternans, complanatus, convolutus, Belemnites hastatus. La limite supérieure de ce complexe forme une couche à Fucoïdes.

Jurassique blanc β, calcaires bien stratifiés sans argiles ou marnes avec Amm. biplex, complanatus, flexuosus, Belemnites hastatus, Aptychus lamellosus.

II. Jurassique blanc moyen.

Jurassique blanc γ, calcaires argileux sombres et calcaires durs spongieux, ceux-ci souvent en nids irréguliers. Entre tous les autres fossiles la Rhynchonella lacunosa est fréquente et les Spongites sont fort abondantes. Comme particulièrement caractéristiques il faut citer en outre : Amm. planulatus, polyplocus, polygyratus, plicatilis, inflatus, perarmatus, alternans, Belemnites hastatus, Nerita jurensis, Ostræa Romeri, Terebratula loricata, pectunculus, bisuffarcinata. Cidaris coronata et beaucoup de baguettes de Cidaris, Eugeniacrinus caryophyllatus et enfin beaucoup d'Éponges des genres Scyphia, Spongites, Manon.

Jurassique blanc δ, calcaires solides, souvent siliceux, inférieurement gris bleu, jaunes à la partie supérieure, nettement stratifiés, remplis d'Éponges. Les dépôts tertiaires de limonite dans les fentes de ces couches sont fréquents.

III. Jurassique blanc supérieur.

Jurassique blanc ε, calcaires finement grenus ou compactes, non stratifiés, et dolomie, oolithes et bancs corallins. Les fossiles sont très-souvent entièrement silicifiés. Les plus fréquents sont Isastræa helianthoides, Meandrina Sommeringi, Stylina tubulosa, heteromorpha et beaucoup d'autres Astrées, en outre Thecosmilia trichotoma, Montlivaltia, etc. Apiocrinus mespiliformis et Milleri, Cidaris coronata, Hemicidaris crenularis, Rhynchonella trilobata et inconstans, Terebratula pectunculoides, loricata, lagenalis, insignis, Ostræa hastellata, Nerinea depressa, Mandelslohi, suprajurensis et Gosæ; Lepidotus, Sphærodus, Pycnodus, Notidanus, Teleosaurus.

Jurassique blanc ζ, Calcaire en plaques et argiles marneuses avec Trigonia suævica, Goniomya marginata et ornata, Amm. inflatus, Terebratula pentagonalis; dans le calcaire à dalles de Nusplingen on trouve beaucoup de débris de Crustacés, Aptychus, Onychoteuthis, Poissons, Ptérodactyles.

D'après Heinrich Credner la division du jurassique supérieur au N. O. de l'Allemagne est encore plus variée.

I. Groupe oxfordien.

1) *Oxfordien inférieur, couches à Gryphœa dilatata.*

a. *Zone à Amm. cordatus*, calcaires marneux en partie oolithique sableux, de couleur grise, 5-7 mètres; avec Grypbæa dilatata, Amm. cordatus. Pecten subfibrosus, Trigonia clavellata, Echinobrissus scutatus.

b. *Zone à Amm. complanatus*, calcaire marneux parfois dolomitique gris jaunâtre; 3-5 mètres.

c. *Banc corallin*, calcaire gris de fumée quelquefois celluleux, 1,5 mètres de puissance; avec Isastræa helianthoides, Montlivaltia subdispar et sessilis, Thecosmilia trichotoma, Latimœandra plicata, Thamnastræa concinna.

d. *Zone à Opis similis*, marne, 0,5, seulement locale avec Opis similis, Astarte rotundata, Cerithium limæforme, Macrodon læve.

Les zones *a. b. c*, sont limitées au Tönnjesberg, Lindener Berg, Monkeberg près Hanovre Hersum, Kahleberg, Porta, Ilsede.

2) *Oxfordien supérieur, couches à Cidaris florigemma*, limités sur le Lindener Berg, Monkeberg, Deister, Kahleberg; Galgenberg; elles contiennent Cidaris florigemma, Echinobrissus planatus, Terebratula bisuffarcinata, Phasianella striata, Chemnitzia Heddingtonensis.

e. *Zone à Ostræa hastellata*, dolomie, calcaire marneux dolomitique, oolithe friable; 3-15 mètres.

f. *Zone à Pecten varians*, oolithe et calcaire compacte; 6-10 mètres; avec Pecten varians, Ilemicidaris crenularis, Ostræa Romeri, Nerinæa Visurgis, fascinata, Astarte lævis.

g. *Zone à Rhynchonella pinguis*, dolomie, quelquefois marne calcaire oolithique atteignant 25 mètres de puissance à Rhynch. pinguis, Ter. humeralis, Exogyra spiralis, Natica hemisphærica, Ichthyosaurus.

II. Groupe du kimmeridge.

1) *Kimmeridge inférieur, couches à Nérinées*, limitées au Tönnjesberg, au Lindener Berg, Monkeberg, Sülfeld, avec Ostræa multiformis, Mytilus jurensis; Avicula Goldfussi, Cyprina Saussuri, Cyprina lediformis.

h. *Zone à Natica globosa*, marne calcaire gris clair avec bancs de calcaire compacte; 6 mètres; Natica globosa, hemisphærica, macrostoma; Nerita jurensis.

i. *Zone à Nerinea tuberculosa*, Calcaire (calcaire à Nérinées), recouvert d'argile gris sombre; 1 mètre et demi de puissance; avec Nerinea tuberculosa, Mandelslohi, conulus, Chemmitzia abbreviata et Limmeriana, Cerithium septemplicatum, Astarte supra corallina.

k. *Zone à Nerinea obtusa*, calcaire et marne dolomitique avec lits d'argile; atteint 18 mètres de puissance. Chemnitzia dichotoma et Nerinea obtusa.

l. *Zone à Pteroceras Oceani*, calcaire oolithique et compacte dont la puissance peut s'élever à 13 mètres: Terebratula subsella, Exogyra bruntrutana, Gervillia tetragona, Corbis decussata, Nerinea p ramidalis, Gosæ, bruntrutana, Pteroceras Oceani.

(D'après Struckmann avec Exog. virgula à Hanovre.)

2) *Kimmeridge supérieur, couches à Exogyra virgula*, calcaires compactes et oolithiques et argiles calcaires alternantes puissantes de 250 mètres, avec Exogyra virgula, Cyprina Saussuri, Pholadomya multicostata, Trigonia suprajurensis et verrucosa, Terebr. subsella.

III. Wealdien inférieur ou groupe du Purbeck.

1) *Calcaire d'Einbeckhausen*, en minces couches, inférieurement avec lits de marnes calcaires; 100 mètres de puissance avec Corbula reflexa et alata, Turritella minuta.

2) *Marne de Münder*, marne rouge et verdâtre avec dolomie et gypse, plus de 300 mètres avec Corbula, Paludina et Cyclas.

3) *Serpulite*, calcaire alternant avec des argiles schisteuses pouvant atteindre 50 mètres de puissance, rempli de Serpula coacervata. Les divisions du Purbeck sont principalement restreintes sur le Süntel, l'Ith, Oldendorf.

Ces nombreuses zones du jurassique supérieur au N. de l'Allemagne se laissent, d'après Struckmann, paralléliser de la manière suivante avec celles du *Malm* du N. de la France :

I. Étage oxfordien (d'après Loriol), — zone à Amm. cordatus et complanatus de Credner; Couches d'Ilersum de V. Seebach.

II. Étage corallien ou séquanien, banc corallin et couches à Cidaris florigemma de Credner.

III. Étage kimmeridgien.

Astartien, Zone à Natica globosa et Nerinea tuberculosa de Credner.

Pterocerien, Zone à Nerinea obtusa et Pteroceras Oceani de Credner.

Virgulien, Couches à Pteroceras supérieures de Ahlem, couches à Virgula de Credner.

IV. Étage portlandien, calcaire d'Einbeckhausen, Marnes de Münder, Serpulite.

Différents facies du Jurassique supérieur. Le jurassique moyen, mais surtout le jurassique supérieur d'Europe, semble s'être déposé sous un triple facies. Comme ces divers modes de développement appartiennent à des aires largement séparées les unes des autres dans l'espace, on peut, d'après Neumayr, distinguer sur notre continent trois provinces jurassiques qui se suivent du S. au N. et qui, d'une manière générale, sont séparées l'une de l'autre par des lignes de frontières courant de l'E. à l'O.

1) *La formation méditerranéenne* caractérisée par l'extrême abondance des Ammonites du groupe des Heterophylli (Phylloceras) et des Fimbriati (Lytoceras) et par la Terebratula diphya. A cette division appartiennent le jurassique des Alpes, des Karpathes, des Cévennes, de l'Espagne, de l'Italie et de la presqu'île des Balkans.

2) *La formation de l'Europe centrale*, caractérisée par la fréquence des Ammonites du groupe des Inflati (Aspidoceras), par sa richesse en Coraux, et le manque presque complet des Phylloceras et Lytoceras. Il faut rapporter ici les dépôts jurassiques de l'Allemagne, de la France, Alpes mises à part, de l'Angleterre et des pays baltiques.

3) *La formation boréale*, caractérisée par l'absence des Ammonites que nous venons de citer et des Coraux. C'est le jurassique du centre et du nord de la Russie, du Spitzberg et du Gröenland.

Neumayr attribue les différences de faunes de ces trois provinces géologiques aux conditions climatologiques qui, pour la première fois, ne sont plus les mêmes par toute la terre à la période jurassique.

Répartition géographique du jurassique. En Allemagne, le jurassique occupe trois vastes champs, celui de la Franconie et de la Souabe, celui du N. O. de l'Allemagne et enfin celui de la Haute-Silesie. L'affleurement de ce terrain en Franconie et en Souabe forme un grand arc dont la plus forte courbure est au pays de Regensburg ; son côté S. va de Schaffausen en direction N. E. et son côté N. s'étend de Coburg vers le S. S. E. Le premier est représenté par les Alpes de Souabe, le second par le Jura franconien. Le lias, *le Dogger* et le *Malm* forment ce territoire jurassique. Le lias s'étend comme un tapis au pied des montagnes et il est d'ordinaire

si profondément entamé par les cours d'eau qu'il laisse voir les couches du keuper sur lesquelles il repose. Le *Dogger* s'étend sur une zone beaucoup plus restreinte en versants plus ou moins rapides au pied des pays montagneux formés de jurassique blanc. Le jurassique blanc de la Franconie est caractérisé par de puissantes formations de dolomie dans lesquelles s'étendent les célèbres grottes de Müggendorf et de Geilenreuth. L'élévation peu accentuée qui unit le jurassique franconien aux Alpes de Souabe est le terrain qui fournit les célèbres plaques calcaires de Solenhofen et de Pappenheim.

Les couches jurassiques du nord de l'Allemagne s'étendent en un golfe dirigé de l'O. à l'E. de la frontière hollandaise jusqu'au pays d'Halberstadt. Les couches jurassiques sont couvertes de diluvium dans la plupart des points N. de cette région ; c'est seulement au bord S. qu'elles se montrent sous forme d'une zone presque ininterrompue dirigée de l'E. vers l'O. et forment les chaînes de hauteurs peu importantes du bord S. des Pays-Bas. La plus importante de ces chaînes est celle du Weser qui est coupée par le fleuve, aux Porta westphalica, une des plus belles coupes que fournisse le jurassique du N. O. de l'Allemagne. De là il s'étend vers le S. E. jusqu'au Süntel au nord de Hammeln et se joint à un petit golfe latéral (Hilsmulde) ; il s'étend ininterrompu jusque près de Eimbeck, et rappelle son extension primitive vers le S. E. par des tertres isolés de lias aux environs de Göttingen, Eisenach, Gotha et Arnstadt. A part les sortes d'îles qui s'élèvent des formations récentes, surtout du diluvium à Hanovre, ces couches jurassiques forment la partie principale de la suite de hauteurs qui s'étendent de Hildesheim jusque Goslar et Harzbourg. En outre, vers l'E., par conséquent dans les pays montagneux, au N. et au N. E. du Harz, entre Brunswick et Magdebourg, les couches jurassiques se montrent en ceinture autour de nombreuses îles plus anciennes et principalement de l'âge triasique. Le jurassique blanc et au-dessous de lui les calcaires oolithiques et les dolomies du groupe oxfordien s'élèvent pour former les hauteurs que nous venons de nommer, tandis que sur leurs pentes S. la plupart des couches formées de roches argileuses du lias et du *Dogger* viennent au jour sous forme de bandes étroites.

Le troisième territoire jurassique de l'Allemagne est celui de la Haute-Silésie qui s'étend jusqu'en Pologne, occupant une aire de plus de 400 milles carrés, recouverte à la vérité en grande partie par les dépôts diluviens. Il forme principalement la série de hauteurs qui s'étend de Cracovie à Czenstocovie, et de là avec des interruptions en direction N. O. jusque Wielun. Les calcaires qui forment ces hauteurs appartiennent au jurassique blanc; ils sont portés par les couches sableuses du *Dogger*, qui forment une zone s'étendant du N. O. vers le S. E. et reposent

en concordance sur le keuper. Ces dépôts montrent une si grande concordance au point de vue pétrographique et paléontologique avec ceux du N. de l'Allemagne et surtout du Wurtemberg, que l'on peut en conclure l'existence d'une communication entre les deux mers au sein desquelles ils se sont formés. Le détroit qui les reliait pouvait passer en Moravie dans la direction de Vienne et aller delà sur Regensberg. La présence de roches jurassiques et de fossiles au facies polonais, dans la Suisse Saxo-bohémienne et au S. de la Lusace, est aussi très-remarquable ; ils se montrent à la limite entre la craie et le granite des monts de Lusace ; les roches sont renversées.

Il est vraisemblable qu'il faut considérer comme avant-postes du jurassique de Silésie et de Pologne les affleurements de ce terrain aux embouchures de l'Oder. Ce sont en partie des roches attaquées et brisées par les vagues de la mer diluvienne, par conséquent des amas de blocs puissants ou des masses rocheuses non encore détachées, dont le niveau supérieur appartient au jurassique blanc et le niveau inférieur au *Dogger*.

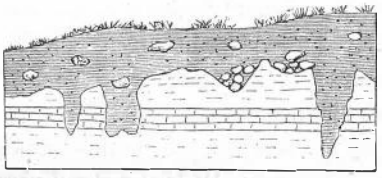


Fig. 336. — Roches jurassiques *a* dans le diluvium *b* de Klemmen en Poméranie.

Le premier a une grande ressemblance avec le jurassique de la Haute-Silésie, le second avec celui de Hanovre, et ils représentent le Coral-rag supérieur de Römer (oxfordien supérieur, surtout les couches à Pecten varians) et les couches à Pteroceras du groupe du kimmeridge.

Enfin, il y a aussi du jurassique dans les environs de Stralsund. D'après Berendt, il est formé d'argiles bleu clair avec concrétions calcaires à Ammonites du groupe des Falciferi (Harpoceras) et ils contiennent les espèces du lias supérieur et du *Dogger* inférieur. Ce terrain représente donc le passage de l'une à l'autre de ces deux formations.

En Russie, le jurassique, et le *Dogger* supérieur presque exclusivement, atteint une répartition importante. Il s'étend surtout à l'intérieur du bassin paléozoïque de Moscou sur de larges espaces. En Crimée et au Caucase au contraire, les dépôts jurassiques forment de vraies chaînes de montagnes.

En Angleterre, les couches jurassiques occupent une large zone qui s'étend de Portland et Lyme Regis sur la côte du Canal en direction presque N. sur Bath, Oxford et Lincoln, jusqu'à ce qu'elles atteignent la côte E, à Whitby. Les trois divisions principales de la formation sont nettement développées et leur disposition est généralement très-simple, car les couches de tout le système plongent légèrement vers l'E., de sorte qu'au bord O. ce sont les zones les plus anciennes qui affleurent, tandis qu'au bord

E. ce sont les formations les plus récentes. Les premières reposent en concordance sur le keuper supérieur, les dernières sont recouvertes par la craie.

Le jurassique de la France forme à la surface deux zones en anneau, dont l'une située au S. est assez exactement fermée, tandis que l'autre, tournée au N. vers le Détroit, est largement ouverte. L'anneau S. entoure le Plateau central de la France contre lequel il s'est déposé, de telle manière que le lias forme une zone interne, le *Dogger* et le jurassique blanc des zones plus extérieures. L'anneau jurassique N. se comporte d'une manière inverse : toutes ses couches plongent vers le centre, formant ainsi un bassin plat dont le membre le plus ancien est à l'extérieur et les couches plus jeunes au centre, recouvertes par le crétacé et les formations tertiaires. Les dépôts jurassiques de la Lorraine allemande, principalement le pays entre Metz et Thionville, appartiennent à l'aile E. de ce grand bassin.

La formation jurassique quitte la Souabe en direction S. O. sur le Rhin et s'étend dans le pays suisse pour former le Jura formé de Bâle à Genève par un certain nombre de chaînes parallèles dues au plissement des couches (fig. 502). Du Jura Suisse part une langue de dépôts jurassiques, aujourd'hui en grande partie détruite et qui s'étendait en direction N. E. dans le golfe entre les Vosges et la Forêt-Noire, occupé aujourd'hui par la vallée du Rhin. Les petits amas jurassiques isolés de Wiesloch, Fribourg et Kandern, sur la rive droite du Rhin, et ceux de Buxweiler, Rappoltsweiler et Rauffach en Alsace, sont tout ce qui reste de ce prolongement.

Le jurassique prend une part importante à la formation des Alpes calcaires ; il s'étend sous forme d'une large bande autour des bords N., S. et O. de leur chaîne, de sorte qu'il semble former une arche jurassique énorme qui aurait été déchirée en son milieu pour livrer passage aux roches cristallines de la zone centrale. Les rapports de stratification du jurassique alpin sont fort embrouillés par suite des cassures, glissements, renversement de couches, et la difficulté qu'il y a à se rendre compte de leur disposition primitive est encore augmentée par le métamorphisme qu'ont généralement subi ces couches et par l'existence de faunes locales tout à fait aberrantes, mais dans lesquelles on a cependant trouvé des représentants des trois divisions principales du jurassique. Les calcaires rouges et blancs à Terebratula diphya et les schistes contenant de nombreuses espèces d'Aptychus sont un facies particulier du jurassique blanc supérieur : on les a réunis sous le nom d'étage tithonique et ils sont typiques à Trente en Tyrol.

Dans les Karpathes, le jurassique ne se montre d'ordinaire qu'en petits affleurements de rochers escarpés au-dessus du manteau de grès tertiaire.

Ces rochers abruptes se rencontrent tantôt isolés, mais le plus souvent réunis en grand nombre et formant alors des traînées étendues. Ainsi la traînée entre Neumarkt et Siebenlinden d'après Stach et Neumayr, sur une largeur de 1/2 mille et une longueur de 11 milles, est formée de plus de 2000 de ces escarpements.

Dans l'Amérique du Nord, on admet comme jurassique l'horizon supérieur sans fossiles du nouveau grès rouge et on rattache aussi à cette formation les schistes cristallins dans lesquels se trouvent les filons aurifères de la Californie. Mais le jurassique n'a été rencontré avec certitude que sur la pente E. des montagnes Rocheuses (Black Hills, Monts

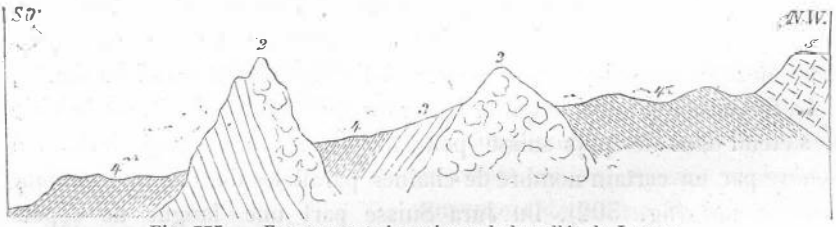


Fig. 337. — Escarpements jurassiques de la vallée de Lutowa.

1. Calcaire rouge à Crinoïdes (*Dogger*); 2. Calcaire rouge noduleux à Ammonites (*Tithonique*); 3. Schistes et marnes (*Néocomien*). 4. Grès des Karpathes moyens. 5. Grès des Karpathes supérieurs. } *Tertiaire.*

Laramie). Ce sont des calcaires marneux gris ou blanchâtres de 300 mètres de puissance et qui contiennent des Pentacrines, Ammonites, Belemnites et Trigonies; ces fossiles demandent une comparaison plus intime avec les formes européennes.

On a aussi trouvé les couches jurassiques au Chili, aux Indes orientales, et en Sibérie.

Roches éruptives. Les roches qui ont fait éruption à l'époque jurassique ou qui traversent les couches de cet âge sont restreintes à un petit nombre de localités. Il faut citer d'abord la côte O. de l'Écosse et les îles de Skye et de Mull où, d'après Zirkel, en outre des roches basaltiques qui sont régulièrement intercalées ou traversent le lias, il y a des *syénites* et des *felsitporphyres* qui traversent en les métamorphisant les roches jurassiques inférieures et sont par conséquent plus récentes qu'elles. L'impossibilité de soutenir que les éruptions des roches granitiques n'ont jamais eu lieu qu'aux âges paléozoïques est ici frappante. La coupe suivante est remarquable (fig. 338) à cet égard.

Les couches les plus inférieures de cette localité sont liasiques et elles sont suivies des formations du jurassique brun jusqu'au *Cornbrash*. Au-dessus de ces couches, un épais manteau de trapp semblable à du basalte

est en connexion avec beaucoup de filons qui traversent les roches sédimentaires et remplissent les anciennes fentes d'éruption, le manteau de

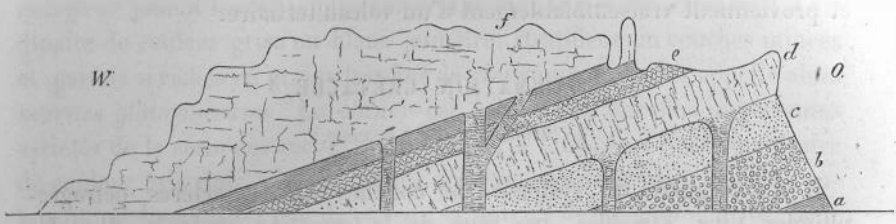


Fig. 338. — Coupe de la presqu'île de Trotternish à Skye.

a, lias; *b*, oolithe inférieure; *c*, cornbrash et forest-marble; *d*, trapp; *e*, oxfordien; *f*, basalte et mandelstein.

basalte étant recouvert par les sédiments du jurassique blanc inférieur, l'oxfordien. On peut donc fixer très-exactement l'âge du trapp intercalé dans ce système de couches, et il est certain qu'il a fait éruption à la fin de la période jurassique moyenne. Au-dessus de l'oxfordien on trouve un second manteau puissant de roches éruptives, basalte et amygdaloïdes basaltiques reliés à de nombreux filons qui s'élèvent de la profondeur en traversant les couches jurassiques et le trapp. Il y a donc dans cette coupe deux basaltes superposés, l'un jurassique et l'autre vraisemblablement tertiaire.

En un autre point de la même île, il y a un amas étendu de *felsitporphyre syénitique* sur le lias moyen et le lias aussi bien que le felsitporphyre est traversé de plusieurs filons basaltiques divisés en colonnes. Les mêmes phénomènes s'observent sur l'île de Mull où les calcaires triasiques sont également traversés par les felsitporphyres et les filons basaltiques.

Le *métamorphisme* que subissent les roches liasiques de l'île de Skye au contact des granites, felsitporphyres et syénites quartzifères, est de grand intérêt. A proximité des syénites qui s'élèvent en dômes isolés sur le lias, le calcaire est transformé en marbre d'un blanc de neige, la stratification est effacée et les restes fossiles détruits; l'on peut suivre progressivement le changement des calcaires ordinaires à Ammonites et Gryphées en marbres cristallins, ce qui permet de conclure que l'éruption a eu lieu après le dépôt du lias. On s'étonne cependant de rencontrer de vraies roches granitiques d'âge si récent. Outre les exemples cités, d'innombrables autres filons de basalte traversent le lias de Skye et de Mull.

On connaît aussi dans les Pyrénées des granites plus récents que le jurassique. Dans la vallée de Garbett, ils ont traversé les schistes calcaires du lias en les brisant et ils en enferment leurs fragments en quantité extrêmement considérable.

Il y a des roches éruptives qui n'appartiennent pas à l'âge jurassique et

qui ne se trouvent que dans les Alpes de Souabe comme près de Wordlingen sous forme de dômes et de filons ; elles sont beaucoup plus récentes et proviennent vraisemblablement d'un volcan tertiaire.

FORMATION CRÉTACÉE

(Craie, formation procène.)

Il n'y a guère de système de couches aux caractères pétrographiques plus variables que ceux de la formation crétacée dans les divers points où on la connaît. Elle est formée en une contrée de craie blanche à écrire et de grès verts, ailleurs elle est due presque exclusivement aux grès et ailleurs encore elle se montre par des calcaires marneux et des argiles plastiques. Ce manque d'homogénéité est la cause des divers noms que cette formation a reçus. On l'appelle *formation crétacée* parce que, en Angleterre et dans le N. de la France où on l'a d'abord reconnue et étudiée, la craie blanche à écrire est un de ses membres importants et caractéristiques, *formation des sables verts* parce que dans les pays comme la Westphalie et dans l'Amérique du Nord les marnes glauconifères jouent un grand rôle dans sa composition, et enfin on l'appelle *quadersandstein* (grès à carreaux) parce que en Saxe, en Bohême et en Silésie, elle est formée en prédominance de grès qui se partagent en plaques.

Dans une variété si grande de caractères, les fossiles seuls permettent d'identifier ou de paralléliser les séries de couches. La formation crétacée apportepar conséquent une preuve frappante à l'assertion donnée plus haut p. 533 que ce n'est pas le caractère pétrographique, mais bien plutôt les caractères paléontologiques qui sont essentiels pour les formations sédimentaires.

Entre les diverses espèces de roches qui prennent part à la formation crétacée dans les divers pays où elle se présente, il faut surtout mentionner les suivantes : le *quadersandstein*, qui forme la partie la plus importante des séries de couches dans lesquelles il apparaît; il a les grains tantôt fins, tantôt grenus, quelquefois cristallins, et ils peuvent passer, surtout à leur base, à un conglomérat grossier; leur ciment est argileux, siliceux ou ferrugineux, mais il peut manquer complétement et c'est ainsi qu'en Belgique, par ex., à Aix-la-Chapelle et surtout dans l'État du New-Jersey, il y a des *sables quartzeux meubles* qui peuvent former des dépôts puissants. Les *grès verts* ou *grès glauconieux* forment une variété particulière qui doit son nom à la couleur verte de ses grains de glauconie. La stratification des grès crétacés est souvent continue sur des étendues considérables, aussi est-elle fréquemment accompagnée de fentes verti-

cales qui déterminent la division en carreaux ou en piliers que le mot *quadersandstein* exprime. Après ces roches, les *marnes* et les *calcaires marneux* jouent le rôle le plus important dans le crétacé. Elles sont d'ordinaire de couleur grise ou blanc jaunâtre, stratifiées en couches minces et parfois si riches en grains très-fins de glauconie qu'on les appelle alors *marnes glauconieuses*. Le *pläner* est encore une des plus importantes variétés de la série des roches marno-calcaires crétacées: c'est un calcaire de couleur gris clair, plus ou moins argileux, souvent glauconieux, contenant quelquefois un peu de silice, la *marne flamboyante* grise, marquée de raies et de flammes de couleur sombre, quartzeuse, schisteuse. A côté des calcaires marneux, il y a les calcaires purs, compactes pour la plupart, et enfin les différentes variétés de la *craie à écrire*, dont l'élément principal est formé de fines molécules de carbonate de chaux et de Foraminifères microscopiques. Nous en avons parlé dans la partie pétrographique de cet ouvrage. La craie blanche à écrire, là où elle se montre, forme en général un des horizons supérieurs du crétacé. A Maestricht, à la limite entre la Belgique et la Hollande, elle est recouverte d'une formation calcaire très-remarquable, de structure caverneuse, friable, formée presque exclusivement de fragments de Bryozoaires, de Foraminifères, d'Echinodermes, de Mollusques, qu'on a appelée *tuf crétacé*. En Danemark, il y a aussi, comme membre supérieur du crétacé, une formation due essentiellement à des fragments de Coraux (*craie corallienne*). La craie blanche à écrire est la roche-mère des silex pyromaques qui se présentent en nodules disposés en bandes ou isolés, de forme bizarre, qui trahissent souvent une stratification extrêmement tourmentée des couches; cependant, l'on connaît des lits et des couches continues et des sortes de filons formés par eux; ces derniers traversent les couches crayeuses et les lits de silex pyromaques parallèles à la craie.

Il y a aussi dans le crétacé des formations *d'argiles* et d'argiles schisteuses qui acquièrent une grande importance non-seulement par leur puissance, mais principalement par leur richesse en fossiles. Certains complexes de couches, surtout dans le crétacé inférieur (argiles wealdiennes, gault, argiles de Hils), sont formés presque exclusivement de roches de cette espèce. Comme les grès, les calcaires et les marnes, elles sont très-souvent glauconifères. Les roches glauconifères du crétacé, surtout les marnes, acquièrent parfois une grande valeur par leur emploi comme amendement. C'est surtout le cas pour le New-Jersey où dans la masse fondamentale des marnes calcaires finement grenues il y a, en outre des grains de glauconie contenant de 6 à 7 p. % de potasse, des grains de la grosseur d'une tête d'épingle, de phosphate de chaux, et des particules pulvérulentes de vivianite.

Parmi les autres membres de la formation crétacée subordonnés d'après leur puissance, mais cependant importants au point de vue industriel, il faut citer les *houilles* et les *minerais de fer*. Les premiers, à part quelques gisements sans importance à Niederschöna en Saxe (cénomanien), sur l'Altenberg à Quedlinburg (sénonien), Wenig-Ragwitz et Ottendorf en Sibérie, dont les deux derniers sont exploités, appartiennent à ce que l'on a appelé la *houille wealdienne* et acquièrent de l'importance dans le N. O. de l'Allemagne, où ils sont l'objet d'exploitations étendues dans le comté de Schaumburg, sur le Diester, Osterwald, Bückeburg. La plupart de ces charbons présentent les particularités d'une vraie houille bitumineuse ; ils ne sont cependant pas produits comme les houilles paléozoïques par la décomposition des Sigillaria, Lepidodendron et Calamites, mais bien par les Conifères et les Cycadées. On connaît des *minerais de fer* exploitables dans le crétacé d'Allemagne, par exemple, à Peine en Hanovre, où des galets de limonite sphéroïdaux, depuis la grosseur d'une noix jusqu'à celle du poing, reliés par de petits fragments du même minerai, forment des couches de 4 à 5 mètres de puissance à la partie supérieure du crétacé. Il en est de même du gisement de Salzgitter, qui appartient au niveau inférieur du crétacé, au néocomien, et qui possède une puissance de 10 à 16 mètres. Il est fourni de sphérules dont la grosseur oscille entre celle du pois et celle de la noix et en outre de fragments anguleux et à arêtes vives de limonite ; ils proviennent, comme le montrent de nombreux fossiles jurassiques que l'on trouve entre eux brisés et roulés, des nodules de sphérosidérite du lias et du dogger, arrachés par la mer néocomienne et brisés par elle. En d'autres localités (surtout au versant nord des Karpathes) le crétacé inférieur renferme des lits continus ou des bandes rapprochées formés par des nodules de limonite.

Caractères paléontologiques du crétacé. Le crétacé est pauvre en fossiles végétaux, comme le sont en général les formations marines, et seulement quelques horizons dans le système entier sont riches en débris de plantes. On peut conclure d'après ce que l'on connaît de la flore crétacée que pendant la première moitié de la période elle avait des rapports intimes avec la flore jurassique. Ce sont les mêmes genres de Fougères, de Conifères et de Cycadées, connus déjà dans le rhétien. C'est seulement au milieu de l'époque crétacée, au cénomanien, qu'apparaissent les premiers représentants des Dicotylédons angiospermes, aussi bien en Amérique que sur l'ancien monde, par les feuilles de Credneria et celles des Acérinées, des Salicinées, etc. En même temps, les Fougères deviennent très-rares et les Cycadées avec les formes tropicales des Conifères diminuent de plus en plus. Niederschöna en Saxe,

Kieslingwald en Silésie, Blankenburg et Quedlinburg sur le Harz, Aix-la-Chapelle dans la Prusse rhénane, sont des localités célèbres pour leur flore crétacée d'Angiospermes; il s'y est ajouté depuis peu la côte de Noursoak au Groëland.

Nous avons dit plus haut que la formation crétacée était presque exclusivement marine, mais, comme nous le verrons, le complexe normal des couches marines n'est pas développé partout. Au contraire, l'horizon est remplacé dans diverses contrées par une formation de marais et de rivage, la *formation wealdienne*, à laquelle nous avaient préparés ces soulèvements de la fin du jurassique qui avaient déterminé les dépôts de Purbeck. Par suite de ces changements de niveau, le Purbeck fut transformé en une surface marécageuse, riche en lagunes, sur laquelle s'éleva la flore luxuriante de Cycadées, de Conifères et de Fougères qui fournit les éléments de la houille wealdienne et dont les restes nous ont été conservés en bon état dans les argiles schisteuses qui l'accompagnent. Nous montrerons à propos du Weald que cette flore a des rapports étroits avec celle du jurassique.

Les principaux faits du développement de la vie animale au cours de la formation crétacée sont les suivants. Les Foraminifères se montrent en nombre énorme et prennent une part essentielle à la formation non seulement de la craie blanche à écrire, mais d'une manière générale à celle du niveau supérieur entier. Les grains de glauconie eux-mêmes qui remplissent certains grès, marnes et couches calcaires ne sont pour la plupart que des moules de Foraminifères. Outre un nombre immense de formes microscopiques, de nombreux représentants des genres Textularia, Frondicularia, Nodosaria, Siderolithes, Orbitulina se font remarquer par l'élégance de leurs formes. Les *Éponges* sont encore plus riches qu'à l'époque jurassique et, surtout dans les niveaux supérieurs, elles possèdent des formes extrêmement élégantes comme les Cœloptychium, les Scyphia et les Manon. Les *Coraux* sont proportionellement plus rares que dans le jurassique ; les formations de bancs et de récifs caractéristiques appartiennent surtout aux genres Anthophyllum, Cyclolites, Micrabacia, Troschosmilia, Synastræa, Thamnastræa, Astrocœnia, Mœandrina, etc. Les *Echinodermes* atteignent le maximum de leur développement par un très-grand nombre de genres, d'espèces et d'individus, surtout des Spatangides, car, à côté de ce dernier groupe, les autres Echinodermes disparaissent presque complétement. Les genres Ananchites, Galerites, Discoidea, Holaster, Micraster, Toxaster et Salenia sont des plus caractéristiques.

Les *Brachiopodes* sont encore représentés dans le crétacé par des formes si nombreuses qu'ils ne perdent guère du développement qu'ils avaient au jurassique. Leur genre *Rhynchonella* produit des espèces

nombreuses avec beaucoup de variétés, les Terebratula, Magas, Megerlea, Crania, Thecidium, ont également une grande fréquence. Parmi les Bivalves, les Ostrœides, aussi bien les Exogyres que les Gryphées, fournissent un grand nombre de fossiles caractéristiques; il en est de même pour les Peignes et les Trigonies ; les Bivalves les plus remarquables sont les nombreuses espèces d'Inocerames et les représentants des *Hippurites* ou *Rudistes* exclusivement crétacés. (Caprotina, Caprina, Hippurites, Sphœrulites, Radiolites). Ces dernières remplissent en nombre énorme et presque à l'exclusion de toutes les autres formes organiques, les *calcaires à Hippurites* du S. de l'Europe et de l'Amérique. Les *Belemnites* et les *Ammonites* ont une importance particulière dans la période crétacée, au cours de laquelle ils acquièrent un grand développement pour disparaître complétement avec elle. La destruction des Ammonites est précédée du stade que l'on a appelé non sans raison des *déformations* (Krüppelformen). Les coquilles jusque là spirales et enroulées sur un plan deviennent spirales dans l'espace (Turrilites) s'étendent en ligne droite (Baculites) se courbent en arc, en crosse, en crochet, (Toxoceras, Scaphites, Hamites, Ptychoceras), ou bien les tours de spire se détachent les uns des autres et ne se touchent plus (Crioceras, Ancylocras). Toute cette richesse de formes et l'abondance des Bélemnites s'éteignent avec la craie.

Outre les *Crustacés*, on trouve à l'époque crétacée avec les Décapodes macroures (ex. Glyphœa) et les Cirripèdes (ex. Pollicipes,) les premiers vrais Crabes. Parmi les *Vers*, les tiges coralliformes des Bryozoaires et surtout du genre Eschara jouent un rôle important; dans certains niveaux (tuf crétacé de Maestricht et du New-Jersey) ils ont fourni presque exclusivement les éléments des couches.

On n'a point trouvé jusqu'ici en Europe de restes d'*Oiseaux* ni de Mammifères, mais on ne pourra manquer d'en rencontrer puisque l'on connaît au jurassique des représentants des deux classes et que Marsh a découvert dans le crétacé du Kansas, à la fin du triasique, des *Oiseaux* avec des *dents* et des *vertèbres biconcaves* (Ichthyornis et Odontornis), par où l'apparente lacune entre les Oiseaux et les Reptiles est encore plus diminuée. D'après Marsh la structure du sternum, des ailes et des pieds de cet animal correspondent entièrement à celle des Oiseaux, mais les bords du bec portent de chaque côté, environ 20 petites dents tranchantes enfoncées dans les alvéoles et ces maxillaires de Reptiles manquent du revêtement corné propre au bec des Oiseaux (fig. 559). Toutes les vertèbres sont biconcaves. Les débris de *Poissons* sont partout très-fréquents dans le crétacé. Ils appartiennent principalement aux Poissons cartilagineux ; parmi ces fossiles, les molaires de Ptychodus sont intéressantes en ce qu'elles sont connues seulement dans le crétacé et lui fournis-

sent par suite un trait caractéristique. Les dents aiguës, coupantes qui se rencontrent en quantité en certains points, proviennent d'espèces appartenant aux genres Lamna, Oxyrhina, Otodus et Corax. Les Ganoïdes, jusque

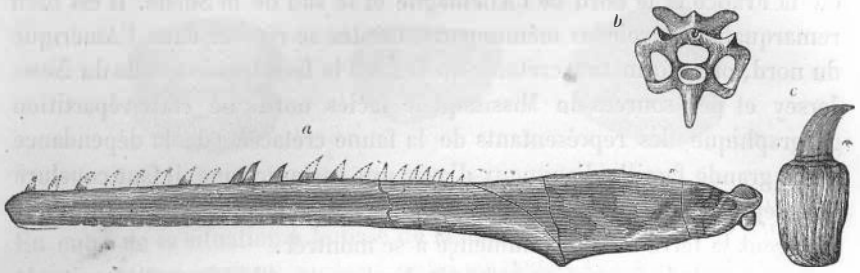


Fig. 359. — Ichthyornis dispar.

a, Maxillaire gauche. *b*, vertèbre isolée. *c*, dent d'oiseau d'une autre espèce voisine. (Hesperornis.) *D'après Marsh.*

là si fréquents, ont diminué considérablement et sont limités à quelques espèces, au contraire, on voit apparaître les premiers représentants des Poissons à écailles cténoïdes et cycloïdes qui prédominent dans la création actuelle (vrais Poissons osseux), et ils dépassent déjà de beaucoup les Ganoïdes à la fin de la période. Les restes des Reptiles sont plus rares dans le crétacé que dans le jurassique, époque de leur épanouissement. On rencontre encore quelques Plésiosaures, Ichthyosaures et Ptérodactyles retardataires et, à côté, de vrais Crocodiles, quelques Iguanes herbivores, comme le Hadrosaurus et enfin le Mosasaure.

Facies Sud et facies Nord du crétacé. Abstraction faite du double développement marin et terrestre ou d'eau douce du crétacé inférieur, comme néoconien et wealdien et de la diversité des flores et des faunes de ces complexes de couches, l'on doit diviser la formation crétacée prise dans son ensemble en deux territoires, l'un nord, l'autre sud, différents par le facies paléontologique qu'ils présentent. La principale différence de ces faunes consiste en ce que c'est dans le crétacé du Sud presque exclusivement, que la remarquable famille des Hippurites atteint le summum de son développement. Ces animaux ne se rencontrent point au nord ou seulement rarement et représentés alors par des individus mal développés comme dans le sénonien de Westphalie, du bord du Harz, du S. de la Suède, le cénomanien de la vallée de l'Elbe. La richesse en Hippurites de la craie du S. est étonnante et dépasse presque l'abondance des Coraux dans le jurassique : comme ceux-ci ils formaient des bancs puissants. A ces animaux se joignent un assez bon nombre de Coraux et de Gastéropodes étrangers au crétacé du Nord. Le crétacé du nord se caractérise par la variété des formes et le grand nombre d'individus des

Ammonites et des *Belemnites*. La *zone* de répartition du crétacé au facies Sud s'étend du Portugal par les Pyrénées et le S. de la France sur les deux côtés des Alpes ; — celle du crétacé du nord, de l'Angleterre par le nord de la France et le nord de l'Allemagne et le sud de la Suède. Il est bien remarquable de voir les mêmes particularités se répéter dans l'Amérique du nord, où la formation crétacée du Texas a le facies sud et celle du New-Jersey et des sources du Mississipi le facies nord. De cette répartition géographique des représentants de la faune crétacée, de la dépendance d'une grande famille d'animaux d'avec une certaine zone, il faut conclure que, déjà à la formation crétacée, les zones climatériques qui aujourd'hui partagent la terre avaient commencé à se montrer.

Division de la formation crétacée. En France, où la formation crétacée se trouve complétement développée et où elle a été pour la première fois l'objet d'études exactes, elle a été partagé par d'Orbigny en cinq sous-divisions :

5. Sénonien.
4. Turonien.
3. Cénomanien.
2. Gault.
1. Néocomien (avec le wealdien).

Cette division et ces qualifications ont été adoptés par les géologues allemands pour les districts crétacés dont l'étude à fait ressortir la ressemblance des caractères pétrographiques et paléontologiques avec ceux des terrains français (coupe figure 250). Mais pour la Saxe, la Bohème et la Bavière centrale, où se sont seulement déposés les trois étages supérieurs du crétacé et encore sous un facies différent de celui des autres territoires crétacées, on a donné à la formation d'après son élément principal dans ces pays, le nom de *Quader*. On y a reconnu trois membres que l'on a qualifiés de *Quader* supérieur, moyen et inférieur, et qui correspondent :

Le *quader* supérieur au sénonien.

Le *quader* moyen au turonien.

Le *quader* inférieur au cénomanien.

De cette manière, la série de couches crétacées Saxo-bavaro-bohémienne se laisse facilement rapporter à la division généralement usitée. (Voyez les tableaux).

Néocomien ou Hils avec les Wealds.

Au nord de l'Allemagne, cet étage est formé à la partie inférieure par des calcaires recouverts de conglomérats et, à la partie supérieure, par des argiles (argiles de Hils) qui cependant peuvent être remplacées par des grès Ex. Teutoburgerwald ; dans la Haute-Silésie il est formé de schistes marneux avec des calcaires subordonnés en couches minces ; en

Angleterre, dans le N. de la France de marnes et grès glauconieux (sables verts inférieurs) et d'argiles gris bleu. C'est à cet étage qu'appartiennent les gisements de mine de fer de Salzgitter puissants de plus de 30 mètres.



Fig. 340. — Toxaster complanatus.

En outre de sa situation à la base de la formation, le néocomien se caractérise presque partout par les fossiles suivants : Toxaster complanatus,



Fig. 341. — Exogyra sinuata.

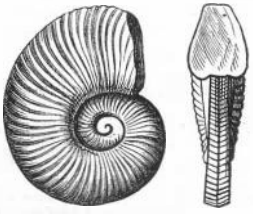


Fig. 342. — Ammonites noricus.

Pyrina pygœa, Terebratula oblonga, Rhynchonella depressa, Terebratula tamarindus, Exogyra Couloni d'Orb. (Exogyra sinuata Sow), Pecten cras-

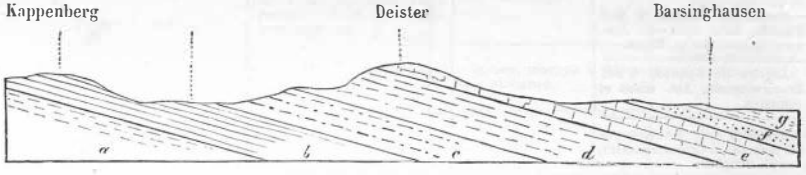


Fig. 343. — Coupe des dépôts de Purbeck et du wealdien du Deister O.

a, Couches à Exogyra virgula ; Kimmeridge.
b, Calcaire à dalles d'Einbeckhausen
c, Marne de Münder } Purbeck ;
d, Serpulite
e, Grès wealdiens ;
f, Argiles wealdiennes ;
g, Argile de Hils ; néocomien supérieur.

sitesta, Avicula macroptera, Thracia Phillipsi, Belemnites subquadratus, Ammonites noricus.

A propos du Purbeck et des caractères paléontologiques du crétacé nous

DIVISION DE LA

	N.-O. DE L'ALLEMAGNE. d'après V. Strombeck.	WESPHALIE d'après Schlüter.	LIMBOURG. d'après Römer, Geinitz.	SAXE (Quaderformation) d'après Geinitz.	BOHÊME d'après Gümbel.
SÉNONIEN.	(Calcaire de Faxoë, Danemark)	Couches à Belemnites mucronatus.	Tuf crétacé de Maestricht et d'Aix la Chapelle avec nombreux Bryozoaires.	Quadersandstein supérieur à Pecten quadricostatus, Inoc. Brongnarti, Rhynch. octoplicata, Asterias Schultzei.	Quadersandstein supérieur du Schneeberg à Asterias Schultzei, Rhynch. octoplicata, Inoc. Cripsi.
	Couches à *Bel. mucronatus*, Magas pumilus, Rhynch. octoplicata, Tereb. gracilis, Bacul. Faujasi, Ananch. ovatus. (Quader supérieur.)	Couches à Bel. quadratus.	Marne crétacée et sables verts à Belem. mucronatus, Tereb. carnea, Mag. pumilus. Ost. vesicularis, Bacul Faujasi.		
	Couches à *Bel quadratus*, Inoc. Cuvieri, Ost. vesicularis, Micr. cor-anguinum, albogalerus, Marsupites ornatus.	Couches à Amm. margæ. Marne de Emsch.	Sables meubles de la forêt d'Aix la Chapelle et de Lonsberg, à leur niveau inférieur Trig. limbata et Gerv. solenoides.	Marnes du quader ou couches à Baculites.	Marne supérieure du planer (couches de Priesen, marnes à Baculites) à Bacul. anceps. Micr. cor-anguinum. Ananch. ovatus, Inoc. Cuvieri.
	Couches à *Inocer. Cuvieri*, Micrast. cor-anguinum. Couches de Salzberg.	Zone à Inoc. Cuvieri.			
TURONIEN.	Couches à *Scaphites Geinitzi*, Am. perampius. Spondylus spinosus, Micr. cor-testudinarium.	Zone à Spondylus spinosus — Pläner à Scaphites.		Planer supérieur de Strehlen à Spondylus spinosus, Scaphites Geinitzi.	Marnes du planer moyennes (couches de Hundorf, à Scaph. Geinitzi, Amm. peramplus, Spond. spinosus, Mic. cortestudinarium.
	Calcaires blancs à Galerites albogalerus, Ter. carnea, Inoc. Brongnarti.	Zone à Inocer. Brongniarti et Amm. Wolgari.		Grès vert de Copitz.	Grès vert moyen couches de Mallnitz à Inoc. Brongniarti, Exogyra columba.
	Calcaires rouges à Inoc. Brongnarti, Inoc. labiatus, Terebr. semi globosa.	Zone à Inocer. labiatus et Amm. nodosoides.		Planer moyen ou quader moyen à Inocer. labiatus, Pinna decussata, Exog. columba.	Quadersandstein moyen (couches de Melnick) à Inoc. labiatus.
CÉNOMANIEN.	Couches à Amm. Rothomagensis.	Zone à Amm. Rothomagensis.		Planer inférieur et sables à Serpula, à Serpula plexus, Ostr. carinata, diluviana, Exogyra halotoidea, Cid. vesicul.	Marne inférieure du Planer et grès vert à Pecten asper et æquicostatus, Exogyracolumba.
	Couches à Amm. varians, Inoc. striatus, Holaster carinatus.	Zone à Amm. varians.			
	Couches à Amm. varians, Ostrea diluviana et carinata. Tourtia; sable vert d'Essen.	Zone à Pecten asper et Catopygus carinatus — Tourtia.		Quadersandstein inférieur et grès verts; couches à fossiles végétaux de Niederschöna et brèches coquillères.	Quadersandstein inférieur, couches à Trigonia sulcataria. couches à Rudistes de Koritz, couches à Végétaux de Perutz.
GAULT.	Marnes flamboyantes avec Avicula gryphæoides.				
	Argile avec Bel. minutus				
	Couches à Amm. Milletianus et tardefurcatus. Marne de Gargas à Bel. Ewaldi, Avic. aptiensis, Ter. moutoniana, Amm. Nisus.				
	Argiles de Speeton à Bel Brunswicensis, Am. nisus et venustus.				
	Couches à Ancyloceras (Crioceras) à Crioc. Emerici, Ancyl. simplex.				
NÉOCOMIEN.	Argile de Hils; grès de Hils du Teutoburgerwald à Bel. subquadratus, Amm. noricus, Thrac. Phillipsi, Glyphea ornata.				
	Conglomérat de Hils à Toxaster complanatus. Pyr. pygœa, Rhynch. depressa, Terebr. oblonga, Ost. macroptera. Manon peziza.	Argile wealdienne à Melania strombiformis, Cyrena, Cypris.			
		Grès de Deisteraveclitsde houille.			

FORMATION CRÉTACÉE.

BAVIÈRE CENTRALE (formation Procène) d'après Gümbel.	HAUTE-SILÉSIE ET POLOGNE d'après Römer.	ANGLETERRE.	NORD DE LA FRANCE.	FRANCE SUD ET ALPES.
Grès de Grossberg avec Bryozoaires, Ostr. vesicularis.	Pologne : Couches à Belemn. mucronatus.	Craie blanche à écrire quarzeuse à Belem. mucronatus et quadratus, Galer. albogalerus, Marsupites ornatus.	Danien, calcaire pisolithique. Craie à écrire à Belem. mucronatus, Inocer. Brongnarti.	Calcaire à Radiolites du Sud de la France.
Marne de Marterberg à Bacul. anceps, Inoc. Cuvieri, Micr. cor-anguinum.	Couches à Galer. subrotundus, Marsupites ornatus.		Craie à écrire à Belem. quadratus.	Couches à Belemmites mucronatus et Micraster cor-anguinum des Alpes de l'est.
Couches de Kagerhoh à Trigon. limbata, Calian. antiqua.		Craie sans quarz à Inoc. Cuvieri, Micr. coranguinum.	Craie à écrire à Micr. coranguinum.	
Couches de Pulverthurm à Scaphites Geinitzi, Inoc. Brongnart	Haute-Silésie : Couches à Scaphites Geinitzi.	Craie marneuse (calcaire gris) à Scaph. Geinitzi.	Calcaire à Micr. cor-testudin., Spondyl. spinosus, Scaph. Geinitzi.	Calcaire à Hippurites cornu-vaccinum. Calcaire à Radiolites cornu pas oris.
Sables verts d'Eisbuckel à Am. peramplus.	Marne calcaire d'Oppeln.	Craie marneuse à Amm. peramplus, Am. Woolgari.	Craie marneuse à Amm. Woolgari, Am. peramplus, Exogyra columba.	Calcaires marneux à Inoceramus labiatus dans le Sud de la *France*. Marne de Hohenems à Scaphites Geinitzi de la *Suisse*.
Couches de Winzenberg et de Reinhausen à Inoc. labiatus.		Craie inférieure sans quarz à Inoc. labiatus.	Craie marneuse à Inoc labiatus, Exog. columba, Rhynch. Cuvieri.	Couches de Gosau à Hippurites cornu-vaccinum Cyclolites ellypticus des *Alpes de l'Est*.
Marne de Regensburg et grès vert principal à Exogyra columba, Pecten asper et æquicostatus.	Calcaires sableux d'Oppeln et Leobschütz à Amm. Rothomagensis.	Calcaire à Amm. Rothomagensis et varians.	Grès vert supérieur de Rouen (craie chloritée) Ost. carinata, Pecten asper Protoc. Hillanum. Am. Rhotomag, varians, Scaphites æqualis, Turrilites tuberculatus. Tourtia.	Calcaire à Caprotina triangularis. Calcaire à Amm. Rothomagensis du *sud de la France*. Calcaires de Serven et couches de Scatis de *Suisse* et *Vorarlberg*.
Sables verts de Schutzfels et argiles schisteuses avec Végétaux.	Grès de Leobschütz a Exogyra columba. Protoc. hillanum, Ost. carinata.	Sables verts supérieurs à Pecten asper, Pecten orbicularis, Exogyra lateralis, Micrabacia coronula.		
	Grès du Godula. (Belemm. minimus ?)	Gault et lits de Blackdown. Bel. minimus, Amm. auritus, Ham. rotundus, Inoc. sulcatus.	Albien, argile et sables verts à Inoc. concentricus et sulcatus, Hamites rotundus, Amm. interruptus, Am. mamillatus.	Albien, couches à Turrilites Bergeri. (Sables verts à Turrilites.)
			Aptien, marnes à Plicatula placunea.	Aptien, couches à Orbitulina lenticularis.
	Couches de Wernsdorf à Ancyloceras, Crioceras, Cycadites, Pterophyllum, Zamites.	Couches à Crioceras.	Urgonien.	Couches à Caprotina ammonia.
	Schistes supérieurs et grès de Teschen à Amm. radiatus et neocomiensis.	Grès verts inférieurs à Exogyra Couloni, Perna Mulleti, Tox. complanatus, Trigonia caudata.	Marne à Huitres à Exog. subplicata et Ost. Leymerii.	Néocomien supérieur à Toxaster complanatus. (Calcaires à Spatangues.)
		Argile du weald.	Calcaire à Tox. complanatus, Rhynch depressa, Trig. caudata Exog. Coulon.	Neocomien moyen à Aptychus, (calcaires à Aptychus.
	Calcaires de Teschen à Aptychus; Bel. pistilliformis, schistes inférieurs de Teschen.	Sables de Hastings.	Sable ferrugineux.	Néocomien inférieur à Toxaster Campechei.

avons déjà dit que, à la fin de la période jurassique de vastes régions du lit de la mer d'alors furent émergées, ce qui permit le dépôt de ces formations de lagunes et de marais que l'on a appelées *formations wealdiennes*.

Formations wealdiennes. Elles recouvrent en concordance les couches jurassiques du Purbeck et ont au-dessus d'elles les argiles et grès des formations wealdiennes supérieures qui sont aussi concordantes, preuve de la durée extrêmement longue et du calme avec lequel se succédaient les soulèvements et les affaissements séculaires. En d'autres contrées où les soulèvements du fond de la mer n'ont pas eu lieu, les dépôts wealdiens ne se sont naturellement pas déposés, mais la formation de sédiments calcaires marins n'a pas été interrompue. Nous avons déjà vu un phénomène analogue pour le triasique et le carbonifère de l'ouest de l'Amérique du nord par exemple, où le calcaire du zechstein suit immédiatement le calcaire carbonifère, tandis qu'en d'autres points affectés de changement de niveau, il s'est déposé une formation d'eau douce et d'eau saumâtre (le houiller) entre les deux complexes marins. La succession des couches résultant de ces processus géologiques est donc la suivante qu'il faut lire de bas en haut.

<table>
<tr><th>FORMATIONS NETTEMENT MARINES.</th><th colspan="2">SÉRIE DE COUCHES MARINES INTERROMPUES PAR DES FORMATIONS DE RIVAGE.</th></tr>
<tr><td>Argiles de Hils</td><td>Argiles de Hils, marines</td><td rowspan="2">Affaissement.</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Conglomérat de Hils</td><td>Argiles du Weald, saumâtres</td></tr>
<tr><td colspan="2">Grès wealdiens et houille, formation de marais et de rivage</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Kimmeridge</td><td>Purbeck, saumâtre</td><td rowspan="2">Soulèvement.</td></tr>
<tr><td>Kimmeridge, marin</td></tr>
</table>

La véritable formation wealdienne n'est connue qu'en deux contrées, en Angleterre (Kent, Sussex, Essex), d'où elle se prolonge en France aux environs de Boulogne, et dans le N. O. de l'Allemagne, où on la trouve en un grand nombre de points entre Helmstadt, dans le duché de Brunswick, et Bentheim, près de la frontière hollandaise, concourant principalement à la formation du Deister, Osterwald, Süntel, de la montagne de Bücheburg et du Teutoburgerwald, dont elle forme une partie essentielle.

Les dépôts wealdiens sont constitués par deux membres, l'un inférieur sableux, l'autre supérieur argileux. Le premier est appelé en Allemagne

grès du Weald ou du *Deister*, en Angleterre *sables de Hastings*, le second porte le nom d'*argiles du Weald*.

Le grès wealdien d'Allemagne est un grès jaune clair ou gris, finement grenu disposé en bancs qui peuvent avoir plus de 3 mètres d'épaisseur et former un complexe de 180 mètres de puissance. Dans ces grès, sont intercalées de nombreuses couches d'argiles schisteuses sombres quelquefois remplies de débris de plantes, comme, par exemple, sur le Deister où l'on trouve 15 lits d'une vraie houille plus ou moins pure, bitumineuse, noire, très-brillante, dont la plupart ont 0,07 à 0,20 de puissance et quelques-uns 1 et même 2 mètres, ce qui les rend exploitables. Ce charbon est sans aucun doute formé de ces mêmes Conifères, Cycadées et Fougères dont les débris sont si abondants dans les argiles voisines.

D'après *Schenck*, la végétation de weald, si l'on fait abstraction d'une forme Monocotylédone douteuse, est exclusivement formée de *Cryptogames vasculaires* et de *Gymnospermes* et le nombre d'espèces des premiers serait double du nombre des seconds, tandis que les Dicotylédons manqueraient encore complétement. Les Cryptogames vasculaires appartiennent aux Équisétacées, Fougères et Marsiléacées dont les premières sont représentées par les genres Equisetum, les Marsiléacées par les Jeanpaulia, les Fougères par les mêmes genres qui étaient déjà caractéristiques pour le rhétien, le lias, le malm et le dogger, Baiera, Oleandridium, Laccopteris, Sagenopteris, Dictyophyllum. La parenté des Cycadées du weald avec les plantes jurassiques et rhétiques est aussi étroite qu'elle l'était pour les Fougères (Ex. Anomozamites, Pterophyllum, Podozamites.) Les Conifères ont peu d'espèces relativement aux Fougères et aux Cycadées, bien qu'ils ne soient pas très-inférieurs pour le nombre ; ils ont pris la part principale à la formation de la houille wealdienne et, à cet égard, il faut citer surtout l'Abietites Linki. D'après ce que nous avons vu, le caractère général de la flore wealdienne est nettement jurassique, c'est-à-dire qu'il appartient à ce degré de développement du règne végétal qui commence au rhétien et se termine au crétacé ancien. C'est seulement dans les couches crétacées les plus récentes que s'opère un changement complet de la flore : les Dicotylédones apparaissent, les Fougères et les Gymnospermes diminuent, tandis que ces deux derniers groupes, aux temps wealdiens, formaient presque exclusivement la végétation.

Les restes d'animaux les plus fréquents appartiennent aux genres Cyrena, Paludina, Cypris, aux Lepidotus et Sphærodus; il s'y ajoute quelques Chéloniens et des Sauriens voisins des Gavials. Le climat wealdien, d'après ce qu'indiquent le grand nombre de Fougères, (Fougères arborescentes) les nombreuses Cycadées et le facies des Conifères, devait être tropical.

Le grès de Deister est recouvert du second étage de la formation wealdienne, les *argiles du Weald*, puissantes de 20 à 30 mètres. Ce sont des argiles schisteuses gris sombre stratifiées en couches minces, avec des intercalations de lits peu épais, mais très-réguliers, d'un calcaire sableux. Ce dernier se caractérise par son étonnante richesse en Cyrena, Cyclas et

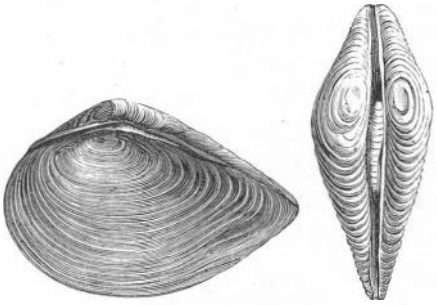


Fig. 344. — Unio Waldensis.

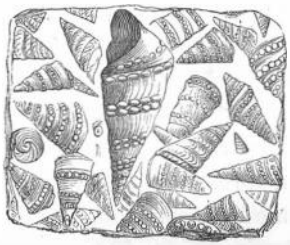


Fig. 345. — Melania strombiform

Melania et certaines argiles schisteuses et marnes par la grande quantité de Cypris et d'Unio qu'elles renferment. Les représentants les plus caractéristiques de cette faune d'eau saumâtre sont Cyrena ovalis, Unio Waldensis, Melania strombiformis, Paludina fluviorum, Cypris Waldensis.

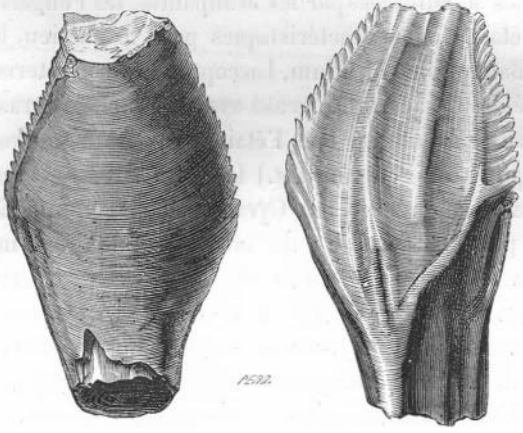


Fig. 347. — Dent de l'Iguanodon Mantelli.

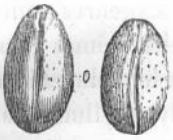


Fig. 346. — Cypris Waldensis.

En Angleterre, l'étage inférieur de la formation wealdienne, comme je l'ai déjà dit, est formé par les sables de Hastings. Ce sont des sables quarzeux et des grès ferrugineux qui alternent avec des marnes et des argiles, mais dans lesquels on ne trouve pas cependant les vrais lits de houille rencontrés en Allemagne. Au contraire, ils renferment des fragments isolés de lignites et des restes carbonisés de plantes. En outre, on y trouve des Mollusques d'eau douce et d'eau salée appartenant aux genres Cyrena, Cyclas, Unio, Paludina, Melania, mais surtout des restes de Poissons (Lepidotus), de Chéloniens (Emys et Trionix) et des Sauriens, parmi lesquels on remarque

les formes colosales des *Iguanodon*. Les os énormes des pieds de ces animaux ont des cavités médullaires et rappellent ainsi les Mammifères. Leurs formes lourdes, la longueur et la force disproportionnées de leurs pieds postérieurs, leur mode d'alimentation, basé presque exclusivement sur les Végétaux, permettent de conclure que l'Iguanodon et son parent l'Hylæosaurus avaient un genre de vie assez analogue à celui des Paresseux actuels. Les sables de Hastings sont suivis par l'argile wealdienne, grise, grasse et par des calcaires subordonnés avec des fragments osseux et des dents d'Iguanodon tranchantes des deux côtés avec des dentelures aiguës. Des Cypris et des Paludina forment exclusivement certaines de ces couches.

2. *Gault*. — La série des couches du gault puissante de plus de 500 mètres est formée en Allemagne, en Angleterre et en France, d'argiles plastiques sombres, quelquefois glauconifères, d'argiles schisteuses maigres

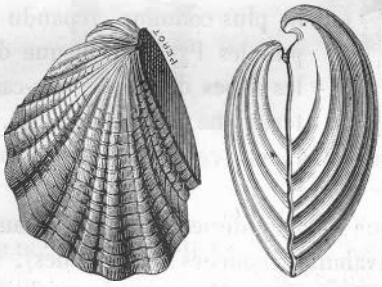


Fig. 348.
Inoceramus sulcatus.



Fig. 349.
Crioceras Duvali.

et de marnes remplacées localement par des calcaires purs ou marneux ou des grès brun clair ou blancs (Halberstadt, Goslar). Les marnes flamboyantes forment presque partout le dernier anneau de la formation du gault d'Allemagne ; elles sont de couleur claire, traversées de flammes et de raies sombres, avec Avicula gryphœoides. En général, la faune du gault est remarquable par sa grande richesse en Bélemnites et Ammonites aussi bien de forme typique que déroulées. Ces dernières apparaissent dans l'horizon inférieur du gault avec un développement de formes et d'individus qui ont fait donner à cet étage le nom de couches à Ancyloceras (couches à Crioceras), elles appartiennent aux genres Turrilites, Hamites, Ancyloceras, Crioceras et Toxoceras, dont les principaux représentants sont Ancyloceras Matheronianus, Hamites attenuatus, Crioceras Emerici, Crioceras Duvali. Parmi les Ammonites, on peut citer Ammonites nisus, auritus, Milletianus, tandis que parmi les Bélemnites, trois espèces, Belemnites Brunswicensis, Ewaldi et minimus ont une double importance,

parce qu'ils caractérisent trois niveaux différents, Belemnites Brunswicensis l'inférieur et Belemnites minimus le supérieur, ce qui donne un excellent moyen d'orientation. Les Bivalves et Brachiopodes caractéristiques du gault sont : Terebratula Moutoniana, Inoceramus sulcatus, Avicula aptiensis, Trigonia caudata.



Fig. 350. — Toxoceras bituberculatus.

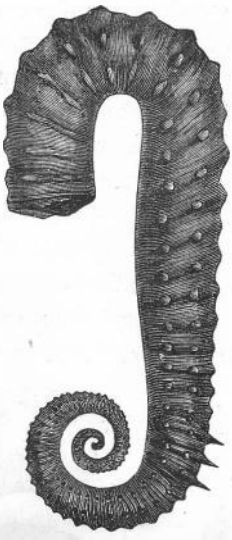


Fig. 351. — Ancyloceras Matheronianus.

Dans *la zone S. du crétacé*, le gault inférieur est représenté par des calcaires blancs, durs et des marnes calcaires qui contiennent les premiers Rudistes en quantité si considérable qu'on les a appelés *bancs inférieurs à Rudistes*. Le plus commun, répandu depuis les Pyrénées jusque dans les Alpes de l'Est, très-caractéristique par conséquent, est la Caprotina ammonia. Dans les Alpes, on appelle ces formations calcaires à Caprotines.

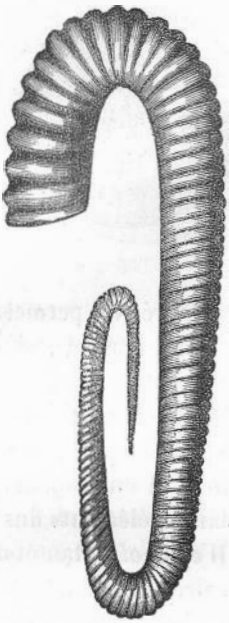
Enfin, il faut encore remarquer que l'étage inférieur du gault (couches à Ancyloceras) et les couches équivalentes (couches à Caprotines), sont considérées par beaucoup de géologues comme *zone supérieure* du néocomien.

3. *Cénomanien* (Quader inférieur ; planer inférieur).

Cet étage du crétacé est formé en *Angleterre*, dans le *nord de la France* et en *Westphalie* par des grès glauconifères, des argiles et des marnes (sables verts supérieurs, craie chloritée de Rouen, tourtia, sable vert d'Essen), en *Hanovre* par des calcaires argileux et des marnes calcaires, en *Saxe* et en *Bohême* de quadersandstein glauconifère à la partie inférieure et au-dessus de *plänerkalk* (quader inférieur et plänер inférieur). L'homologie de tous ces complexes de couches quelquefois très-différents au point de vue pétrographique, est démontrée par les fossiles caractéristiques suivants qu'ils possèdent en commun : Holaster subglobosus, Discoïdea cylindrica, Cidaris vesiculosa, Rhynchonella Mantelliana, Megerlea lima, Ostræa carinata, Exogyra lateralis, Exogyra columba, Pecten asper, Inoceramus striatus, Protocardium Hillanum, Ammonites Rothomagensis, Ammonites varians, Turrilites costatus, Scaphites æqualis.

La présence d'empreintes et de débris carbonisés de Dicotylédones dans

les argiles schisteuses, dans les grès à carreaux (quader) cénomaniens de Niederschöna près Freiberg, et dans les grès de Trübau (Moravie), consti-



352. — Hamites attenuatus.



Fig. 353. — Turrilites catenatus.

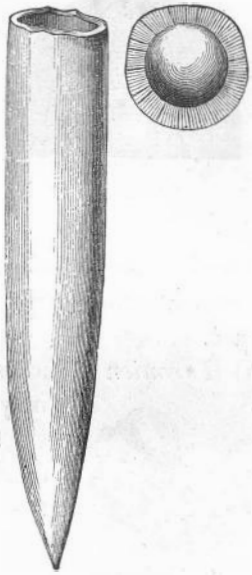


Fig. 354. — Belemnites Brunswicensis.

tue un fait très-important. Ces fossiles appartiennent surtout aux genres Credneria, Cunninghamites, Salix, Acer, Alnus, Laurus, etc. ; ce sont les plus anciens Angiospermes dont nous ayions connaissance.

La formation cénomanienne prend un caractère complétement différent dans sa *zone Sud* et elle est caractérisée par le grand développement des Hippurites. Le cénomanien du sud de l'Europe et principalement du sud de la France, représente par conséquent une deuxième zone d'Hippurites formée principalement, comme la première (le gault et le néocomien supérieur), de calcaires clairs, durs, contenant en outre d'autres Hippurites moins fréquents, Caprina adversa, Caprina trangularis, et Sphœrulites foliaceus. Dans les Alpes de l'E. un Foraminifère, Orbitulina concava se trouve au lieu

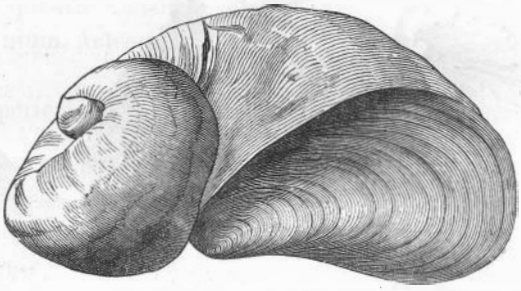


Fig. 355. — Caprotina ammonia.

d'Hippurites en quantités énormes et remplit des calcaires schisteux auxquels il a donné son nom. Le fait que l'horizon inférieur du quadersands-

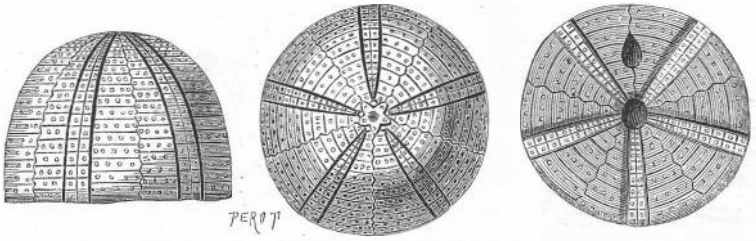


Fig. 356. — Discoidea cylindrica.

tein bohémo-saxon contient des Hippurites, rares à la vérité, permettra peut-être de trouver une certaine liaison entre les facies nord et sud du crétacé.

4) *Turonien* (couches à Inoceramus labiatus, Quader moyen, Planer moyen). Cette sous-division de la formation crétacée est formée au *nord de la France* et en *Angleterre* de marnes blanches ou gris clair, à éléments fins et tendres (craie marneuse), en *Westphalie*, tantôt des mêmes roches, tantôt de calcaires marneux (*planer*), en *Hanovre* et dans le *Brunswick* de calcaire et de marnes calcaires blanches ou rougeâtres, en *Saxe* et en *Bohême*, de quadersandstein à la partie inférieure et de calcaires marneux et de marnes à la partie supérieure. Les fossiles suivants



Fig. 357. — Ostrea carinata.

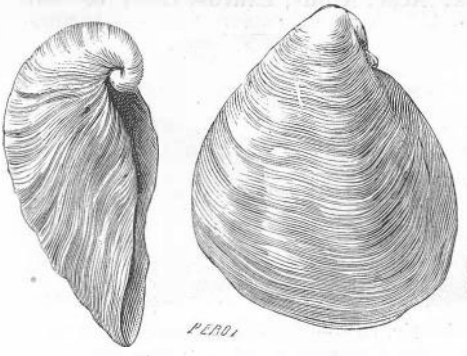


Fig. 358. — Exogyra columba.

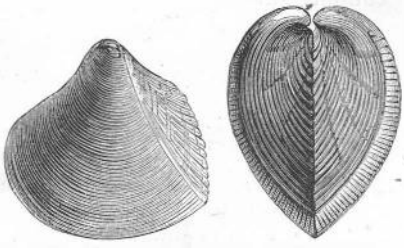


Fig. 359. — Protocardium Hillanum.

sont les plus caractéristiques pour cette formation : Galerites albogalerus, Micraster cor-testudinarium, Inoceramus Brongniarti, Inoceramus labiatus Brongn. (J. mytiloïdes Mont., J. problematicus d'Orb.); Trigonia scabra, Spondylus spinosus, Terebratula semi-globosa, Ammonites Woolgari, Ammonites peramplus, Scaphites Geinitzi.

Dans la série de couches du *crétacé du Sud*, un troisième horizon d'Hippurites représente l'étage turonien. Il est formé de calcaires en

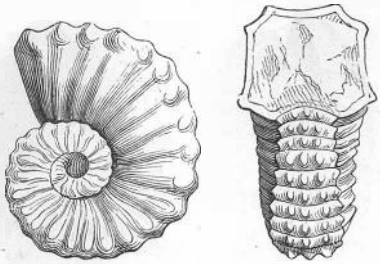


Fig. 360. — Ammonites Rhotomagensis.



Fig. 361. Scaphites æqualis.

partie rouges durs, compactes, caractérisés par Hippurites cornu-vaccinum et Hippurites organisans et possède une répartition géographique très-vaste : on peut le suivre depuis le Portugal par tout le S. de l'Europe jusqu'en Grèce et en Asie mineure et enfin on l'a observé jusque dans le Texas. Cet horizon d'Hippurites a été appelé *calcaire de Sewen* dans les Alpes suisses et formation de Gosau dans les Alpes d'Autriche. Celle-ci, outre les Hippurites que nous venons de nommer et beaucoup d'autres encore, fournit une grande quantité de Coraux, parmi lesquels les Fongies, Turbinolies, Astrées et Méandrines sont en prédominance, et en outre une quantité considérable de Gastéropodes(Cerithium, Acteonella, Fusus, etc.)



Fig. 362. — Caprina adversa.

5) Sénonien (quader supérieur). Les roches qui composent cette série

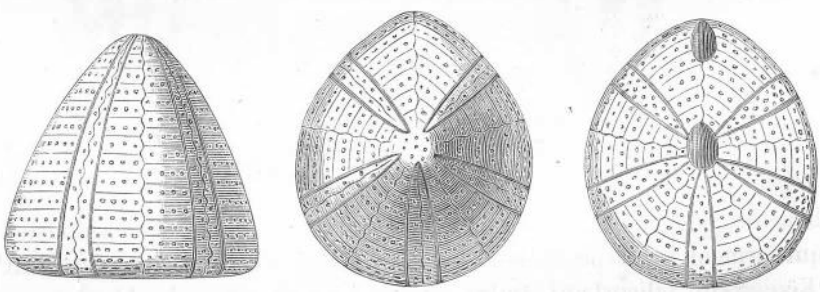


Fig. 363. — Galerites albogalerus.

de couches sont, en Angleterre et dans le N. de la France, à Rügen et Wollin de la craie blanche à écrire, à Aix-la-Chapelle et Maestricht du

sable meuble, des marnes et des tufs crayeux riches en Bryozoaires, en Westphalie, à la partie supérieure des sables meubles et du grès, au-dessous

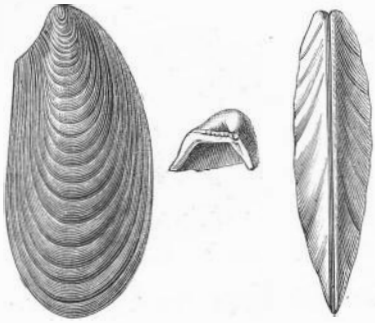


Fig. 364. — Inoceramus labiatus.

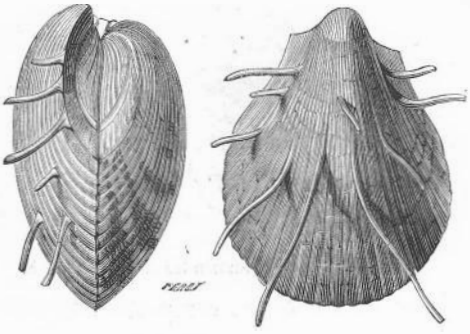


Fig. 365. — Spondylus spinosus.

des marnes calcaires, dans le Hanovre et le Brunswick, des calcaires marneux et des marnes, au bord N. du Harz, surtout des grès, en Saxe et en

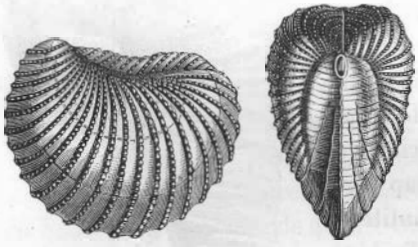


Fig. 366. — Trigonia scabra, *Lam.*

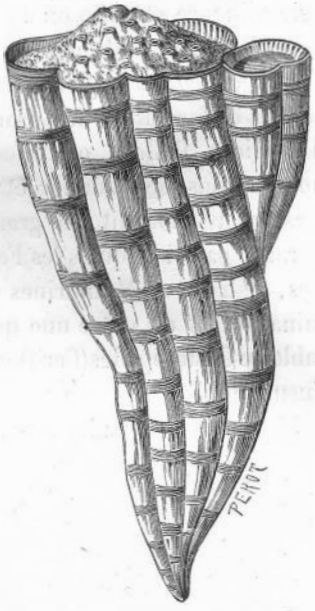


Fig. 368. — Hippurites organisans.



Fig. 367. — Hippurites Toucasiana.

Bohème, des marnes à la partie inférieure, au-dessus les quadersandstein qui forment les roches colossales de la vallée de l'Elbe au-dessus de Pirna (Königstein, Lilienstein). Outre un nombre plus considérable de restes organiques que nous citerons plus loin, les Belemnites quadratus et mucronatus sont les fossiles les plus importants de l'étage sénonien, bien qu'ils n'aient pas encore été trouvés dans le quadersandstein de la Suisse

saxone ; le Belemnites quadratus détermine le niveau inférieur, et le Belemnites mucronatus le niveau supérieur. Ces fossiles sont accompa-

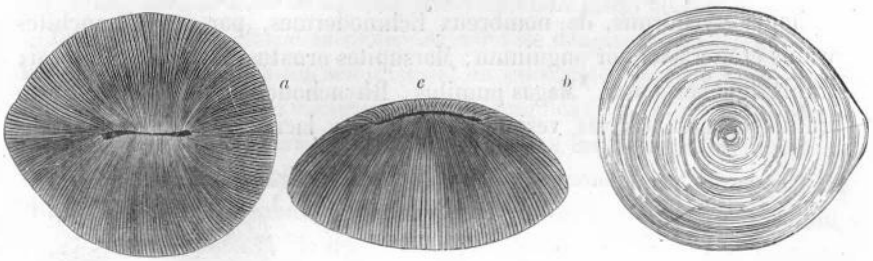


Fig. 369. — Cyclolites ellipticus.

a, vu dessus ; *b*, vu dessous ; *c*, vu de côté.



Fig. 370. — Belemnites mucronatus.

a, entière et en coupe ; *b*, coupe montrant la cavité alvéolaire, la fente alvéolaire et l'échancrure alvéolaire.



Fig. 371. — Siphonia pyriformis.

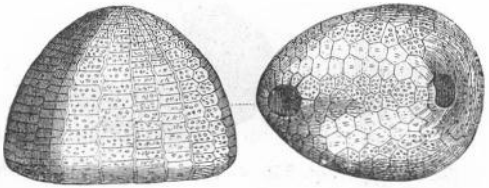


Fig. 372. — Ananchytes ovatus.

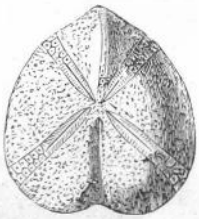


Fig. 373. — Micraster cor-anguinum.

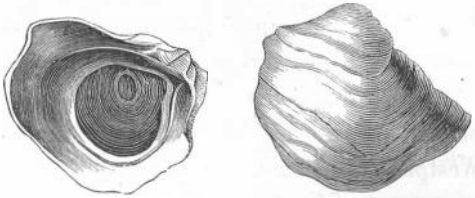


Fig. 374. — Ostrœa vesicularis.

gnés de Foraminifères extrêmement nombreux (Flabellina, Textularia, Nodosaria, Rotalia, Dentalina et beaucoup d'autres) dont les coquilles

non-seulement ont formé une partie importante de la craie à écrire, mais qui sont aussi très-fréquentes dans la craie marneuse sénonienne ; en outre, une Éponge en forme de parasol Cæloptychium agaricoides ; le Siphonia pyriformis, de nombreux Echinodermes, par ex. Ananchites ovatus et Micraster cor-anguinum ; Marsupites ornatus ; Asterias Schulzei ; Crania Ignabergensis, Magas pumilus, Rhynchonella octoplicata, Terebratula carnea ; Ostræa vesicularis, Exogyra laciniata, Pecten quadri-

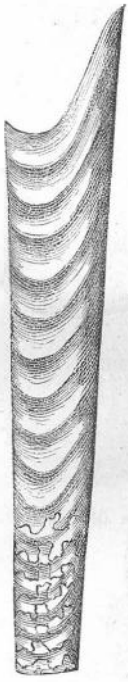


Fig. 377.
Baculites anceps

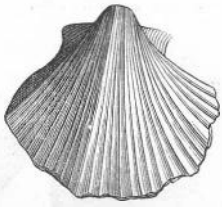


Fig. 375. — Pecten quadricostatus.

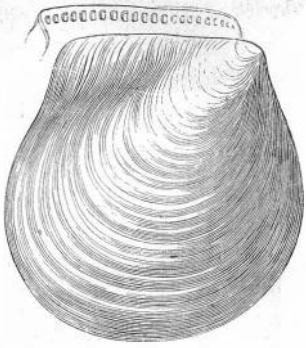


Fig. 376. — Inoceramus Brogniarti.

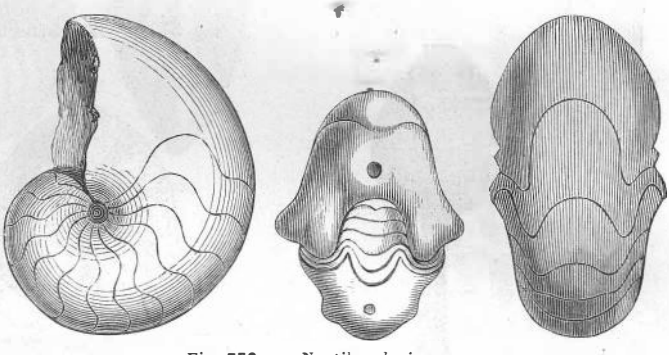


Fig. 378. — Nautilus danicus.

costatus, Inoceramus Cripsi et Cuvieri, Pinna diluviana ; Turrilites polypoleus, Baculites anceps, Nautilus danicus. .

Au niveau inférieur du sénonien appartient un groupe de couches marneuses qui peut atteindre 500 mètres de puissance, surtout développé en Westphalie, mais aussi en Silésie, au bord du Harz et en d'autres régions, les *marnes d'Emsch*. Ces couches fournissent, comme fossiles caractéristiques, Ammonites Margæ et tricarinatus, Turrilites plicatus et Inoceramus cardissoides.

Comme horizon supérieur du crétacé, montrant déjà tant de rapports avec le tertiaire par les caractères paléontologiques que leur place est discu-

tée, il y a les calcaires de Faxoë, le tuf crétacé de Maëstricht et le calcaire pisolithique du bassin de Paris. On les a réunis comme étage particulier du crétacé sous le nom de *danien ;* ils s'étendent jusqu'au sénonien.

Les calcaires de Faxoë se montrent sur l'île danoise de Seeland comme la plus récente formation sénonienne, en puissance de 10 à 15 mètres ; ils sont formés presque exclusivement de fragments de Coraux qui enferment de nombreux restes de Mollusques comme les Belemnites mucronatus, Nautilus danicus, Baculites Faujasi et des moules de Cyprœa, Oliva, Mitra, Patella, Emarginula, par conséquent de Gastéropodes inconnus dans le crétacé. Il s'y ajoute des pinces et des cuirasses complètes de quelques Crustacés brachyures.

Le tuf crétacé de Maëstricht surmonte la véritable craie blanche à écrire riche en silex ; il est formé de marnes calcaires friables, tellement remplies de Bryozoaires (surtout d'Eschara) et de Foraminifères que ceux-ci forment la masse principale de la roche. A côté des Gastéropodes comme les Voluta, les Fasciolaria, etc., qui ne sont d'ailleurs connus que dans le tertiaire, on trouve Belemnites mucronatus, Pecten quadricostatus, Baculites Faujasi et autres formes véritablement crétacées. La concordance de ces formations crétacées avec celles du New-Jersey dans l'Amérique du nord est très-remarquable : il y a aussi dans ce pays un tuf crayeux riche en Eschara qui repose sur les couches à Belemnites mucronatus.

Le calcaire pisolithique des environs de Paris est un calcaire jaunâtre ferrugineux, formé de grosses oolithes contenant Pecten quadricostatus et Nautilus danicus qui sont des fossiles crétacés et, à côté d'eux, de nombreux restes organiques évidemment éocènes, de sorte qu'on peut le considérer comme un passage entre le crétacé normal et le tertiaire.

Les formations sénoniennes du *Sud* et principalement du S. de la France, montrent des faits semblables à ceux que nous avons vus pour le gault, le cénomanien et le turonien : les Hippurites sont en prédominance et elles forment un quatrième et dernier horizon, caractérisé par des calcaires jaune clair dans lesquels ces bivalves sont en telle abondance, qu'ils forment presque exclusivement toutes les couches, n'étant reliées que par une petite quantité de calcaire. Les espèces les plus fréquentes sont Radiolites Jouanetti et Bournoni. Avec cet étage se termine dans le S. de la France la formation crétacée par les couches à Belemnites mucronatus des Alpes.

Remarques sur la répartition géographique du crétacé. En Europe, c'est en Angleterre, en France et en Allemagne que le crétacé a sa plus large répartition et qu'il atteint son plus complet développement. Le jurassique possède encore des territoires étendus, cohérents ; il n'en est pas de même du crétacé. D'après la disposition des bassins crétacés séparés par

les plateaux jurassiques, on ne peut méconnaître qu'il y a eu un grand accroissement du continent aux dépens de l'océan crétacé par suite duquel ce dernier a été partagé en de nombreux détroits et golfes.

A propos du jurassique, nous avons dit que ce terrain forme en Angleterre une large zone, qui court en direction N. du canal jusque la côte E. de l'île.

Le sol de tout le pays situé à l'E. de cette zone jurassique est formé de crétacé recouvert par places, à la vérité, de dépôts tertiaires. Les couches de formation crétacée reposent là en concordance sur celles du jurassique blanc supérieur et plongent comme elles vers l'E. ; c'est seulement dans les pays de Kent, de Sussex et d'Essex situés entre la Tamise et le Canal qu'il y a des modifications à cette stratification régulière par le soulèvement en croupe du Purbeck et des Wealds sur lesquels se sont appliqués les dépôts du crétacé récent qui revêtent leurs pentes en formant un anticlinal normal. Le crétacé anglais commence par les grès et argiles du Weald sur lesquels reposent les marnes glauconieuses marines du néocomien supérieur (sables verts inférieurs), les argiles schisteuses et les argiles plastiques du gault. Le cénomanien est représenté par un second dépôt de marnes glauconifères (sables verts supérieurs) et le turonien par une craie marneuse, tandis que le sénonien est formé par de la craie blanche, riche en silex dans son horizon supérieur, qui forme les falaises de Douvres et de Brighton. Nous avons indiqué plus haut les fossiles de ces couches.

En France, la formation crétacée se répartit en trois grands bassins. Le plus au N. d'entre eux, arrosé principalement par la Seine et la Loire, a les bords sur les couches jurassiques; sa dépression, au centre de laquelle est Paris, est remplie par les dépôts tertiaires. Le crétacé d'Angleterre n'est que l'aile N. O. de ce grand bassin du nord de la France. Les membres qui les forment, pris isolément, ont le caractère normal de toutes les formations crétacées du nord, avec des modifications locales naturellement. Ici, le néocomien est formé de calcaires à Toxaster et de marnes à Huîtres en alternance avec des sables et des grès (urgonien), le gault est formé de marnes ferrugineuses à Plicatula (aptien) et d'argiles sombres (albien), le cénomanien de sable vert (tourtia), le turonien de craie marneuse, le sénonien de craie blanche ; il se montre aux environs de Paris et il est par places recouvert de calcaire pisolithique à gros éléments (danien) qui représente les formations crétacées les plus récentes.

Le second bassin du crétacé français de beaucoup plus petit, appartient au territoire de la Garonne. Il s'appuie par son aile nord sur le Plateau central de France et par son aile sud sur la chaîne des Pyrénées. Ses

caractères pétrographiques et paléontologiques sont déjà ceux du crétacé du sud. Celui-ci se caractérise d'un côté par l'apparition de calcaires durs, compactes ou cristallins, d'un autre côté par sa richesse en Hippurites, comme nous l'avons indiqué dans les tableaux précédents, ces Mollusques remplissent quatre horizons différents de la série crétacée de ce pays et, dans chacun d'eux, ils sont représentés par des espèces différentes. Les couches crétacées du cours inférieur du Rhône correspondent à une troisième baie de l'océan crétacé, appuyé aussi contre les granites du Plateau central et qui de là se prolonge sous forme d'une étroite bande en direction N. E., d'une part sur Genève jusque Neufchâtel, d'un autre côté sur les pentes sud et nord des Alpes, par la Bavière et le Tyrol jusque Salzburg et l'Autriche : tous les membres de la formation crétacée y sont développés et avec le facies du crétacé sud.

Les calcaires à Hippurites jouent un rôle très-important dans les Alpes; dans la partie O., ce sont surtout les étages du néocomien et du gault (Caprotina ammonia), dans la partie E., les formations turoniennes de Gosau à Hippurites cornu-vaccinum et Orbitulites concava.

Revenons à la zone crétacée du nord. D'Angleterre et de France, elle se laisse suivre en Belgique, en Westphalie et dans le N. O. de l'Allemagne, forme la vallée de l'Elbe en amont et en aval de Dresde, s'élève sur le flanc nord des monts des Géants en îlots isolés par le diluvium et forme ensuite dans la Haute-Silésie et en Pologne, comme au pied nord des Karpathes, de vastes étendues de terrain. Le crétacé existe sous toute la plaine du nord de l'Allemagne, mais il y est recouvert de puissants dépôts tertiaires et diluviens, au sein desquels il émerge en un nombre très-limité de points sous forme de petites îles, comme à Lunebourg, à Rügen et à Wollin. Au S. des monts des Géants et des Sudètes, ce terrain se développe pour former le bassin crétacé de Bohême. Bien que vraisemblablement en connexion avec les autres pays, chacune de ces diverses régions crétacées d'Allemagne possède un facies particulier dû à ce que, d'une part, des membres isolés seulement de la série crétacée ont été déposés dans les diverses localités, que, d'ailleurs, le caractère pétrographique des complexes de roches correspondants est différent, et enfin que le caractère paléontologique n'est pas partout le même, mais souffre des modifications locales. On peut distinguer dans le crétacé du nord de l'Allemagne et des pays limitrophes les régions et, en même temps, les facies suivants que nous avons déjà indiqués dans nos tableaux p. 550 et 551.

1. *Le pays crétacé de Maëstricht et d'Aix-la-Chapelle.* Les dépôts sont exclusivement sénoniens; à leur partie inférieure, ils sont formés de sables et de bancs calcaires, ces derniers à Trigonia limbata et Belemnites mucronatus, au-dessus viennent des marnes glauconieuses et enfin un tuf

rempli de Bryozoaires (ex. Eschara) et riche en outre en fossiles animaux crétacés.

2. *Le pays de Westphalie au sud du Teutoburgerwald.* Ici se rencontrent le cénomanien, le turonien et le sénonien, mais non plus le néocomien et le gault.

Cette série de couches appartenant exclusivement au crétacé supérieur commence par les sables verts d'Essen, formation équivalente au tourtia français. On peut voir la division de ces dépôts sur les tableaux p. 550 et 551. D'après Schlüter, le groupe de couches entre le *pläner* à Inoceramus Cuvieri et les couches à Belemnites quadratus qui peuvent atteindre une puissance de plus de 500 mètres, doit être considéré comme un étage indépendant et appelé *marnes d'Emsch*. Ces marnes sont caractérisées par Ammonites margœ, Ammonites tricarinatus, Turrilites plicatus, Inoceramus digitatus, Inoceramus cardissoïdes.

3. *Le pays crétacé du nord-ouest de l'Allemagne comprenant le Teutoburgerwald* (pays crétacé de la Basse-Saxe). Dans cette région, le crétacé avec tous ses membres du néocomien au sénonien, repose en concordance sur les couches supérieures du jurassique blanc. Il s'étend des limites de la Hollande, de Gildehaus, d'une part par la chaîne du Teutoburgerwald jusqu'au pays de Paderborn, d'un autre côté le long de la chaîne du Weser et du Deister au N. et au N. E. du Harz jusque dans les environs d'Aschersleben et il remplit en outre des bassins isolés comme celui d'Alfeld. Le développement de chacun des membres de la série pris isolément présente des différences remarquables dans les différents points où on l'observe. Tandis qu'à Gildehaus, le néocomien et le gault aussi bien que le cénomanien et le turonien s'étendent en couches fortement redressées sur le Teutoburgerwald jusqu'aux environs de Paderborn, on ne connaît sur le bord nord des monts Weser jusqu'au pays à l'O. de Hanovre que les membres les plus inférieurs du crétacé, recouverts cependant à Lemförd par les couches sénoniennes. A Hanovre et dans son extension de cette ville vers l'E., le crétacé se montre sous forme de bassins isolés ou reliés seulement par les couches les plus inférieures de la formation (Ahlten, Peine, Brunswick) et aussi dans les longs bassins étendus entre Hornburg et Aschersleben, où cependant le caractère pétrographique de la formation est modifié d'une façon spéciale, par l'apparition de grès en remplacement des formations marneuses et argileuses qui sont en prédominance dans le reste du N. O. de l'Allemagne.

Les petits tertres crétacés du Ohmgebirge au nord de la ville de Worbis sont intéressants. Ils reposent directement sur le trias et sont formés par 10 mètres d'épaisseur de sables verts (tourtia), et par 15 à 18 mètres de *pläner* à Ammonites varians appartenant par conséquent au cénoma-

nien ; ils ont été autrefois en connexion avec les dépôts crétacés de la Basse-Saxe dont ils ont été séparés par l'érosion.

4. *Le pays crétacé baltique* qui enferme les dépôts isolés de cette formation à Wollin, Rügen, aux îles danoises et au sud de la Suède; il est exclusivement sénonien et se présente en général sous forme de craie blanche en rochers abrupts. C'est seulement en Poméranie que l'on trouve d'après Dames, au-dessous du sénonien, les couches du turonien, du cénomanien et du gault, ce dernier avec Belemnites minimus. Sur l'île de Seeland, le gault est recouvert par les calcaires corallins de Faxoë dont nous avons déjà parlé. D'après Schlüter, le crétacé baltique se divise comme il suit :

5) à la partie supérieure, calcaire de Saltholm à Ananchytes sulcatus.
4) calcaire de Faxoë (Danien).
3) grès de Kopping et craie de Tullstrop à Belemnites mucronatus.
2) calcaire d'Ignaberga et Balsberg à Bel. subventricosus (correspondant à la zone à Bel. quadratus).
1) Crétacé (sables verts) de Bornholm à Bel. westfalicus (correspondant aux marnes d'Emsch ou à la zone à Bel. quadratus).

5) *Le pays du centre de l'Allemagne à quader.* Sous ce titre se rangent les formations crétacées de Saxe, de Bohème, des environs de Löwenberg dans la Basse-Silésie et le pays de Regensburg en Bavière. Elles ne représentent, comme en Westphalie, que les trois étages supérieurs du crétacé, mais, elles sont complétement aberrantes surtout pour leur carac-

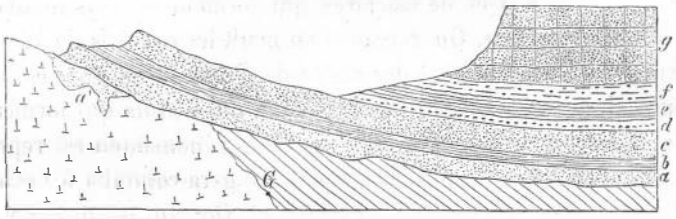


Fig. 379. — Coupe de la formation des *quaders* de Saxe.

G Terrains antérieurs ;
a' Couches à Végétaux et brèches de coquilles
a Quadersandstein (grès à carreaux) inférieur } Quader inférieur, cénomanien ;
b *Pläner* inférieur et sables à Serpula ;
c *Quader* et *pläner* moyens
d Grès verts de Copitz. } Quader moyen, turonien ;
e Pläner de Strehlen
f Couches à Baculites
g Quadersandstein supérieur } Quader supérieur, sénonien.

tère pétrographique, ce qui est dû à l'énorme développement du quadersandstein. Cette roche forme entr'autres les parties rocheuses bien connues

de la Suisse saxo-bohémienne, des monts de Lusace, d'Adersbach et Weckelsdorf, le Heuscheuer. Les dépôts crétacés de ces territoires commencent, d'après Geinitz, par une formation d'eau douce qui remplit les dépressions et les fentes du sous-sol et pour cette raison, n'existe que localement (ex. couches à végétaux de Niederschöna). Au-dessus vient le quadersandstein recouvert par le *pläner* inférieur, formations équivalentes au cénomanien ; puis vient le complexe du pläner moyen (en partie développé en couches sableuses et appelé alors *quader* moyen) et le *pläner supérieur* (pläner de Strehlen) que l'on a démontré être du turonien, et enfin les marnes supérieures du *quader* (marnes à Baculites) recouvertes par les *grès à carreaux supérieurs* qui représentent le sénonien des autres pays et forment par ex., les rochers puissants de la Suisse saxonne et le sommet du Schneeberg.

6) *Le pays crétacé de la Haute-Silésie, des Karpathes N. et de la Pologne.* A l'extrême E. de l'Allemagne et dans les parties voisines de la Pologne, de la Moravie et de la Galicie, la formation crétacée est largement répartitie et renferme, en concordance avec le crétacé du N.-O. de l'Allemagne et en opposition avec les dépôts saxo-bohémiens situés entre eux, tous les membres de la formation crétacée du néocomien au sénonien.

Le néocomien et le gault sont développés dans les Karparthes N., le cénomanien et le turonien dans les environs d'Oppeln et de Leobschütz dans la Haute-Silésie, le sénonien surtout en Pologne, moins nettement à Oppeln. Le néocomien est représenté par un puissant système de couches de marnes, de schistes et de calcaires qui forment le pays montagneux des environs de Teschen. On rapporte au gault les couches de Wernsdorf qui fournissent abondamment des restes de Sequoia, de Zamites, de Pterophyllum, les grès à Belemnites minimus du Godula qui forment une zone au sud du néocomien de Teschen. Le cénomanien est représenté par les grès à Protocardium Hillanum et Exogyra columba à Leobschütz et par les calcaires sableux à Leobschütz et Oppeln, le turonien par la craie marneuse d'Oppeln, tandis que le sénonien, abstraction faite des grès pauvres en fossiles, acquiert une large répartition, près de cette dernière ville, sur le côté E. du jurassique de Pologne.

Pour finir, faisons la remarque que le crétacé recouvre une étendue extrêmement grande de l'Amérique du Nord. Une zone de cette formation s'étend sur une largeur de deux à six milles, de l'État de New-York, par le New-Jersey, Delaware, la Virginie et les deux Carolines, prend alors l'extrémité S. du système des Alleghanies par la Georgie et l'Alabama, et s'étale dans la vallée du Mississipi, en un large golfe qui, en direction N., atteint jusqu'au confluent de l'Ohio et du Mississipi, occupe une

grande partie de l'État du Texas, de la Louisiane, du Tennessee et du Kentucky. Ce vaste territoire crétacé, recouvert à la vérité en beaucoup de points par des formations plus récentes, n'est cependant rien si on le compare à la zone crétacée qui, du Mexique, s'étend le long des Montagnes-Rocheuses à l'E., sur les sources du Mississipi, jusque près des mers arctiques. Parallèlement, une troisième bande crétacée court sur les bords de l'océan Pacifique. Le crétacé du Texas et celui du New-Jersey ont été étudiés avec soin et comparés aux formations européennes. Le caractère paléontologique général du crétacé du New-Jersey a une ressemblance surprenante avec le sénonien de Maestricht et d'Aix; quarante espèces animales sont communes et, de plus, quelques autres espèces sont remplacées par des formes voisines. On ne connaît pas, sur les côtes atlantiques de formation crétacée plus ancienne que le sénonien. Le crétacé du Texas appartient au turonien supérieur et par sa richesse en Hippurites, en Orbitulines et en Nérinées, il se rapproche du facies alpin d'Europe; il y a donc en Amérique la répétition du phénomène, si net dans l'ancien monde, d'un facies N. et d'un facies S. pour les formations crétacées.

Heer a décrit, dans les couches crétacées de la presqu'île de Noursoak, au N. du Groënland, une flore dont la division dans le sens vertical permet de conclure qu'aux régions arctiques comme dans l'Europe centrale, l'apparition des Angiospermes, par conséquent le changement du caractère mésozoïque du règne végétal en caractères cainozoïque, n'a eu lieu qu'à la seconde moitié du crétacé. D'ailleurs, dans le crétacé supérieur d'Allemagne comme dans celui du Groënland, les arbres angiospermes étaient déjà représentés, lors de leur première apparition, par des types très-divers appartenant aux genres Populus, Ficus, Sassafras, Credneria et Magnolia.

Disposition des couches crétacées. Dans la plupart des régions qu'elles occupent, les couches crétacées ont conservé leur situation primitive et elles sont disposées horizontalement, plongent faiblement dans une direction, ou forment des bassins plats, en stratification concordante ou discordante sur le jurassique ou sur des couches plus anciennes. Par le desséchement de la matière qui les formait et la diminution de volume qui en a été la conséquence, il s'est formé des fentes, des déplacements, de petites cassures et des plissements, qui manquent cependant aux territoires crétacés de petite dimension et qui sont surtout apparents pour la craie blanche, à cause des couches continues et des bandes de nodules de silex qu'elle présente. Des exemples de cette disposition sont fournis par le crétacé du New-Jersey, qui est presque complétement horizontal, par le quadersandstein et le *pläner* de Saxe, qui est faiblement incliné, tandis qu'à Alfeld, en Hanovre, à Löwenberg en Silésie, dans le crétacé N. de France

et d'Angleterre, les formations en bassin sont très-nettes. En d'autres points, comme à Lunebourg, les couches crétacées reposent en manteau autour d'un noyau de roches plus anciennes (le trias). Au contraire, les grands bouleversements de la série crétacée par suite desquels on voit les couches plissées, brisées ou renversées sont relativement rares. D'ordinaire, on les observe là où de grandes montagnes se sont soulevées après le dépôt du crétacé, où, par conséquent, certaines bandes des couches de cette formation ont dû prendre part aux mouvements brusques ou séculaires qui produisaient les dislocations. C'est le cas pour les couches crétacées des Pyrénées et des Karpathes, mais surtout des Alpes, qui ont subi les contournements, les plissements, les glissements les plus compliqués (fig. 380).

Au bord N. E. du Harz, dont le dernier acte de soulèvement a eu lieu au commencement de la période tertiaire, les mêmes phénomènes se sont

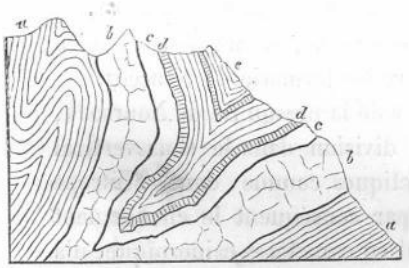


Fig. 380. — Coupe sur la montagne de Kessler dans les Alpes de Bavière (d'après Gümbel).

a, Néocomien ; *b*, Schrattenkalk ; *c*, Gault ; *d*, Calcaires de Sewen ; *e*, schistes de Sewen.

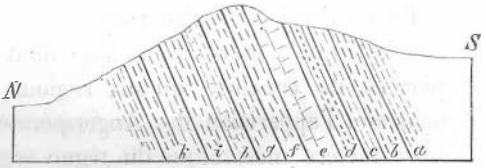


Fig. 381. — Coupe des couches crétacées et jurassiques renversées au Langenberg près Goslar (d'après Heinrich Credner).

a b,	Oxfordien	
c, d,	Kimmeridgien inférieur	Jurassique blanc ;
e	couches à Pteroceras	
f, g, h,	Kimmeridgien supérieur	
i,	Conglomérat de Hils	Crétacé inférieur.
k,	Argile de Hils	

répétés. Dans la contrée entre Harzburg et Goslar, il y a eu renversement complet des couches du trias, du jurassique et du crétacé, depuis le grès bigarré jusqu'au sénonien supérieur et les couches crétacées récentes se trouvent maintenant au-dessous du jurassique (f. 381). Il est bien surprenant que des renversements analogues du crétacé aient eu lieu dans des parties de l'Allemagne relativement unies. Ainsi, au pied S. du Teutoburgerwald, les formations wealdiennes reposent en concordance sur le crétacé supérieur, ce qui ne peut s'expliquer que par le renversement de la série tout entière (fig. 382).

Roches éruptives et filons dans les territoires crétacés. Les roches éruptives sont étrangères à la plupart des territoires crétacés et, dans les

régions que nous venons de décrire, on ne connaît aucune intercalation contemporaine de cette nature. Là où des masses rocheuses fluides ont traversé les couches crétacées, leur éruption se rapporte à une époque postérieure, à l'âge tertiaire et elles appartiennent au groupe des basaltes. Le basalte forme un certain nombre de dômes dans les quadersandstein de la Suisse saxonne, des monts de Lusace (où, à son contact, les roches sédimentaires sont effritées et partagées en colonnes), du N. de la Bohême et de la Basse-Silésie. Le pays montueux sur la pente N. des Karpathes, formé par le néocomien, a été le théâtre d'une activité volcanique considérable. Le soulèvement de ces montagnes a déterminé de grandes dislocations de couches et la formation de nombreuses fentes qui ont favorisé la sortie des masses incandescentes. Aussi ce pays est-il traversé d'innombrables filons et de masses d'une dolérite grossièrement grenue, qui peut devenir presque aphanitique, contenant de l'anorthite et appelée Teschenite, si rapprochés, qu'ils forment même une chaîne allongée du S. O. vers le N. E., parallèle à la direction des Karpathes N. Partout l'influence des matières incandescentes sur les roches voisines s'est fait sentir de la façon la plus accentuée : les schistes néocomiens sont transformés en jaspe, les calcaires sont devenus marmoréens, les grès sont blancs et durs, partagés en colonnes; en un mot, on peut rencontrer là tous les phénomènes des métamorphoses de contact.

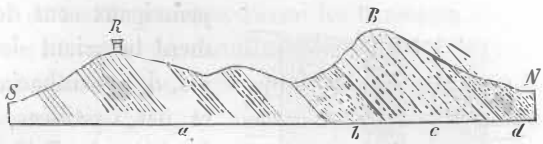


Fig. 382. — Coupe des couches crétacées renversées au S. du Teutoburgerwald.

B, Barenberg; *R*, Ravensberg; *a*, Turonien; *b*, Gault; *c*, Grès néocomien; *d*, Argiles et grès wealdiens.

Des *filons* exploitables de matières minérales sont chose rare dans les formations crétacées. Ainsi, par exemple, à Stadthagen, en Westphalie il y a un certain nombre de filons peu puissants contenant de la blende et de la galène dans les *plänerkalk* du crétacé supérieur, et dans les argiles schisteuses et sableuses du gault de Bentheim on trouve des filons d'asphalte traversant à angle droit les argiles ; ils plongent un peu vers le S., atteignent un mètre de puissance environ, et sont en partie remplis d'un asphalte noir de poix brillant. A côté il y a des fragments de roches voisines et de calcaire spathique, de pyrite de fer. Très-souvent, les éléments de ces filons sont disposés en bande et se répètent symétriquement de chaque côté, comme le montre la figure 383.

Coup-d'œil sur le développement de la vie organique pendant l'âge mésozoïque. La vie organique marche progressivement sur la route du perfectionnement. De ces origines faibles, peu importantes, dont les traces

nous ont été laissées par les périodes présiluriennes, il se développe un monde de plantes et d'animaux riche en formes bizarres, dont les traits principaux sont donnés par le développement luxuriant des Cryptogames vasculaires, des Zoantharia rugosa, des Blastoidées et des Cystidées, des Brachiopodes, des Nautiles, des Trilobites et des Poissons ganoïdes hétérocerques. Cette flore et cette faune font place à une autre, dont le caractère général marque une progression importante du développement des organismes terrestres. Comme nous l'avons dit p. 487. Les principaux représentants de la vie paléozoïque disparaissent et de nouveaux êtres se montrent, qui chassent en se développant peu à peu les derniers représentants de l'ancien monde organique. Le nouvel état de choses est celui de l'âge mésozoïque.

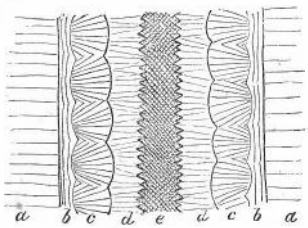


Fig. 383. — Filon d'asphalte dans le gault de Bentheim.

a, Argile schisteuse du gault ; *b*, asphalte ; *c*, pyrite rayonnée ; *d*, calcaire spathique avec surfaces terminales rhomboédriques ; *e*, asphalte pur.

A la place des marécages paléozoïques dans lesquels croissaient les Calamites, Sigillaria et Lepidodendrons, s'élèvent de vastes forêts de Conifères, d'abord tropicales, puis sous-tropicales, entre lesquelles se développent des représentants gigantesques du nouveau genre Equisetum ; les Cycadées atteignent le maximum de leur développement, de nouvelles Fougères se montrent et l'on voit enfin apparaître les premiers représentants des Angiospermes, dans les feuilles relativement rares des Credneria, Salix, Acer, Quercus, Sassafras, etc. Ce sont les précurseurs isolés du groupe de plantes qui, par le développement de plus en plus considérable et la diminution correspondante des Conifères et des Cycadées aux périodes subséquentes, finira par former les trois quarts de la flore actuelle. Si l'on peut appeler l'âge paléozoïque le règne des plantes vasculaires de taille géante, l'ère mésozoïque est celui des Gymnospermes qui sont beaucoup plus élevés en organisation et, de même qu'à côté des premiers l'on trouve déjà les précurseurs de la flore mésozoïque, l'on voit aussi, à la fin de la période mésozoïque, les premiers représentants des Angiospermes, qui acquerront seulement la prédominance sur les autres formes dans le tertiaire et aux époques suivantes.

Le caractère général du monde animal subit aussi un changement de formes à la période mésozoïque. Nous avons déjà parlé de la destruction des types paléozoïques : ils sont remplacés par de nouvelles formes. C'est seulement maintenant qu'apparaissent les Coraux constructeurs de récifs, les Zoantharia perforata et eporosa, de même que les vrais Echinides, qui prolongeront leur existence jusqu'aux temps actuels. Au lieu des

Brachiopodes et des Nautiles, qui avaient joué jusque-là un rôle essentiel par leur richesse en formes et l'abondance des individus, se déploient les Bivalves, les Ammonites et les Bélemnites. Parmi les Crustacés, on voit apparaître les vrais Crabes et toutes les familles d'Insectes ont des représentants. Les Ganoïdes hétérocerques, dont quelques-uns atteignent le commencement de la période mésozoïque, disparaissent bientôt complétement et ils sont remplacés par les Ganoïdes homocerques, qui atteignent le maximum de leur développement au cours de l'âge mésozoïque et diminuent ensuite progressivement pour en arriver à la rareté et à la pauvreté en formes de l'âge actuel. A côté d'eux, se montrent les premiers vrais Squales, les Squaladontes, les Osseux, et avec eux, les précurseurs du type aujourd'hui prédominant des Poissons. Les Labyrintodontes, produisent d'abord des formes géantes, mais ils s'éteignent bientôt et cèdent la place aux vrais Reptiles plus hautement organisés, aux Enaliosauriens, Ptérosauriens, aux vrais Gavials, Crocodiles et Tortues. L'abondance et la taille qu'ont atteint les Reptiles au milieu de l'âge mésozoïque, montrent combien cette époque leur était appropriée : ils dépassent de plus du double en taille leurs représentants actuels. De même que nous avons observé l'apparition sporadique des premiers Angiospermes, à côté des Conifères et des Cycadées alors prédominants, on voit, pendant le règne des Reptiles, les premiers Vertébrés à sang chaud se montrer par de rares Oiseaux et des Marsupiaux ; joints aux Angiospermes encore rares, et aux Poissons osseux qui viendront seulement à la fin de l'âge mésozoïque, ils formeront les éléments principaux d'un nouveau monde organique, le monde *cainozoïque*.

Un des principaux caractères du monde mésozoïque est la prédominance des *types collectifs*, c'est-à-dire de formes chez lesquelles se trouvent réunies les particularités qui, plus tard, seront complétement séparées. Nous pouvons citer comme exemple : Mastodonsaurus (avec caractères des Batraciens et des Sauriens), Plesiosaurus et Ichthyosaurus (avec caractères des Sauriens et des Poissons), Nothosaurus (avec caractères des Crocodiles et des Lézards), Teleosaurus (avec caractères des Gavials et des Lézards), Iguanodon et les autres Dinosauriens (avec caractères des Lézards, des Crocodiles, des Oiseaux et des Mammifères), Pterodactylus (avec caractères des Sauriens et des Oiseaux), Archæopteryx (avec caractères des Oiseaux et des Reptiles), Ichthyornis et Odontornis (Oiseaux avec des vertèbres de Poissons et des dents de Reptiles).

Tous ces phénomènes nous montrent la longueur des périodes qu'ont exigé le développement et l'extension des organismes, ils nous font voir la longue durée de chaque âge et nous montrent par leurs innombrables modifications, le développement progressif des flores et des faunes

Les faits sont en opposition formelle avec les théories qui attribuaient les changements survenus à la surface de la terre à des révolutions répétées qui détruisaient tous les êtres vivants et étaient nécessairement suivies de nouvelles créations.

d, GROUPE DES FORMATIONS CAINOZOIQUES.

Lors du dépôt des séries de couches cainozoïques, les Dicotylédons angiospermes et les Mammifères atteignaient pour la première fois à un grand développement, tandis que les Cycadées, les Conifères, les Reptiles, les Brachiopodes et les Ganoïdes, qui donnaient aux formations mésozoïques leur faciès général, diminuent fortement et que les Ammonites, et Belemnites encore plus caractéristiques, sont complétement détruites. Le caractère essentiel de l'âge cainozoïque et de ses produits est de relier les premiers stades du développement de la terre avec le monde actuel en servant de passage entre ces deux termes.

La série des couches paléozoïques se partage en *formations tertiaires* et *formations quaternaires ;* ces dernières comprenant le *diluvium* et les *alluvions*.

TERTIAIRE.

Caractères de la période tertiaire. Au cours de la période tertiaire, la surface de la terre atteint progressivement la configuration actuelle et le caractère général de la faune et la flore concorde étroitement avec celui de notre monde. Ces modifications s'expriment par les phénomènes suivants :

1) *Par des déplacements continus de la limite entre les continents et les mers*, à la suite de soulèvements et d'affaissements séculaires. Au commencement du tertiaire, les continents n'avaient pas l'étendue d'aujourd'hui ; au contraire, d'importants territoires étaient encore recouverts par la mer et des golfes profonds et d'étroits bras de mer s'étendaient au loin à l'intérieur des terres et les partageaient en îles et en presqu'îles. Au cours de l'époque tertiaire il y eût, comme aux périodes précédentes, de lents soulèvements par suite desquels des pays côtiers émergèrent, des golfes et canaux peu profonds furent mis à sec, d'autres plus profonds furent changés en mers intérieures, d'anciennes îles se trouvèrent reliées au continent et d'autres s'accrurent en dimensions, tandis qu'en même temps de nouvelles îles surgissaient du sein de la mer et que des océans autrefois en connexion étaient séparés par des barrages de terre ferme. Dans les dépressions des nouveaux continents s'amas-

saient les eaux atmosphériques qui formaient des lacs. Un mouvement inverse, l'affaissement, se faisait aussi sur la plus large échelle, par exemple dans la région de la plaine basse du nord de l'Europe et avait naturellement comme conséquence les phénomènes opposés. Ces oscillations formaient progressivement les contours actuels des continents et déterminaient ces alternances si caractéristiques de formations marines, saumâtres et d'eau douce, en même temps que des changements continuels de faune et de flore, indépendants des modifications climatériques qui de leur côté aussi imprimaient un caractère profond aux habitants de la terre.

2) *Dans la formation des hautes montagnes actuelles* par des soulèvements locaux intenses. L'acte principal de soulèvement de la plupart des hautes montagnes comme les Pyrénées, les Alpes, les Karpathes, le Caucase, l'Himalaya et les Cordillères eut lieu à la période tertiaire. Les couches déposées pendant la première moitié de cet âge se voient aujourd'hui, par exemple aux Diablerets et au mont Perdu, à plus de 3.000 mètres de haut et en certains sommets de l'Himalaya, elles ont été élevées à plus de 5,000 mètres. La formation de ces puissants remparts de roches, abstraction faite des changements qu'elle apportait aux contours verticaux des continents, développait de nouveaux systèmes de fleuves et avait une grande influence sur les conditions météorologiques et climatériques par conséquent sur les faunes et les flores.

3) *Par l'apparition des zones climatériques.* Aux anciennes périodes du développement de notre planète, il y avait sur la terre, des pôles à l'équateur, un climat partout également chaud : les formes géantes de la flore carbonifère se développaient avec autant de vigueur dans les latitudes nord que dans les latitudes sud et les Coraux siluriens se multipliaient également aux mers polaires et sous les tropiques : la température de la terre était encore si élevée que les différences dues à l'inégale répartition des rayons solaires n'étaient pas senties.

Peu à peu cependant la terre perdant de sa chaleur propre, les différences se firent sentir de plus en plus et arrivèrent progressivement à former des zones climatériques, au sens actuel du mot. Le début de ce changement eût peut-être déjà lieu à l'époque jurassique et au crétacé, car nous possédons l'indication de différences climatériques en rapport avec l'éloignement de l'équateur, dans l'apparition d'un facies nord et d'un facies sud pour la faune. Au tertiaire, cette division en zones s'accentue et gagne progressivement vers l'état actuel. Ces processus trouvent indubitablement leur expression dans les changements des mondes animal et végétal, et le caractère de la flore des différentes contrées à la même époque tertiaire en donne une preuve certaine. Ainsi, on observe en Italie une grande

richesse de Palmiers, tandis qu'on rencontre dans l'Europe centrale les forêts d'arbres toujours verts et dans les pays baltiques les Conifères et les arbres à feuilles caduques. La diminution progressive et continuelle de la chaleur pendant toute la période tertiaire et le mouvement des lignes isothermes d'après l'équateur, qui en était la conséquence, a fait que les flores se sont retirées un peu à la fois de leur ancienne patrie vers le nord pour retourner vers l'équateur. Le résultat de ce phénomène est que, par exemple, dans l'Europe centrale, la flore tropicale et subtropicale, indo-australienne du commencement du tertiaire (oligocène et éocène) a été suivie de la flore subtropicale et centrale-américaine du miocène, et celle-ci par la flore tempérée méditerranéenne du tertiaire le plus récent, du pliocène. Donc, la flore d'un même dépôt tertiaire perd progressivement son caractère d'abord tropical pour prendre celui des zones tempérées et c'est là la raison pour laquelle nous trouvons dans une série de couches tertiaires un double passage des formes tropiques aux formes tempérées par les formes sous-tropicales, d'une part horizontalement ou, beaucoup mieux, en direction périphérique de l'équateur vers les pôles et d'autre part, en direction verticale depuis les couches les plus anciennes jusqu'aux plus récentes.

Les changements climatériques influencent bien plus les Plantes fixées au sol, que les Animaux, mais ceux-ci montrent d'une manière évidente cette action des milieux par la succession des faunes marines. Ainsi, pour n'en donner qu'un seul exemple, les dépôts inférieurs du bassin tertiaire anglais, l'argile de Londres, ont la faune des mers tropicales et subtropicales, les couches supérieures présentent la plupart des Mollusques qui habitent les mers d'Angleterre, d'abord mêlés encore avec les espèces des latitudes sud qui disparaissent complétement ensuite. Ce phénomène se répète partout où la série des couches tertiaires est complétement développée.

La formation *des premières glaces* aux pôles et sur les hautes montagnes a pu arriver à la fin de la période tertiaire.

4) *La destruction complète de beaucoup de formes animales et végétales et la décadence d'autres formes* caractéristiques des périodes écoulées. On voit disparaître au commencement du tertiaire les Inocerames et Exogyres (si développés dans le jurassique et le crétacé), les Hippurites (qui forment des roches dans le crétacé), les Nérinées (remplissant des bancs entiers du jurassique), les Ammonites et les Bélemnites (formes animales les plus abondantes au jurassique et au crétacé), les Turrilites, Scaphites, Baculites et autres formes déroulées des Ammonites (si caractéristiques pour le crétacé), enfin, les Sauriens marins et les Ptérodactyles mésozoïques. D'autres types, animaux et végétaux, disparaissent de plus en

plus depuis le commencement de la période tertiaire jusqu'à devenir rares à l'époque actuelle. Il faut compter ici principalement les Cycadées, les Conifères tropicales, les Crinoïdes, beaucoup de genres de Mollusques(surtout les Trigonia) et les Ganoïdes.

5) *Par le grand développement de types animaux et végétaux dont la première apparition date des périodes mésozoïques*, comme les Angiospermes qui se montrent dans le crétacé supérieur et les Palmiers, les Batraciens, les Squalides et les Poissons osseux, enfin et surtout les Mammifères. Le développement en masse des Mammifères et des arbres Angiospermes est un des caractères essentiels de la période tertiaire. Les plus anciens restes de Mammifères qui nous soient connus sont du trias supérieur et appartiennent à un Marsupial ; dans le *Dogger* et le jurassique blanc on rencontre également des traces isolées de ces Mammifères inférieurs, mais c'est seulement dans le crétacé inférieur que cette classe montre de la variété et de la richesse : elle présente alors les *Monodelphes* plus hautement organisés. Les plus importants d'entre eux, pour le tertiaire ancien, sont l'*Anoplotherium* et le *Paleotherium*. On trouve chez ces animaux certaines particularités des Ruminants et des Pachydermes, aussi doit-on les considérer comme la souche de ces derniers. Il s'ajoute à ces Mammifères quelques Carnassiers, Insectivores, Rongeurs et Cheiroptères, de rares Singes, mais dans l'O. de l'Amérique du Nord on trouve les gigantesques *Loxolophodon* et *Dinoceras*. Ils portaient trois paires de cornes de forme bizarre tandis que le tronc et les jambes ressemblaient à ceux de l'Éléphant ; par des parties importantes du squelette ils rappelaient d'une manière si frappante les Tapirs et Rhinocéros qu'ils font songer à un terme de passage entre les Pachydermes à doigts impairs et les Éléphants. Ce sont les ancêtres des Dinotherium, des Mastodontes et des vrais Éléphants du tertiaire récent. On ne trouve encore aucune trace des Ruminants, Porcins, Rhinocéros, Chevaux et Hippopotames, dans le tertiaire ancien. Ces animaux apparaissent seulement au tertiaire récent, dont la faune de Mammifères caractéristiques est due aux Rhinocéros, aux ancêtres des Chevaux (Anchitherium et Hipparion), Mastodon, Dinotherium, Éléphants, Cerfs, Antilopes, Gazelles, auxquels s'ajoutent à la fin du tertiaire de nombreux Ours, Chiens et Chats et différents Singes (Hylobates, Dryopithecus, Semnopithecus).

6) *Par l'apparition d'un nombre de plus en plus grand d'espèces voisines puis enfin identiques aux formes actuelles*, ensuite de quoi le nombre des espèces apparues au tertiaire et encore vivantes aujourd'hui augmente de plus en plus à mesure que les dépôts sont plus récents. Ainsi, on admet que les Mollusques du miocène (le tertiaire se divise en éocène, oligocène, miocène et pliocène) renferment de 10 à 40 p. %, le

pliocène ancien de 40 à 60 p. %, le pliocène récent de 60 à 90 p. % d'espèces encore aujourd'hui vivantes.

Résumons rapidement les phénomènes que nous venons d'indiquer pour former la *caractéristique* du tertiaire. Le tertiaire est la période pendant laquelle les Palmiers, les arbres Angiospermes, les Mammifères et, à côté d'eux, les Bivalves et les Gastéropodes, ont acquis un grand développement ; par l'accentuation des différences climatériques, une séparation en zones dépendante du degré d'éloignement de l'équateur, a pu se faire pour les organismes ; sous les influences diverses du climat, devenues plus compliquées encore par le soulèvement des hautes montagnes, les faunes locales les plus variées prirent naissance dans l'Océan, dans les golfes et les mers intérieures. Il en fut de même sur le continent et dans les eaux douces. Les conditions climatériques se rapprochèrent de plus en plus de celles de nos jours, en même temps que se multipliait le nombre des formes animales et végétales identiques avec les espèces actuelles. La variété des milieux et la complication des causes influentes sur la terre étaient plus grandes à l'époque tertiaire qu'à aucune autre époque des âges écoulés ; c'était là le dernier degré du développement de notre planète avant son entrée dans l'ère actuelle.

L'accomplissement de toutes ces modifications qui, vraisemblablement, ne se faisaient pas avec plus de rapidité à l'époque tertiaire qu'à l'âge actuel et aux périodes anciennes, est bien fait pour nous donner une idée du temps qu'a exigé le développement de notre globe. Des faunes et des flores tout entières sont remplacées par d'autres pendant la durée d'une période, de hautes montagnes se soulèvent, des continents se forment aux dépens de groupes d'îles, et ces actions qui nous paraissent insensibles aujourd'hui, ont été tout aussi lentes à l'époque tertiaire. Et cependant, cette période ne remplit que la dernière page de l'histoire de la terre.

Diviser la série des couches tertiaires, paralléliser pour des territoires éloignés les uns des autres les sous-divisions dans lesquelles on les groupe, fixer leurs marques caractéristiques est chose fort difficile. Que l'on suppose une portion de la mer actuelle desséchée par un soulèvement, ses connexions cachées par de nouveaux dépôts et détruites par l'érosion, une partie de sa surface soulevée en montagne, — quel point de départ aurait un géologue pour établir la contemporanéité des sédiments de la mer Rouge et de la Méditerranée, de l'océan Pacifique et du golfe de Mexico? La faune n'apprendrait rien quoique, dans le dernier cas, les deux mers ne soient séparées que par une distance de quelques milles. Mais les dépôts tertiaires donnent la preuve d'un changement plusieurs fois répété des faunes de chaque mer, des flores de chaque continent et souvent chacune d'elles étant différente des autres, de sorte que les rap-

ports deviennent extrêmement difficiles à établir, surtout si l'on considère que par le déplacement des organismes déterminé par le mouvement des lignes isothermes, des dépôts appartenant à des latitudes très-éloignées l'une de l'autre, mais contenant des fossiles tertiaires semblables, peuvent être d'un âge *différent*. Le seul moyen que l'on possède pour fixer l'âge plus ou moins grand des dépôts tertiaires et par suite leur équivalence, repose sur la comparaison de leur faune avec celle des mers voisines dont on peut admettre qu'elles ont fait partie : plus ces dépôts ont d'espèces communes avec ces mers, plus récents ils sont, tandis qu'inversement, plus la différence est grande et plus se multiplient les espèces tropiques (pour le tertiaire de nos latitudes), plus l'on doit considérer leur âge comme ancien. On avait d'abord pensé reconnaître dans la faune des Mollusque de l'éocène 3 p. 100, dans celle du miocène 19 p. 100, dans celle du pliocène 52 p. 100 d'espèces encore vivantes, mais ces rapports changent par chaque nouvelle découverte et la difficulté d'identifier les espèces et d'en fixer les limites laissent ces nombres incertains : d'après des comparaisons nouvelles, chacune de ces moyennes a été changée et l'on ne trouverait dans l'éocène aucune espèce encore aujourd'hui vivante, tandis qu'il y en aurait de 10 à 40 p. 100 dans le miocène, de 50 à 90 p. 100 dans le pliocène. Il a paru nécessaire d'établir entre l'éocène et le miocène un autre groupe indépendant qui a été nommé par Beyrich *oligocène*.

Le tertiaire se partage donc en quatre divisions qui sont, en allant de haut en bas :

4 Pliocène
3 Miocène } Néogène ou tertiaire récent.

2 Oligocène
1. Éocène } Tertiaire ancien.

Nous considérerons chacun de ces groupes indépendamment et comme une généralisation n'est guère possible par suite des nombreux facies toujours restreints à des points déterminés, nous décrirons comme typiques les exemples les plus complets.

TERTIAIRE ANCIEN.

FORMATION ÉOCÈNE.

ÉOCÈNE DU SUD DE L'ANGLETERRE.	ÉOCÈNE DU BASSIN DE LA SEINE.
Argile et sables de Barton.	Sables moyens. Grès de Beauchamp.
Sables de Bagshot et de Bracklesham.	Calcaire grossier.
Argiles de Londres et lits de Bagnor.	Lits coquillers. Sables du Soissonnais supérieurs.
Séries de Woolwich et de Reading.	Argiles plastiques et lignites.
Sables de Thanet.	Sables de Bracheux. Sables du Soissonnais inférieurs.

Formation éocène au sud de l'Angleterre. La série tertiaire de l'Angleterre commence par les :

1) *Sables de Thanet*, sables et grès subordonnés qui recouvrent le fond du bassin crétacé dans lequel s'est déposé le tertiaire. Sur eux, ou directement sur la craie blanche s'ils manquent, viennent :

2) *Séries de Woolwich et de Reading*, complexe puissant d'environ 30 mètres d'argiles plastiques quelquefois bigarrées, le plus souvent de couleur sombre, alternant avec des sables blancs et des graviers de pyrite qui prennent, en partie du moins, le caractère de formations fluviatiles et saumâtres par les lignites que l'on trouve en sous ordre au milieu d'eux et par la présence des Cyrena, Melania, Melanopsis, Cerithium et Paludina : (fig. 384 et fig. 385).

3) *Argiles de Londres*, environ 200 mètres de puissance, uniformément grasses, grises ou brunes avec des septaria ; elles sont très-riches en restes organiques. Des feuilles et fruits d'un certain nombre de Végétaux tropicaux, des restes de Crocodiles, de Tortues, d'Oiseaux (ceux-ci par l'Odontopteryx aux dents osseuses et les Mammifères, nous montrent que les argiles de Londres étaient déposées au voisinage d'un continent dont les fleuves ont charrié ces fossiles). On y trouve en outre de nombreuses espèces de Conus, Voluta, Cypræa, Aturia, Nucula, qui indiquent aussi un climat tropical. Quelques-unes des formes caractéristiques sont : Nucula amygdaloïdes, Voluta nodosa, Rostellaria macroptera, Aturia zigzag (fig. 386 à 389.)

4) *Sables de Bagshot et de Bracklesham.* Au-dessus de l'argile de Londres, on trouve, près de la capitale de l'Angleterre, des sables quarzeux

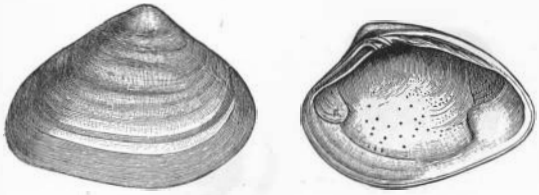


Fig. 384. — Cyrena cuneiformis.



Fig. 385. — Melania inquinata.

stériles, jaunes, qui peuvent atteindre 200 mètres de puissance, entre lesquels sont interposées des argiles schisteuses glauconitifères, sableuses. Tandis que les premiers, abstraction faite de végétaux Angiospermes, sont presque entièrement privés de fossiles, les sables verts contiennent, outre des restes de Gavials et d'un Serpent marin, des dents de Poissons, de nombreux individus de Venericardia planicosta et Nummulites lævigata; plus au sud, ces sables en partie glauconieux appelés alors lits de Bracklesham,



Fig. 386. — Nucula amygdaloïdes.



Fig. 387. — Voluta nodosa.

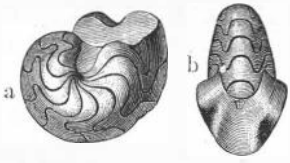


Fig. 388. — Aturia zigzag.

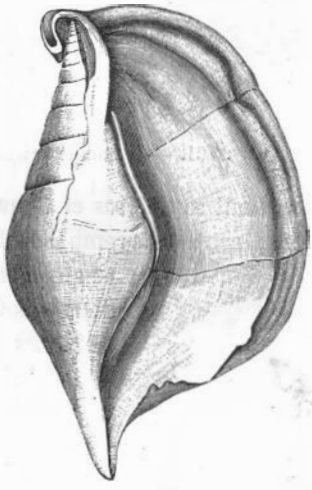


Fig. 389. — Rostellaria macroptera.

sont très-riches en restes organiques qui démontrent leur équivalence avec le calcaire grossier de Paris : ce sont Cerithium giganteum, Venericardia planicosta, Turritella imbricataria, Turritella terebellata, Pectunculus pulvinatus, Turbinolia sulcata, etc.

5) *Sables et argiles de Barton*, argiles de 15 à 20 mètres de puissance, sombres, sableuses avec nodules de sphérosidérite. Nummulites variolaria,

Chama squamosa, Cardita sulcata, Crassatella sulcata, Typhis pungens, Voluta athleta, Terebellum fusiforme (fig. 394 à 399.)



Fig. 390. — Venericardia planicosta.

Formation éocène du bassin de la Seine. Les dépôts tertiaires dont nous allons nous occuper sont formés d'un complexe de sédiments alter-

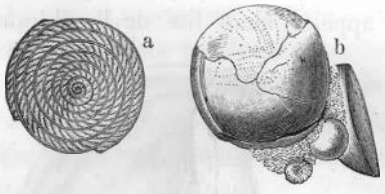


Fig. 391. — Numulites lævigata.

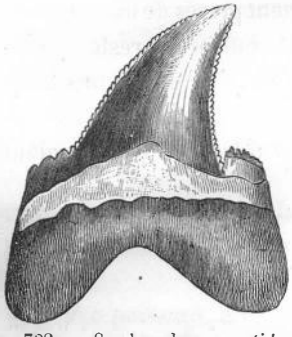


Fig. 392. — Carcharodon angustidens.

nativement saumâtres et d'eau douce ; recouverts par les formations tertiaires récentes, ils remplissent un bassin plat formé par la craie supérieure et au centre duquel est situé Paris. Les principaux membres de cette formation éocène sont :

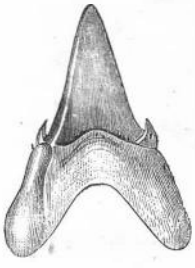


Fig. 393. — Otodus obliquus.

1) *Les sables inférieurs* (sables de Bracheux et sables inférieurs du Soissonnais, étage suessonien). Ce groupe commence par des sables blancs et des marnes qui contiennent des coquilles d'eau douce (Paludina, Cyclas, Cyclostoma, Helix) et des restes d'un Mammifère voisin de l'Ours (Arctocyon primævus). Au-dessus viennent des sables marins gris, parfois ferrugineux. Les deux dépôts réunis sont les représentants des sables de Thanet. Exactement comme en Angleterre,

2) *Les argiles plastiques, sable et lignites* forment la deuxième zone éocène du bassin de la Seine et fournissent également Melania inquinata, Cyrena cuneiformis, Ostræa bellovacina.

3) *Sables du Soissonnais supérieur, lits coquillers.* Les argiles plastiques sont recouvertes à Cuise-Lamothe, près Compiègne, par exemple,



Fig. 394. — Chama squamosa.



Fig. 395. — Cardita sulcata.

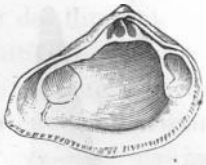


Fig. 396. — Crassatella sulcata.

de sables glauconitifères ou riches en mica, riches par place en restes organiques parmi lesquels Nummulites planulata et Nerita conoidea sont



Fig. 397. — Typhis pungens.

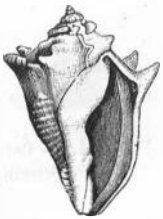


Fig. 398. — Voluta atleta.



Fig. 399. — Terebellum fusiforme.

remarquables par leur fréquence. Ces sables semblent remplacer l'argile de Londres avec laquelle ils ont environ trente-trois espèces communes.



Fig. 400. — Nerita conoidea.

4) *Calcaire grossier de Paris.* Série de couches calcaires, sableuses, glauconieuses ou marneuses, puissante de 20 à 30 mètres qui sont inférieurement très-riches en Nummulites lavigata (fig. 391). Les



Fig. 401. — Conus deperditus.

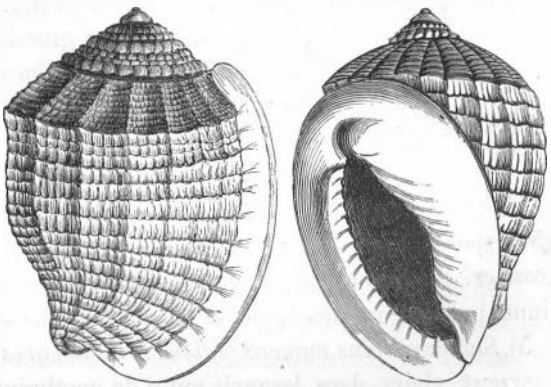


Fig. 402. — Cassis cancellata.

coquilles suivantes sont principalement abondantes dans les horizons

supérieurs : Cerithium giganteum qui atteint 0,70 de long., Turritella imbricataria, Conus deperditus, Cassis cancellata, Cerithium hexagonum, Crassatella ponderosa, Corbis lamellosa, Cardium porulosum, Venericardia planicosta (fig. 390). Certaines couches du calcaire grossier, les *calcaires à Miliolithes* sont formées uniquement de coquilles de Foraminifères et fournissent un précieux point de repère dans l'étude du tertiaire du bassin de Paris. Les Cerithium, dont on connaît dans le même bassin plus de 150 espèces, peuvent remplir entièrement des couches isolées du calcaire grossier. En même temps, on voit apparaître les Lophiodon et Palæotherium, précurseurs des Tapirs et des Pachydermes tapiroïdes.

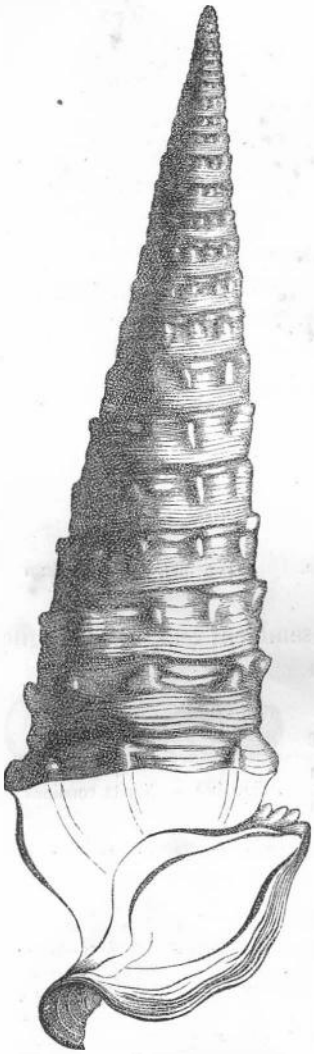


Fig. 405. — Cerithium giganteum.

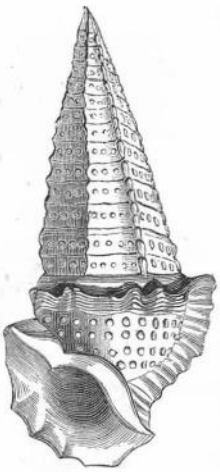


Fig. 404. — Cerithium hexagonum.

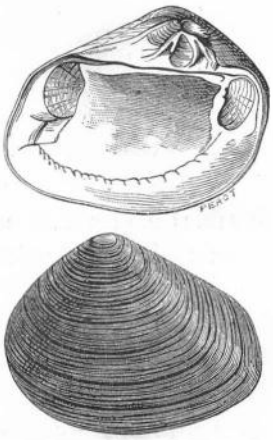


Fig. 405. — Crassatella ponderosa.

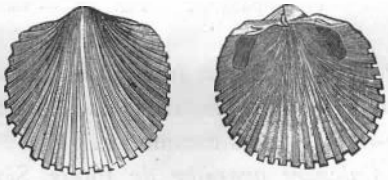


Fig. 406. — Cardium porulosum.

5) *Sables marins moyens* (*sables moyens*, *grès de Beauchamp*.) Sables quarzeux, clairs, dans lesquels outre de nombreux Mollusques marins, on trouve abondamment une petite Nummulite (N. variolaria).

Formation éocène sud. Nous avons vu à propos du crétacé que le

facies de cette formation dans les régions sud où elle se développe était complétement différent de son facies nord. La même chose se répète pour l'éocène. Au crétacé, c'était le groupe remarquable des Hippurites qui déterminait le facies alpin, pour l'éocène c'est le genre tout aussi remarquable des *Nummulites* qui apparaît soudain en nombre immense. Les Nummulites forment presqu'exclusivement l'élément de puissants complexes de couches que l'on a appelées zones à Nummulites. Les particularités pétrographiques du crétacé alpin se répètent dans le tertiaire inférieur du sud et des calcaires durs, quelquefois *cristallins*, y jouent un rôle important ; ils sont au contraire étrangers au nord.

Le facies alpin ou sud de l'éocène est un des phénomènes géologiques les plus importants. De puissants systèmes de couches sont quelquefois formés presque exclusivement d'écailles de Nummulites variant pour la grosseur entre celle d'une lentille et celle d'une pièce de deux sous : ces animaux présentent une abondance sans exemple d'individus et ils disparaissent au bout de peu de temps. Leur répartition est extrêmement étendue. Les roches qu'elles forment presque exclusivement se trouvent en une zone à peine interrompue et avec la plus grande régularité, depuis l'Espagne et le Maroc, le long des bords de la Méditerranée, par toutes les Alpes et les Karpathes, les Apennins, la Grèce et la Turquie, l'Égypte, l'Asie Mineure, la Perse, les Indes orientales, jusqu'à la Chine et le Japon, en un mot d'un bout à l'autre de l'ancien monde. Elles ont pris part à la formation des plus puissantes montagnes dont le soulèvement a bouleversé leur stratification et a déterminé de si puissantes dislocations qu'elles ont pu être portées à une hauteur de 3,000 mètres.

Les couches à Nummulites sont pour la plupart des calcaires compactes, gras, de couleur grise, jaune ou rouge toujours caractérisés par leur richesse en Nummulites. Il n'est pas rare que la masse calcaire qui relie et soude les Nummulites entre elles ne soit remplacée par du sable, ce qui forme du grès nummulique. C'est de la même manière que se forment des minerais de fer oolithiques comme sur le Kressenberg et à Sonthofen au sud de la Bavière.

On connaît un nombre assez considérable d'espèces de Nummulites, les plus importantes sont : Nummulites lævigata (fig. 391) planulata, Puschi, scabra, biarritziana, complanata, variolaria. Outre ces Foraminifères, on trouve quelquefois mélangés avec eux, d'autres fois limités à des couches qui alternent avec les bancs de Nummulites, un grand nombre de Bivalves et de Gastéropodes qui sont également ceux des dépôts tertiaires d'Angleterre et du bassin de la Seine. Grâce à leur étude, on a pu établir que les couches à Nummulites du Sud prises en masse correspondent à tout l'éocène et qu'elles se partagent en différents complexes qui semblent représenter

les divisions isolées des séries éocènes des autres pays : c'est seulement par leur commune richesse en Nummulites que ces couches semblent

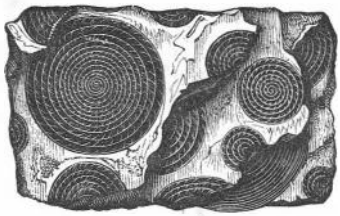


Fig. 407. — Calcaire nummulitique des Pyrénées avec coupes longitudinales de Nummulites Puschi.

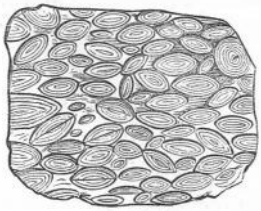


Fig. 408. — Calcaire à Nummulites de Hongrie avec coupes transversales de Nummulites scabra.

étroitement liées les unes aux autres. Les couches à Nummulites du Sud appartiennent à quatre étages différents.

La *zone nummulitique inférieure* typique se montre à Biarritz au pied des Pyrénées ; elle forme le niveau le plus inférieur de la formation nummulitique qui atteint là près de 2,000 mètres de puissance ; elle est

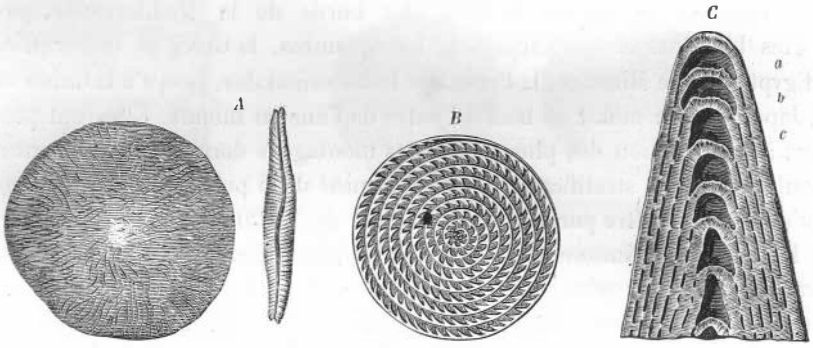


Fig. 409. — Nummulites nummularia.

A, aspect extérieur ; *B*, Coupe horizontale de la coquille ; *C*, moitié d'une coupe transversale fortement grossie ; *a*, Canal spiral ; *b*, Ouverture de communication des chambres ; *c*, Chambres latérales.

équivalente à l'*argile de Londres* et aux *sables du Soissonnais supérieurs*. On ne l'a pas trouvée jusqu'ici dans les Alpes.

A la *seconde zone nummulitique* appartiennent les couches nummulitiques moyennes de Biarritz, les couches à Nummulites des Alpes suisses, de Bürgerstock, Sihlthal et du Kressenberg. Ce groupe correspond au *calcaire grossier de Paris* : les roches ferrugineuses et les grès glauconifères du Kressenberg, outre les Nummulites, contiennent plus de 70 formes identiques aux espèces du calcaire grossier.

La *troisième zone nummulitique* est le mieux développée aux environs de Nice et sur le Niederhorn dans les Alpes de l'Ouest, à Reichenhall dans

la Bavière sud ; elle semble équivalente aux grès de *Beauchamps* et à l'*argile de Barton* avec lesquels elle a plus de 50 espèces communes entr'autres la Nummulites variolaria par exemple.

Une *quatrième zone nummulitique* se trouve dans les Alpes de la Bavière du Sud immédiatement au-dessus de la précédente. Ce sont les couches nummulitiques à Végétaux de Reit-im-Winkel synchrônes des couches houillères de Häring en Tyrol. Ces couches se rapprochent cependant de l'oligocène par la présence de formes du tertiaire récent et on doit peut-être les joindre à ce dernier terrain. Certaines couches montrent des rapports tout semblables au bord sud des Alpes (Ronca) et dans les Alpes calcaires (Diablerets).

Le facies sud de l'éocène ne s'affirme pas seulement par les couches à Nummulites que nous venons de décrire rapidement, mais encore par une seconde formation de roches particulières au système des montagnes alpines, par le *flysch* qui recouvre la zone nummulitique inférieure des Alpes (zone nummulitique du Kressenberg) avec laquelle il est très-intime-

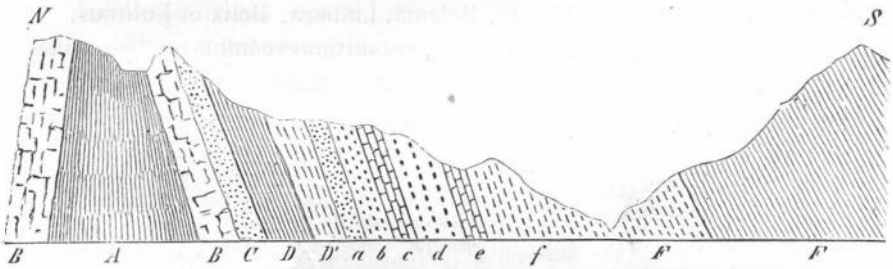


Fig. 410. — Coupe de la formation nummulitique au Grünten près Sonthofen (Bavière du Sud).

A Néocomien inférieur	crétacé alpin.	*a*, Grès vert.	Éocène alpin.
B Calcaire à Caprotines		*b*, Schiste marneux	
C Grès du Gault		*c*, Calcaire à Nummulites	
D Calcaire de Sewen		*d*, Marne avec minerai de fer	
D' Marne de Sewen.		*e*, Calcaire nummulitique quarzeux	
		f, Couches nummulitiques semblables au flysch	
		F, Flysch	

ment lié. Le flysch est un groupe puissant de grès et schistes de couleur sombre, de calcaire argileux et de schistes marneux si riches en Fucoïdes (surtout Chondrites intricatus, Targionii, furcatus) qu'ils recouvrent souvent entièrement les surfaces de stratification des couches, — d'où le nom de grès à Fucoïdes. On peut ranger aussi dans la formation du flysch les schistes noirs de Glarus remarquables par leur richesse en Poissons osseux bien conservés. Comme nous l'avons déjà dit, le flysch est sus-jacent aux formations nummulitiques du Kressenberg, de la vallée de la Sihl et doit être considéré comme un depôt synchrône de

la troisième zone nummulitique formé sur le bord des hautes montagnes, tandis que les sédiments nummulitiques se déposaient à l'intérieur du bassin situé sur l'emplacement des Alpes actuelles. Ce système puissant de plus de 300 mèt. est rempli d'Algues marines, mais (abstraction faite des Poissons dans les schistes de Glarus) il ne montre aucune trace de la animale, quoiqu'il soit intercalé à des roches remplies de coquilles.

FORMATION OLIGOCÈNE.

L'*oligocène au sud de l'Angleterre*. Les argiles de Barton sont suivies d'une formation fluvio-marine pendant le dépôt de laquelle avaient lieu des oscillations continuelles de la mer, qui expliquent la composition tantôt marine, tantôt d'eau saumâtre, tantôt d'eau douce de ces couches. Elle se partage en trois divisions :

1) L'*oligocène inférieur d'Headon*, *Osborne et Bembridge* formé principalement de couches alternativement d'eau douce et d'eau saumâtre, par conséquent de sables, de marnes et d'argiles avec Cyrena, Unio, Paludina, Planorbis, Potamides, Cerithium, Melania, Limnæa, Helix et Bulimus.

Parmi ces genres on peut citer les espèces suivantes comme quelques-unes des plus abondantes et des plus répandues ; Planorbis euomphalus (fig. 411), Planorbis discus, Cerithium concavum, Paludina orbicularis (fig. 412).



Fig. 411. — Planorbis euomphalus.



Fig. 412. — Paludina orbicularis.

Melania turritissima, Lymnæa longiscata, Helix occlusa, Neritina concava. A ces Mollusques s'ajoutent les restes de nombreux Vertébrés répartis dans deux horizons de la série oligocène inférieure d'Angleterre : l'un inférieur de la série de Headon; l'autre, supérieur, de la série de Bembrigde. Ces Vertébrés appartiennent tous aux genres Anoplotherium et Palæotherium, voisins des Tapirs, à part divers Chéloniens, Serpents et Crocodiles. Ce sont ces mêmes Mammifères qui sont si communs dans le gypse de Montmartre, aussi semble-t-il que l'on puisse paralléliser ce dernier dépôt avec la série de Bembridge. Mais entre ces couches qui contiennent des animaux terrestres et d'eau douce, on en observe certaines autres d'origine marine, dont la faune a plus de vingt espèces caractéristiques en com-

mun avec l'oligocène inférieur d'Allemagne, de sorte que l'équivalence des séries de Headon et de Bembrige du gypse de Montmartre et de l'oligocène inférieur d'Allemagne est chose démontrée.

2) *Division moyenne de l'oligocène d'Angleterre, série de Hempstead*, formation d'eau saumâtre d'environ 60 mètres de puissance, argiles, sables et marnes avec Cyrena semistriata, Cerithium plicatum qui se trouvent également dans les *sables marins supérieurs* de France, dépôts de même âge.

OLIGOCÈNE

	ANGLETERRE.	BASSIN de la Seine.	NORD de l'Allemagne.	PAYS-BAS.	SUISSE.	BASSIN de Mayence.
SUPÉRIEUR.	Lignites et argiles de Bovey.	Calcaire de Beauce (formation d'eau douce supérieure.)	Marne d'Osnabrück et Bünde; sables coquillers de Cassel; Marne de Wiepke. Lignites du Bas-Rhin.	Couches de Elsloo (Maëstricht.)	Lignites inférieurs, couches à Cyrènes de la Bavière du Sud; Molasse marneuse rouge du Righi.	Marne à Cyrènes.
MOYEN.	Formation d'eau douce de Hempstead. (Miocène inférieur. Lyell) série de Bembridge. série d'Osborne.	Grès et sables supérieurs; Grès de Fontainebleau, (sables marins supérieurs.)	Argiles à septaria; sable de Stettin et de Solling, sables de Magdebourg (rupélien); formation de lignites de la Samlande.	Système rupélien et Système tongrien supérieur.	Molasse marine inférieure.	Argiles à Septaria. Sables marins de Weinhein, Alzei, Kreuznach.
INFÉRIEUR.	Série d'Headon	Gypse de Montmartre; Calcaire siliceux; (Travertin inférieur ou calcaire d'eau douce inférieur.)	Argiles d'Egeln couches contenant de l'ambre de Samlande; lignites du nord de l'Allemagne.	Système tongrien inférieur.	Formation nummulitique récente et formation du Flysch.	

3) *Une division supérieure de l'oligocène d'Angleterre* semble être représentée par la *formation des lignites*, qui remplit une dépression en bassin (vraisemblablement un ancien bassin marin), dans la région

granitique de Bovey-Tracey, dans le Devonshire. Elle est formée de couches de 100 mètres de puissance, d'argiles, de sables et de lignites en alternance, et est extrêmement riche en débris de plantes bien conservés. Ce sont surtout des Conifères appartenant principalement au genre Sequoia (S. Couttsiæ Heer); d'autres couches sont remplies de racines de Fougères, d'autres sont riches en feuilles de Dicotylédones.



Fig. 413. — Cyrena semistriata.



Fig. 414. — Cerithium plicatum.

Formation oligocène dans le bassin de la Seine. — L'oligocène du bassin de Paris est représenté par une série de couches que l'on peut diviser en trois groupes. La supérieure et l'inférieure sont des formations d'eau douce ; il y a entre elles un complexe de couches marines.

1. *Formation d'eau douce inférieure : groupe du calcaire d'eau douce et du gypse.* Elle est formée inférieurement de marnes et de calcaires, avec des Planorbis et des Paludina. Au-dessus vient le principal membre de la formation oligocène inférieure de France, le gypse et les marnes gypseuses de Montmartre, sous forme de grands dépôts lenticulaires. On y trouve de très-nombreux ossements de Mammifères, d'Oiseaux et de Reptiles. Presque aucun bloc du gypse de Montmartre n'est privé de ces débris, mais d'ordinaire ils sont isolés et dispersés, et il est rare que l'on rencontre des squelettes complets. Les représentants de cette première faune abondante de Mammifères sont surtout les précurseurs des Pachydermes, comme le Lophiodon, l'Anoplotherium, le Palœotherium, auxquels s'ajoutent des Marsupiaux, des Carnassiers, des Rongeurs et des Cheiroptères, Didelphis, Canis, Hyœnodon, Sciurus, Vespertilio. En comparaison avec les Mammifères, qui sont représentés par environ cinquante espèces dans le gypse parisien, les Oiseaux sont peu nombreux, puisque l'on n'en connaît que dix espèces. On trouve aussi sur les faces de stratification du gypse, les empreintes de pas de la plupart des animaux, laissées sur la boue des rivages (Palœotherium, Tortues terrestres, fluviatiles et de marais, grands Batraciens, Crocodiles, Iguanes, Oiseaux géants).

Les genres *Palæotherium* et *Anoplotherium* sont surtout riches en espèces. Les représentants du premier genre oscillant, pour la taille, entre le Lièvre et le Cheval, étaient très-semblables à notre Tapir, mais leurs dents postérieures étaient semblables à celles du Rhinocéros et les quatre pieds possédaient trois doigts, tandis que les Tapirs en ont quatre aux pieds antérieurs. L'Anoplotherium présente réunis certains caractères des Porcins, des Pachydermes et des Ruminants dans la dentition et le

squelette. Ceci est bien évident pour les pieds à deux sabots et les jambes sans péroné, caractère des Ruminants; les proportions des différentes

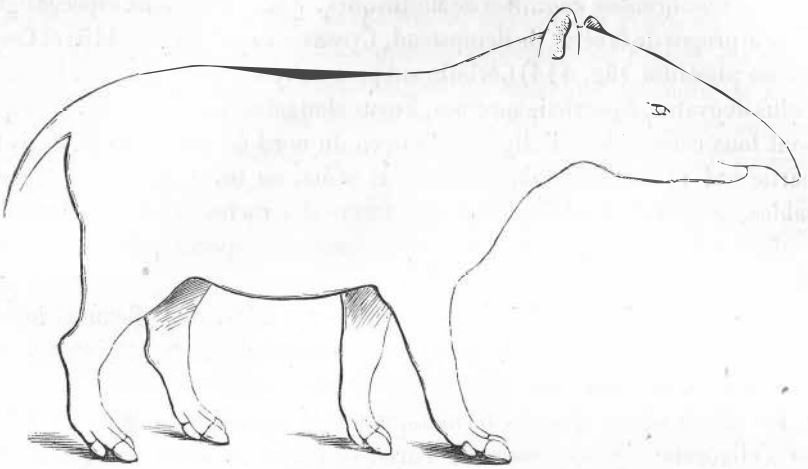


Fig. 415. — Contours du Palœotherium magnum (restauré par Cuvier).

divisions des membres et la séparation complète des os métatarsiens rappellent ce qui existe chez les Pachydermes. Les Anoplotherium sont donc de vrais types collectifs et comme avec eux on ne trouve dans le tertiaire ancien ni vrai Ruminant ni vrai Pachyderme ou Porcin, on peut les con-

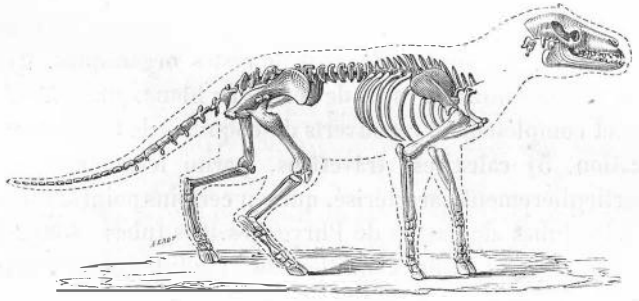


Fig. 416. — Anoplotherium (restauré par Cuvier).

sidérer comme la forme ancestrale de ces groupes. L'on connaît encore un grand nombre d'animaux contemporains des Palœotherium et des Anoplotherium qui portent aussi plus au moins nettement les caractères des Ruminants et des Pachydermes. Comme leur nourriture était exclusivement végétale, on peut conclure de leur abondance que la végétation était alors très-développée.

2. *Groupe des sables marins supérieurs.* Ils commencent par demarnes très-riches en huîtres (Ostrœa longirostris, callifera, cyathula), et sont suivis de sables clairs, quelquefois très-blancs. On rencontre très

souvent dans ceux-ci des concrétions arrondies, rayonnantes et les groupes de cristaux bien connus de calcaire spathique ; enfin, certains points présentent de nombreuses coquilles de Mollusques, comme les deux espèces figurées à propos de la série de Hempstead, Cyrena semistriata (fig. 413) et Cerithium plicatum (fig. 414) Corbula subpisum, Cytherea incrassata, Pectunculus obovatus, Aporrhais speciosa, Fusus elongatus, Dentalium Kickxii qui sont tous connus dans l'oligocène moyen du nord de l'Allemagne. Dans la partie sud et au centre du bassin de la Seine, on trouve au-dessus de ces sables, le grès de Fontainebleau, qui forme des rochers pittoresques et ne renferme que de rares moules et impressions des espèces que nous venons de citer.

3. *La formation supérieure d'eau douce* (calcaire de Beauce) formé de calcaire d'eau douce et de quarz avec Limnœa, Paludina, Planorbis, et, dans l'horizon supérieur, avec de nombreuses espèces d'Helix.

En même temps que ces formations tantôt marines, tantôt d'eau douce de l'oligocène des environs de Paris, se faisait le dépôt des *sédiments d'eau douce de l'Auvergne*. Ils remplissent un ancien bassin à l'intérieur du plateau granitique dans le département du Puy-de-Dôme et sont formés de couches assez horizontales qui forment quatre complexes : 1) conglomérats, grès et marnes ; les deux derniers quelquefois colorés en rouge, de sorte que, pétrographiquement, ils ressemblent extrêmement aux grès bigarrés d'Allemagne ; ils atteignent jusqu'à 230 mètres de puissance, et, abstraction faite d'ossements isolés de Palœotherium, de Rhinocéros, et d'un Crocodile, ils sont dépourvus de restes organiques. 2) schistes marneux en couches minces, rayés de vert et de blanc, puissants d'environ 250 mètres, et complétement recouverts de coquilles de Cypris sur les faces de stratification. 3) calcaires, travertins, parmi lesquels le calcaire à Indusies particulièrement caractérisé, qui, en certains points, est dû exclusivement à des tubes de larves de Phryganes. Ces tubes sont formés de grains de sable soudés et de coquilles de Paludines et servaient d'abri aux larves. En outre de ces Indusies, on trouve de nombreuses espèces de Cyrena, Unio, Paludina, Planorbis, Limnœa et enfin des os de Mammifères (Palœotherium, Anthracotherium, etc. et des débris d'Emys et de Crocodiles). 4) marne gypseuse, d'environ 20 mètres de puissance.

Formation oligocène de la Suisse (formation de la Molasse inférieure). La série éocène des Alpes nord que nous avons décrite, formée de couches nummulitiques et de flysch, est suivie d'un dépôt puissant de grès et de conglomérats que l'on a désigné sous le nom de molasse et qui appartient aux formations oligocène, miocène et pliocène. Nous ne parlerons ici que de la première, et n'y consacrerons que peu de temps. La molasse oligocène de la Suisse est partagée en deux sous-divisions :

1) La *molasse marine inférieure*, grès formés de grains de quarz, de schistes siliceux, de feldspath et d'un ciment marneux effervescent avec les acides, contenant aussi des écailles de mica et des grains de glauconie vert sombre. Comme les sables marins supérieurs de France, les argiles d'Hempstead et les formations oligocènes moyennes du nord de l'Allemagne, elle contient Cyrena semistriata (fig. 413), Pectunculus obovatus, Ostrœa longirostris, Ostrœa cyathula, Cerithium plicatum (fig. 414), Cerith. elegans; elle appartient donc également à l'oligocène moyen.

2) *Formation des lignites inférieurs*. Elle commence avec la molasse rouge, surtout formée de marnes rouges, bigarrées, qui peuvent atteindre plus de 300 mètres de puissance et possèdent un très-grand développement, sur le Righi, par exemple. Ils sont suivis de grès, de marnes et du *nagelfluh*, conglomérat de galets complétement arrondis, de la grosseur d'un œuf, avec des impressions. A Monod et à Rivaz (Vaud), à Miesbach, Pensberg et sur le Peissenberg, dans la Bavière du sud, on trouve quelques lits de lignites et de jais, ce qui, joint à des espèces des genres Cyrena et Melanopsis, forme une flore d'eau saumâtre. Les membres essentiels de cette flore oligocène sont les Cinnamomum, Dryandroïdes, Chênes verts, Ficus, Alnus, Betula, Juglans, Sequoia, Pinus, Libocedrus, Chamærops. Leur caractère général est donc américain sub-tropical et rappelle la flore actuelle de la Louisiane et de la Floride modifiée par des formes australiennes. On en a conclu qu'au commencement du tertiaire, l'océan Atlantique était remplacé par un continent, ce qui permettait aux formes américaines de s'avancer vers l'Europe. Toutefois, il est vraisemblable que les plantes américaines n'ont pas pris la voie directe par cette Atlantide hypothétique, mais se sont dirigées sur l'Asie en direction opposée.

Nous nous occuperons plus loin du bassin de Mayence à propos des formations du tertiaire récent. Nous ne pouvons qu'indiquer en peu de mots les particularités de la *formation du fer pisiforme* (Bohnerzformation) du S. O. de l'Allemagne et des parties avoisinantes de Suisse et de France. Les *Bohnerz* tertiaires sont des dépôts de sources minérales qui se montrent presque exclusivement dans les territoires du jurassique blanc; ce sont des grains arrondis formés de couches concentriques de limonite impure dans des argiles qui alternent avec des couches de sable; ils sont souvent en grande abondance, d'autres fois on les observe disséminés. Ces couches à minerai de fer dont la puissance peut dépasser 30 mètres, recouvrent en dépôts étendus le sol des vallées et remplissent quelquefois les dépressions, les fentes, les cavités du calcaire jurassique sous-jacent. Le *Bohnerz*, outre des fossiles provenant d'anciennes formations, enferme de nombreux ossements d'Anoplotherium, Palæothe-

rium, Lophiodon qui concordent avec ceux de Montmartre et appartiennent en conséquence à l'oligocène, mais les fossiles de certains autres dépôts de *Bohnerz*, Mastodon, Rhinocéros, Dinothérium sont du miocène. Quelques-unes des principales localités du *Bohnerz* sont Kandern en Brisgau, Tuttlingen et Frohnstätten en Wurtemberg.

Oligocène du nord de l'Allemagne. Les terrains bas du nord de l'Allemagne doivent être considérés dans toute leur étendue comme un territoire tertiaire recouvert presque partout à la surface, par des dépôts diluviens et des formations alluviales, qui est seulement interrompu par quelques petites îles de roches plus anciennes comme celle de Rüdersdorf (muschelkalk), de Sperenberg (gypse), les couches mésozoïques de Lunebourg et de l'embouchure de l'Oder. Par le bord sud de ces vastes dépôts tertiaires, des baies pénètrent entre les montagnes et les chaînes de hauteurs qui formaient le rivage de la mer tertiaire de ce pays, telles que :

1) *Le golfe du Bas-Rhin*, qui s'étend dans les montagnes rhénanes jusqu'au sud de Bonn en connexion vers le N. et l'O. avec les formations tertiaires de Hollande et de Belgique ; vers l'intérieur, il contient des lignites ; vers l'extérieur des couches marines recouvrent ces derniers.

2) Le *golfe saxo-thuringien*, qui s'étend entre Halle et Wurzen au loin en Thuringe, pénétrant dans la région des formations anciennes ; il renferme surtout des lignites, mais à Leipzig, il présente aussi des couches marines.

3) *Le golfe de la Basse-Silésie* qui comprend les terrains bas remplis de dépôts ligniteux de la région de l'Oder, de Liegnitz et Breslau jusque Neisse et Oppeln.

La limite sud du terrain tertiaire du nord de l'Allemagne est formée entre l'issue des golfes du Bas-Rhin et saxo-thuringien par les dépôts jurassiques et crétacés avancés loin vers le nord, de Hanovre et de Westphalie ; de Leipzig, elle court en direction presque complétement E. jusque l'entrée du golfe de la Basse-Silésie. La limite nord des territoires tertiaires allemands est formée par la Baltique, la mer du Nord, et elle est dérobée par les formations diluviales et alluviales : vers l'O., elle est en connexion immédiate avec le tertiaire belgico-hollandais, vers l'E., avec le tertiaire de Pologne et de Russie.

Les formations tertiaires du nord de l'Allemagne sont exclusivement *oligocènes* et *miocènes* et les dépôts éocènes et pliocènes semblent manquer entièrement. Les couches tertiaires de ce pays sont en partie marines, en partie d'eau douce ; ces dernières sont groupées sous le nom de formation des lignites. En Allemagne aussi, on divise l'oligocène en groupe supérieur, moyen et inférieur.

1) L'*oligocène inférieur* à la formation de lignites du N. E. de l'Allemagne et des dépôts marins d'Egeln.

a) *Formation des lignites.* La surface de plusieurs milliers de milles carrés que recouvre la formation de lignites du N. E. de l'Allemagne, s'étend de Königsberg et de Varsovie presque sur l'Elbe. Les roches déposées sur cet espace sont principalement des amas meubles de galets de quarz brillants, polis, qui peuvent aussi être soudés en conglomérats très-durs par un ciment siliceux ; des sables formés de grains de quarz presque incolores ou blancs, formant quelquefois des bancs réguliers, d'autres fois en masses assez volumineuses, isolées dans les sables meubles ligniteux qui acquièrent par un ciment une extrême dureté ; des argiles et des schistes argileux de couleur grise ou blanche, les premières souvent très-pures et complétement plastiques, les seconds souvent riches en impressions végétales et enfin des lignites. Les lignites qui ont tant d'importance pour l'industrie de l'Allemagne se montrent sous plusieurs variétés qui ont reçu différents noms, jais, lignite fibreux et terreux, charbon de marais, charbon cireux (Wachsköhle); la variété particulière du pays de Weissenfels appelé pyropissite, employé pour la fabrication de la paraffine est très-légère, spongieuse, de couleur jaune : elle fond au feu en une masse semblable à la poix.

Les lignites forment quelquefois des dépôts irréguliers, en lentilles ou en lits qui sont souvent très-importants et dont la puissance atteint sur le Meissner plus de 30 mètres, à Magdebourg, 20 mètres, à Zeitz, environ

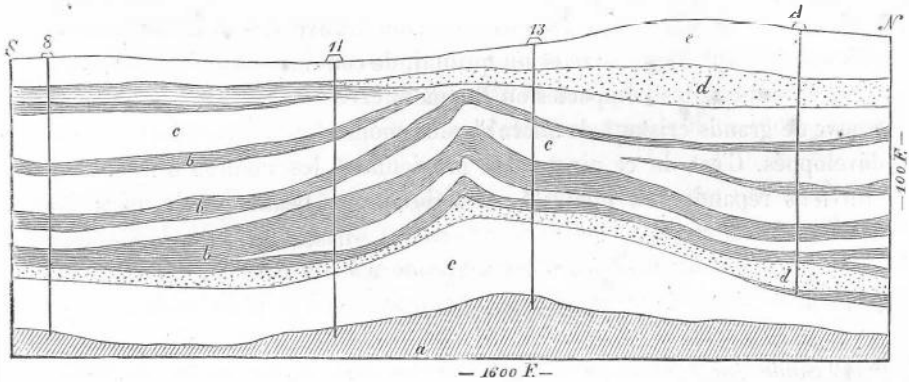


Fig. 417. — Coupe de la formation de lignites de Riestedt, en Saxe.

a, Grès bigarré ; *b*, Lits de lignites ; *c*, Argile grise et bleue quelquefois sableuse ; *d*, Sable ; *e*, Lehm ; A, 8, Forages ; 11 et 13, Puits.

14 mètres, à Zittau, plus de 50 mètres, à Muskau, environ 14 mètres, mais qui ont d'ordinaire 1 à 3 toises d'épaisseur ; ils ne sont pas uniformes, mais, au contraire, présentent souvent des variations. Il n'est pas rare de trouver plusieurs lits superposés : 5 à Riestedt, 6 à Muskau. Souvent des argiles alunifères exploitables accompagnent les lits de lignites.

La formation ligniteuse de Saxe et surtout celle du pays de Halle donne un exemple caractéristique d'un dépôt horizontal puissant de 30 à 40 mètres, recouvrant les formations sédimentaires plus anciennes et les porphyres dans lesquels les cours d'eau se sont creusés leur lit, ce qui a mis les lignites au jour. On peut y distinguer avec Laspeyres de bas en haut les membres suivants (fig. 418) :

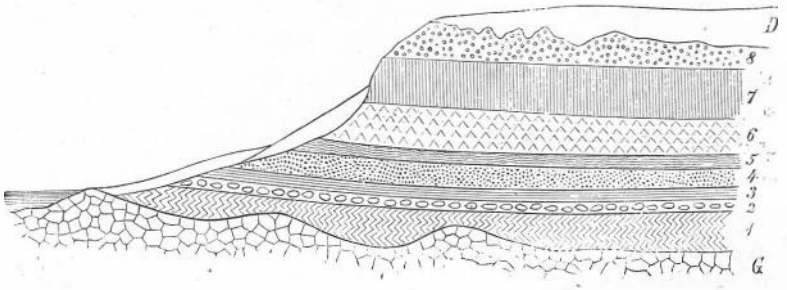


Fig. 418. — Coupe de l'oligocène dans le pays de Halle.

G, Terrains anciens (ici porphyre); 1, Argile plastique; 2, Zone à nodules; 3, Lit inférieur; 4, Sable quarzeux; 5, Lit supérieur; 6, Sable de Magdebourg; 7, Argile à septaria; 8, Sable micacé; *D*, Diluvium.

1) *Argile plastique* blanche ou gris clair, 10 à 20 mètres de puissance; par places, ex. Salzmünde, très-riche en cristaux de gypse.

2) *Zones des nodules* ou des grès ligniteux, en une couche sablo-argileuse de $\frac{1}{3}$ à 2 mètres de puissance; on trouve des nodules dont le poids oscille entre une livre et un quintal, de contour souvent très-bizarre formés de quarzites compactes ou finement cristallins, dans lesquels on trouve de grands cristaux de quarz plus ou moins nombreux complétement développés. C'est de ce niveau que proviennent les nodules diluviens et alluviens répandus en quantité innombrable en beaucoup de pays du nord de l'Allemagne.

3) *Lit ligniteux inférieur*, en moyenne 2 à 3 mètres, quelquefois cependant 6 mètres de puissance. Il peut arriver qu'un lit de sable partage en deux ce dépôt.

4) *Sable quarzeux*, pur, formé pour la plus grande partie de petits cristaux de quarz. Près de ces derniers et des grains de quarz on trouve de nombreuses feuilles de mica. L'imprégnation de l'oxyde de fer hydraté, du carbonate de chaux et de l'acide silicique soude quelquefois ces sables meubles. En moyenne, 10 à 12 mètres de puissance. Par places, des lits d'argile.

5) *Lit ligniteux supérieur*, en moyenne 1,5 à 3 mètres; pouvant cependant atteindre 5 mètres; d'ordinaire, ces lignites sont terreux, noir-brun. Des lits de sable peuvent le partager en trois.

Au dessus de ces dépôts viennent les formations oligocènes récentes.

Au commencement de la période oligocène, la plaine basse du nord de l'Allemagne et les deux baies en connexion avec elle au sud, semblent avoir formé une contrée recouverte de lacs d'eau douce, de grands marais et tourbières et de lagunes, sur laquelle se développait une luxuriante flore subtropicale et les Poissons et Mollusques d'eau douce. Des masses considérables de bois flotté étaient apportés dans les lagunes où ils formaient de grands deltas, origines des lignites du nord de l'Allemagne au même titre que les plantes nées et mortes sur place. Recouverts de couches de sable et d'argile, ils étaient préservés d'une complète décomposition et à l'abri de l'air ils se transformaient lentement en lignites.

L'élément principal des lignites est dû aux bois de Conifères, surtout de Cupressinées. Ainsi presque tous les lits de lignite aux environs du Harz sont formés de troncs de Taxites Aycku et Taxoxylon Göpperti, ceux de la Silésie de bois de Cupressinoxylum ponderosum, protolarix et leptotichum et de Taxites Ayckii, ceux du cercle de Leipzig de Sequoia Couttsiæ, et, en outre, de Palmacites Dœmonorops et d'un Betula. Tandis que les lits de lignites sont formés en prédominance de bois de Conifères, les sables et argiles qui les accompagnent d'ordinaire contiennent de nombreux restes d'arbres Angiospermes, surtout des feuilles. Les genres les plus fréquents sont les suivants : Quercus, Laurus, Cinnamomum, Magnolia, Dryandroïdes, Ficus, Sassafras, Alnus, Acer, Juglans et Betula. Les Palmiers sont représentés par les Sabal et les Flabellaria, les Phœnicites. La présence à la fois de Conifères, d'arbres Angiospermes toujours verts, de Palmiers, de Cocotiers, est caractéristique des dépôts qui nous occupent ; cette végétation a à peu près le facies de celle de la Floride et de la Louisiane, mais il ne faut pas méconnaître ses analogies avec la flore indo-australienne.

b) *Formations marines d'Egeln.* Les terres recouvertes par les dépôts que nous venons de décrire furent postérieurement changées en fond de mer par suite d'un affaissement progressif du sol, et elles reçurent alors des sédiments marins. Ce sont les sables et argiles que l'on trouve à Magdebourg, Latdorf, Egeln, Aschersleben et Helmstädt, et que l'on appelle *sables de Magdebourg* ou *dépôts oligocènes inférieurs d'Egeln.* Ils sont par places extrêment riches en animaux marins dont quelques-uns des plus caractéristiques sont : Ostrœa ventilabrum, Arca appendiculata, Cardita Dunkeri, Cardium Hausmanni, Cytherea Solandri, Cerithium lævum, Pleurotoma Beyrichi, subconoidea, Bosqueti, Buccinum bullatum, Voluta decora. Il s'y ajoute de nombreux Coraux appartenant aux genres Cyathina, Turbinolia, Balanophyllia, Caryophyllia.

La série *des couches contenant de l'ambre à Samland* près Königsberg,

est de même âge que les dépôts dont nous venons de parler. L'ambre se présente sur la côte prussienne dans un lit de sable glauconieux régulièrement disposé et en quantité considérable. Cette couche (fig. 419) puissante de $1^{m},30$ à $1^{m},70$, d'ordinaire encore située au-dessous du niveau de la mer, est recouverte d'un dépôt qui peut atteindre 25 mètres de puissance, formé de sables glauconieux pauvres en ambre, puis de sables, d'argiles et de lignites. Les sables glauconieux contiennent, outre l'ambre, avec de nombreux Insectes, Arachnides et Myriapodes, une certaine quantité de vrais Mollusques de l'oligocène inférieur, tandis que les lignites sus-jacents se caractérisent par une flore oligocène moyenne. L'ambre se trouve en Samland dans un gisement secondaire, c'est au commencement de la période oligocène qu'il a été apporté par la mer. Cette résine doit provenir de huit ou neuf espèces de Pins dont l'un a été appelé Pinus succinifer et qui doivent avoir couvert une grande partie du nord de l'Europe, surtout la Scandinavie.

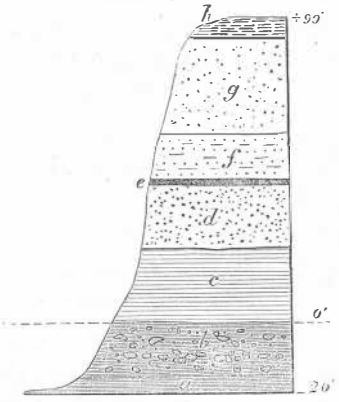


Fig. 419. — Coupe de la formation d'ambre de Samlande au grand Hubnicken.

0', Niveau de la mer Baltique.
a, Terrain sans ambre. } Formation glauconifère contenant l'ambre.
b, Terrain contenant l'ambre. }
c, Sables glauconieux. }
d, Sable blanc. } Formation des lignites.
e, Lignites.
f, Grès rayé.
g, Diluvium.
h, Humus.

2) *Oligocène moyen*. Par suite de nouveaux soulèvements du pays tertiaire du nord de l'Allemagne, il se fit localement une seconde formation oligocène de lignites. Ici se rangent celle de Samland (*d e f*, fig. 419) qui recouvre là les couches de l'oligocène inférieur avec ambre. On y trouve surtout Taxodium dubium, Alnus Kefersteini, Cinnamomum polymorphum, Populus Zaddachi.

Beaucoup plus généralement répandue qne ces formations locales de lignites, il y a une formation marine, seul représentant de l'oligocène moyen dans la plus grande partie du nord de l'Allemagne, développée tantôt comme sables et grès, tantôt comme argiles, appelée dans le premier cas *sables de Stettin*, dans le second cas *argile à Septaria*, parce qu'elle contient des concrétions rondes et elliptiques d'un calcaire compacte, traversé de veines calcaires. Ces couches de l'oligocène moyen et particulièrement les argiles à Septaria sont très-riches en restes organiques parmi lesquels les Foraminifères et les Mollusques jouent un rôle important. Parmi les premiers, les genres Cristellaria, Nodosaria, Truncatulina,

Triloculina, Rotalia ont la prédominance; comme Mollusques appartenant exclusivement à l'oligocène moyen, il faut citer : Pecten permistus, Leda Deshayesiana (fig. 420), Axinus obtusus, Fusus Koninckiet multisulcatus, Borsonia gracilis et Tornatella globosa. Quelques-unes des principales localités de ces dépôts sont Stettin, Freienwald, Hermedorf, Neustadt, Magdebourg, Söllingen.

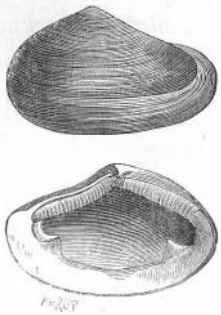


Fig. 420. — Leda Deshayesiana.

Sur les couches de la formation des lignites prusso-saxonnes, que nous avons rapidement décrites page 624 viennent, comme remplaçants les dépôts d'Egeln et l'oligocène moyen :

1) Le *sable de Magdebourg*, en puissance de 3 à 13 mètres, fin, avec beaucoup de lamelles de mica, imprégné de particules de pyrite. Dans ses affleurements, ce sable est souvent riche en nodules jaunâtres, cristallins et en veines d'aluminite, d'où son autre nom de sable à aluminite.

2) *Argile à Septaria*, dépôt argilo-sableux avec concrétions calcaires lenticulaires, rarement avec les fossiles caractéristiques de l'oligocène moyen.

3) Le *sable supérieur* (sable micacé) à grains fins, riche en mica, quelquefois ferrugineux, non stratifié, pouvant atteindre 15 mètres de puissance et vraisemblablement d'origine marine.

5) *Oligocène supérieur*. Il existe aussi à ce niveau certains dépôts de lignites et il faut y rapporter ceux du golfe bas-rhénan. Leur caractère pétrographique s'éloigne peu de celui des lignites plus anciens de l'oligocène. Mais la flore, si on la compare à celle de l'oligocène inférieur de l'est de l'Allemagne du Nord, se rapproche davantage encore du faciès général des parties chaudes de l'Amérique du Nord, tandis que les formes tropicales indo-australiennes des lignites plus anciens sont disparues. Parmi ces Végétaux du golfe du Bas-Rhin, il faut citer surtout les genres Cupressinoxylum, Pinites, Cinnamomum, Quercus, Nyssa, Acer, Juglans, etc. On trouve aussi de nombreux Insectes, Poissons (Leuciscus) et Batraciens, mais surtout dans la variété en schistes minces des lignites que l'on appelle en Allemagne *Papierkohle*.

Les formations marines de l'oligocène supérieur n'apparaissent au jour que sporadiquement, comme dans le pays entre Hildesheim et Osnabrück, où un marbre tendre forme des tertres peu considérables isolés dans un pays de formation mésozoïque. Le Doberg, à Bünde, est le plus important de ces dépôts; il repose sur les argiles à Septaria et l'oligocène inférieur; ses couches contiennent principalement : Echinolampas Kleini, Spatangus Hoffmanni, Terebratula grandis (fig. 421), Pecten janus, Pecten Münsteri.

A Wilhelmshöhe, on trouve sur les argiles à Septaria de l'oligocène supérieur, des sables quarzeux meubles, des grès et des argiles sableuses avec Pecten decussatus, Arca Speyeri, Ancillaria Karsteni, Nassa pygmœa, Pleurotoma subdenticulata. Enfin, les galets de grès connus sous le nom de *Sternbergerkuchen*, que l'on trouve dans la partie O. du Mecklenburg-Schwerin et qui sont parfois remplis de débris de Mollusques, appartiennent à l'oligocène. On peut y trouver presque tous les fossiles de Cassel.

NÉOGÈNE (TERTIAIRE RÉCENT)

MIOCÈNE ET PLIOCÈNE.

En même temps que les circonstances climatériques changeaient et que les flores et les faunes se modifiaient d'après leur influence, les contours des continents subissaient de continuelles variations au cours de l'âge tertiaire. C'est ce que montre la répartition des formations récentes de cette période (néogènes) comparée à celle de l'oligocène et de l'éocène. Dans le bassin de Paris, l'oligocène clôt la série des couches tertiaires ; dans le bassin de la Loire, au contraire, le tertiaire commence par le miocène et est, par conséquent, limité au néogène ; dans les pays tertiaires de l'Angleterre, il n'y a que des dépôts très-peu importants, plus récents que l'oligocène (le crag) ; dans tout l'E. du pays tertiaire de l'Allemagne du Nord, les formations miocènes ou pliocènes sont inconnues : ces différences montrent la variation des limites de la mer au cours de l'âge tertiaire.

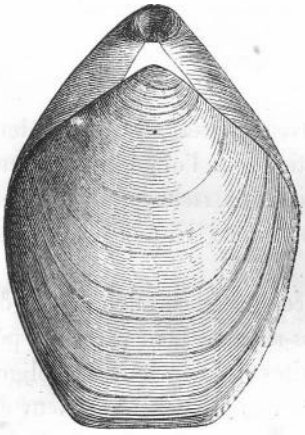


Fig. 421. — Terebratula grandis.

Les formations néogènes n'occupent plus des aires aussi vastes que les dépôts tertiaires anciens, elles remplissent plutôt les dépressions en bassin et n'ont été que peu impressionnées par les derniers soulèvements des hautes montagnes. Les éruptions de basalte et de trachyte dans les régions et à l'époque néogène sont très-fréquentes. Comme la mer à cette époque empiétait sur le continent par beaucoup de baies et de détroits, les formations de marais et d'eau saumâtre sont fréquentes et elles donnent à la série des couches tertiaires récentes une grande variété. On rencontre sur un point des tufs calcaires avec coquilles terrestres, ou des sables avec des ossements et des dents, ailleurs on trouve des lits de lignites avec des troncs et des branches bien conservées de Cupressinées (Taxodium) de Sapins et de Chênes, comme ont pu les produire des deltas et des marais ; ail-

leurs encore, nous rencontrons des schistes minces imprégnés de bitume avec des fleurs, des feuilles et des fruits de Plantes terrestres, dans lesquels il y a des Coléoptères, des Fourmis et des Libellules et aussi des débris de Tortues et de Crocodiles, en un mot des dépôts tels qu'il doit s'en produire dans les lagunes et des lacs entourés de forêts. Enfin, certains niveaux nous montrent les nombreux trous de coquilles perforantes, ce qui indique d'anciens rivages ; les sables avec Cerithium et Ostrea trahissent des formations côtières ; les calcaires, les argiles et les marnes avec beaucoup d'animaux marins, les dépôts de mer profonde.

La flore néogène était beaucoup plus luxuriante et variée que celle de l'Europe d'aujourd'hui et elle réunissait encore de nombreux types actuellement disséminés par tout le globe, parmi lesquels beaucoup d'espèces de l'Amérique du Nord. Aux Palmiers et Bambous, Lauriers, Camphriers et Canneliers, aux Magnolias, Myrtes, Savonniers, Mimosas et Acacias, se joignaient les Platanes, Figuiers, Peupliers, Érables, Châtaigniers, Ormes, Noyers, Coudriers, Saules, Bouleaux, Aunes et Chênes, avec les Pins, les Sequoias et les Taxodium.

D'après Heer, on trouve actuellement 83 espèces voisines de ces plantes du tertiaire récent, dans les États-Unis du Nord, 103 dans ceux du Sud, 40 dans l'Amérique tropicale, 6 au Chili, 157 dans l'Europe tempérée et sud, 85 dans l'Asie équatoriale, 25 dans les îles atlantiques, 26 en Afrique et 21 en Hollande, et toutes ces plantes sont plus abondantes dans une zone située entre les isothermes de 15 et 25° c.

On remarque surtout dans la faune néogène certains Proboscidiens gigantesques, les *Mastodontes*, aujourd'hui complétement détruits. Ils possédaient quatre défenses, deux grandes, faiblement courbées, au maxillaire supérieur et deux petites, droites, au maxillaire inférieur ; leurs molaires n'avaient point la structure lamellaire de celles des futurs Éléphants, mais elles étaient mamelonnées (fig. 422). On trouve avec les restes des Mastodontes ceux du *Dinotherium*, autre puissant Proboscidien avec les défenses dirigées vers le bas (fig. 423) et des molaires tapiroïdes. Comme principaux représentants de la faune néogène, nous citerons surtout les Rhinocéros avec ou sans corne, les Girafes, les Chevaux (Hipparion possédant encore deux doigts latéraux), les Antilopes, les Chiens, des Carnassiers du groupe des Chats et enfin des Singes, tant du type des Guenons que du type des Gibbons (Dryopithecus, Semnopithecus). Parmi les animaux que nous venons de citer, l'*Anchitherium* et l'*Hipparion* méritent une mention spéciale. La forme générale du corps et des dents de ces animaux rappelle déjà complétement les Chevaux, mais la structure des pieds les en éloigne, sans que cependant l'on puisse méconnaître que le pied du Cheval n'est qu'un pied modifié d'Anchitherium et d'Hipparion. Le Cheval ne possède qu'un

seul sabot et ses deux ancêtres en ont trois, mais ils ne se servaient que d'un seul pour la marche et les deux autres plus petits, situés latérale-

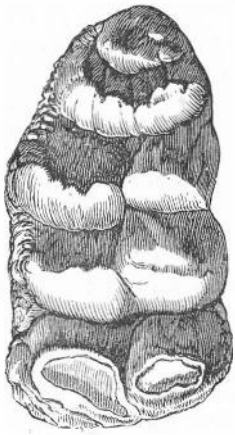


Fig. 422. — Molaire de Mastodon avec ses mamelons.



Fig. 423. — Dinotherium giganteum.

ment, n'atteignaient pas le sol. Les traces de ces doigts latéraux se retrouvent dans le pied du Cheval actuel sous forme d'os courts et arrêtés dans leur développement (fig. 424 à 426).

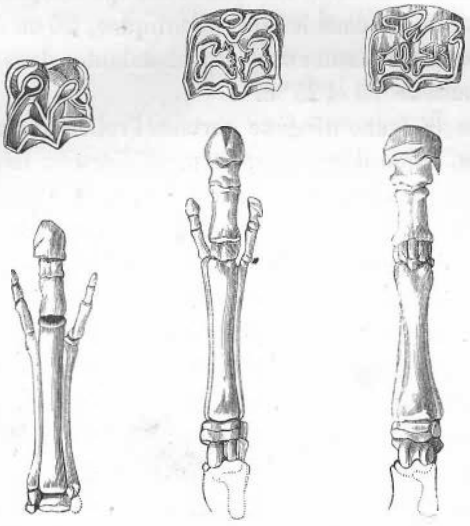


Fig. 424. d'Anchitherium.

Fig. 425. d'Hipparion.

Fig. 426. de Cheval.

Molaire supérieure et pied postérieur.

Dans l'Amérique du Nord, aux *Mauvaises terres* du Dakota et du Nebraska, il y a des dépôts d'eau douce mis au jour par l'érosion, qui contiennent les restes d'une riche faune de Mammifères. Comme cette faune, abstraction faite d'un plus grand nombre de formes spécifiquement américaines, a les caractères à la fois du tertiaire ancien et du néogène de l'Europe, il semble que le monde animal enseveli dans ces districts soit un terme de passage entre les deux faunes tertiaires.

Comme exemples typiques de la division des séries de couches miocènes

et pliocènes, il nous faut, d'après ce que nous avons dit plus haut des changements des terres et des mers à ces époques, prendre d'autres exemples que les pays précédemment cités. Nous choisirons le bassin de Mayence et celui de Vienne et, pour terminer, nous suivrons la coupe bavaro-suisse dont la composition est indiquée dans le tableau suivant.

MIOCÈNE ET PLIOCÈNE.

		BASSIN de Mayence	BASSIN de Vienne.	SUISSE et Allemagne Sud	ALLEMAGNE du Nord.	ANGLETERRE.
	Pliocène.	Sable à ossements d'Eppelsheim.	Niveaux à Congeria : Belvedere, Schotter ; *Tegel* à Congeria (*Tegel* d'Inzersdorf).	Sable à Dinotherium ; couches d'Œningen ; molasse d'eau douce supérieure, quelquefois avec lignites. (Tortonien.)	Inconnue.	Lits de Chillesfordet d'Aldeby. crag de Norwich, crag rouge, crag blanc ou corallin.
EOCÈNE.	Miocène.	Grès de Münzenberg (supérieur) Formation de lignites de Wettéravie et du Vogelsberg et arg. ligniteuses ; calcaire à Littorinella ; calcaire à Cerithes et à Mollusques terrestres ; grès à feuilles.	*Niveau sarmatique* ou à Cerithes ; grès à Cérithes ; *tegel* saumâtre ; niveaux *marins* ou méditerranés ; *tegel* de Bade, formation de mer profonde ; calcaire de la Leitha, formation de mer peu profonde ; sables galets et conglomérats, formation de rivage.	Molasse marine supérieure (helvetien) ; Grès coquiller ; molasse grise de Suisse, grès à feuilles de Bavière, (mayencien.)	Argile micacée du Schleswig-Holstein, de Reinbeck et de Lüneburg, marne de Gühlitz ; *Roche de Holstein* : couches de Bersenbrük, Ibbenbühren, Eibergen, du Boldelberg et de Diest, près Anvers.	

BASSIN DE MAYENCE.

Les formations tertiaires du bassin de Mayence vont du sud du Taunus, de Bingen, Wiesbaden, Nauheim des deux côtés du Rhin, peut-être jusqu'à Bâle, s'étendent le long du Mein jusque vers Aschaffenburg et en direction nord entre le Vogelsberg et le Taunus jusque près de Giessen. La série tertiaire du bassin de Mayence repose en stratification discordante sur le dévonien, le dyas et le trias et commence par les formations

oligocènes. Les plus anciennes couches de ce groupe tertiaire sont des sables marins souvent soudés en grès, avec côtes et vertèbres d'un cétacé herbivore (Halianassa Studeri) et riches en Mollusques et Coraux dont beaucoup d'espèces se rencontrent dans l'oligocène moyen d'autres pays, comme Ostrœa cyathula, Ostrœa callifera, Pecten obovatus, Cytherea incrassata, Corbula subpisum, Dentalium Kickxii. L'âge oligocène de ces complexes de couches se montre d'une manière encore plus nette dans les zones plus élevées, formées les unes de véritables argiles à Septaria avec Nucula Deshayesiana et Fusus multisulcatus, les autres de marnes à Cyrènes avec Ostrœa callifera, Cyrena semistriata, Cerithium plicatum, Cerithium margaritaceum. C'est seulement au-dessus de ces couches que commencent les formations tertiaires néogènes.

A. *Miocène*. 1) Les dépôts miocènes *inférieurs* varient beaucoup avec la localité ; ce sont tantôt des grès avec empreintes de feuilles de Cinnamomum, Sabal, Quercus, Ulmus, tantôt des calcaires à Mollusques terrestres remplis d'Helix et de Pupa, mais surtout des calcaires et grès remplis de Cérithes parmi lesquels les Cerithium cinctum et Rahti sont les plus abondants.

2) Le *Calcaire à Litorinella* est le dépôt le plus étendu et le plus puissant de la série tertiaire du bassin de Mayence. Ce sont des calcaires clairs, alternant avec des marnes et des glaises, souvent presque uniquement formés de coquilles de Litorinella acuta (fig. 427), qui peut être remplacée en aussi grande abondance, par Congeria (Dreissena) Brardi, ou Mytilus Faujasi. Outre ces fossiles, on trouve les restes de nombreux autres Mollusques terrestres ou d'eau douce (Paludina, Limnœus, Pupa, Helix, Planorbis). Les Vertébrés sont particulièrement intéressants par les nombreux restes d'un Mammifère colossal, le Dinothérium giganteum (fig. 423) que l'on hésite à placer avec les Cétacés ou avec les Pachydermes. On trouve avec le Dinothérium des parties du squelette de l'Hippothérium voisin du Cheval actuel. La formation des lignites de la Wettéravie semble être un facies de marais et d'eau douce de ce calcaire à Litorinelles ; son prolongement sud se laisse suivre jusque près de Rheinhessen sous forme de glaises riches en empreintes de feuilles. Parmi les végétaux rencontrés dans les lignites même ou dans les argiles plastiques qui les accompagnent, il faut surtout citer les Cinnamomum, Chênes verts, Magnolias, Acacias, Styrax, Figuiers, Vignes, avec les Cyprès et les Palmiers. La masse principale des lits est formée de débris de Conifères, surtout d'espèces des genres Pinus et Cupressus. Ces argiles lignitifères sont recouvertes d'un grès dur avec nombreuses empreintes de feuilles (grès à feuilles supérieur).

B. *Pliocène*. Outre quelques lits de lignites avec fossiles végétaux au

facies nord-américain, la formation pliocène dans le bassin de Mayence est représentée par un dépôt de galets et de sables puissant de 7 à 10 mètres,



Fig. 427. — Litorinella acuta.

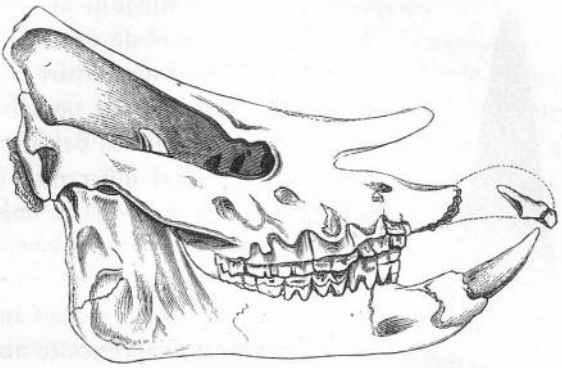


Fig. 428. — Rhinoceros incisivus.

qui, principalement à Worms où manquent les lignites miocènes et pliocènes, repose directement sur les calcaires à Litorinelles. Ils remplissent de petits bassins et reçoivent le nom de *sables d'Eppelsheim* d'après leur gisement principal : ils se caractérisent par la grande abondance d'ossements de Mammifères qu'ils renferment, dont les plus caractéristiques sont Dinotherium giganteum, Rhinoceros incisivus, Mastodon angustidens, Hippotherium gracile et plusieurs espèces des genres Cochon, Cerf et Chat.

BASSIN DE VIENNE.

A la zone tertiaire des pentes N. et O. des Alpes se joignent les formations de même âge de la Basse-Autriche, du bassin de Vienne et sur celles-ci au N. et à l'E. la formation tertiaire bohémo-hongroise. La série du bassin de Vienne se partage de la manière suivante :

1) Couches de Horn (étage aquitanien), Argiles et sables à Cerithium pli-

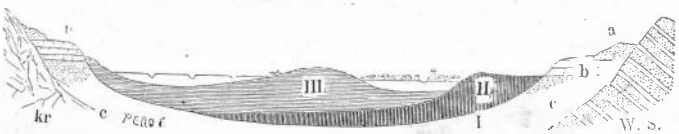


Fig. 429. — Coupe idéale du bassin de Vienne, d'après Von Hochstetter.

W. S. Grès de Vienne; *kr*, Roches cristallines des monts Leitha; *I*, Étage méditerranéen; *a*, Conglomérat; *b*, Calcaire du Leitha; *c*, Sable marin et *Tegel*; *II*, Étage sarmatique; *III*, Étage à Congéries.

catum (fig. 414), Cerithium margaritaceum (fig. 430), Mytilus Haidingeri, Cardium hians, Venus umbonaria, etc., formations dont le caractère oligocène supérieur est évident.

2) *Groupe de couches miocènes marines* (étage méditerranéen), essen-

tiellement formé de sables et de galets, de *Tegel* et de calcaire du Leitha. Sous le nom de *Tegel*, on a désigné une argile plastique grise en masses puissantes, qui contient de fines écailles de mica, un peu de sable quarzeux et de carbonate de chaux ; — le *Calcaire du Leitha* est un calcaire léger, quelquefois poreux presqu'entièrement formé de débris de Coraux, de Foraminifères et de coquilles. Devant ces dépôts de roches pétrographiquement si différentes, on est forcé d'admettre qu'elles ont été formées en même temps dans divers points d'une seule et même mer, qu'elles ne sont que les zones de dépôts différentes d'un même bassin et qu'elles ne reposent pas les unes sur les autres, mais bien les unes à côté des autres. D'après cette manière de voir, les amas de galets ont été formés sur le rivage et les sables non loin de là, les calcaires ont été déposés plus loin dans la mer et les argiles sont de formation de mer profonde.



Fig. 430. — Cerithium margaritaceum.

Parmi les restes organiques extrêmement nombreux de ces couches, les Foraminifères, Bivalves et Gastéropodes jouent le rôle principal. Les premiers, surtout les espèces des genres Amphistegina, Triloculina, Textilaria et Globigerina forment la masse principale de puissants dépôts, des calcaires du Leitha. Une des formes les plus communes est l'Amphistegina Haueri (fig. 431).

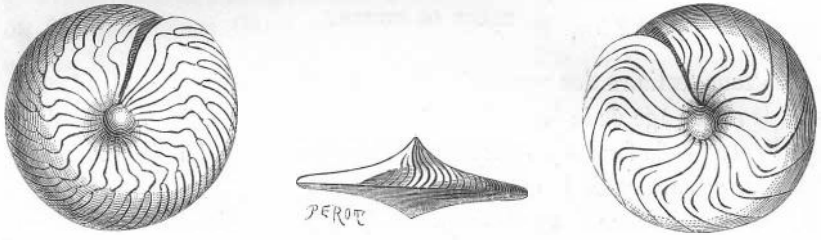


Fig. 431. — Amphistegina Haueri.

Les Mollusques, dont on a décrit plus de 1000 espèces, présentent en plus grande abondance : Ostrœa gryphoïdes, Pecten pusio, Arca diluvii, Pectunculus pilosus, Nucula nucleus, Cardita scalaris, Lucina incrassata, Venus umbonaria, Tellina strigosa, Panopœa Menardi, Conus ventricosus, Buccinum prismaticum, Strombus Bonelli, Chenopus pespelicani, Murex aquitanicus, Fusus bilineatus, Pleurotoma turriculata, Cerithium lignitarum, Turritella turris, Nerita expansa, Dentalium badense.

3) *Groupe des couches miocènes saumâtres* (étage sarmatique) Le bassin de Vienne perdit de son étendue par suite de soulèvements ; des grès calcaires se déposèrent, puis au-dessus de nouvelles formations d'argile. Les

premiers sont remplis de Cerithes, surtout de Cerithium pictum et sont appelés *couches à Cérithes;* les argiles contiennent des Paludines, des Rissoa et des débris de Dauphins, Phoques, Tortues et Poissons.

4) *Groupe des couches d'eau douce pliocènes* (étage à Congeria). Par suite de nouveaux mouvements du sol qui soulevaient le golfe de Vienne au-dessus du niveau de la mer, il prit les caractères d'un lac d'eau douce dans lequel se déposèrent inférieurement les argiles (Tegel) qui forment par exemple le sous-sol de Vienne. Ces dépôts sont caractérisés par leur richesse en Congeria subglobosa (fig. 432) et Melanopsis Martiniana (fig. 433); elles contiennent, en outre des débris de Dinotherium, Rhinoceros, Mastodontes, Antilopes, Tortues d'eau douce et Plantes terrestres. On rencontre aussi dans ce groupe supérieur du tertiaire de Vienne des lignites et des restes de Plantes qui correspondent à la flore pliocène d'Œningen que nous décrirons plus loin. Les argiles d'eau douce (*couches à Congeria*) sont recouvertes d'argiles, de sables fluviatiles, *couches de Belvédère*. On y trouve des ossements d'Anthracotherium, Dinotherium, Mastodon, Rhinoceros. Le tertiaire de Vienne est clos par ce dernier dépôt; il est recouvert par le lœss.

Les *lits de sel gemme* de Hongrie, de Transylvanie et de Galicie aux deux côtés des Karpathes, appartiennent à une formation de même âge que les couches du bassin de Vienne; parmi ces gisements, ceux de Wieliczka sont surtout remarquables. Le sel gemme s'y trouve tantôt en

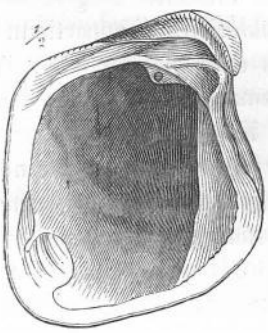


Fig. 432. — Congeria subglobosa.



Fig. 433. — Melanopsis Martiniana.

masses dont la puissance peut atteindre 15 000 pieds cubes, tantôt en couches intercalées à des argiles, marnes, anhydrite et gypse. Immédiatement sous le lœss et les sables tertiaires (fig. 434), il y a une argile grise (*Tegel*) au-dessous de l'argile salifère, puis une zone dans laquelle sont des amas d'un sel gemme ordinairement vert à gros cristaux, et des bandes et des nids de gypse. Le *sel vert* est séparé par quelques lits d'argile et d'anhydrite stratifiés du sel de Spisa, formé de lits ayant ensemble une puis-

sance de 34 m. et contenant parfois de l'hydrogène carboné (sel crépitant). Au-dessous se trouve le sel de Schybick puissant de 30 mèt., pur, blanc, d'ordinaire à grains fins, puis vient une argile dont la puissance n'est pas connue. Il y a de nombreux restes organisés dans le sel gemme et les argiles qui l'accompagnent : 70 0/0 des animaux auxquels ils appartiennent sont identiques à ceux du bassin de Vienne, surtout à ceux des argiles supérieures.

MIOCÈNE DE L'ALLEMAGNE DU NORD.

Comme nous l'avons déjà dit, le pliocène ne s'est pas déposé dans l'Allemagne du nord, mais le miocène, au contraire, y a formé un large bassin. Quoique ce dépôt n'apparaisse qu'en des points isolés par suite de son recouvrement par les formations diluviennes, il ne s'en étend pas moins sous le Schleswig et le Holstein, le Lauenburg, le Mecklemburg, le nord du Hanovre jusqu'au pays de Celle et, en direction S. par l'Oldenburg et la Westphalie jusque Hasselt et Anvers, de sorte que les dépôts miocènes belges, diestien et boldérien, lui appartiennent aussi. Les deux horizons que l'on avait autrefois reconnus dans le miocène allemand, le grès de Holstein et l'argile micacée, ne sont, d'après v. Kœnen, que des formations contemporaines différentes seulement par leurs facies. Entre autres preuves et abstraction faite des transitions pétrographiques, on a surtout celle qui est donnée par la répartition des Gastéropodes siphonostomes dans ces couches. Kœnen a décrit 85 espèces de l'argile micacée dont 71 p. 0/0 sont connues dans les groupes de Holstein et d'Anvers. Nous citerons quelques-unes des espèces les plus importantes : Arca diluvii, Leda pygmœa, Astarte anus, Isocardia cor, Murex octonarius, Murex spinicosta, Murex aquitanicus, Tiphys horridus, Turbinella debilis, Cancellaria evulsa, Cancellaria Rothi, Cancellaria cancellata, Cancellaria aperta, Fusus festivus, Fusus tricinctus, Fusus crispus, Nassa tenuistriata, Pleurotoma turricula, Pleurotoma intorta, Voluta Bolli.

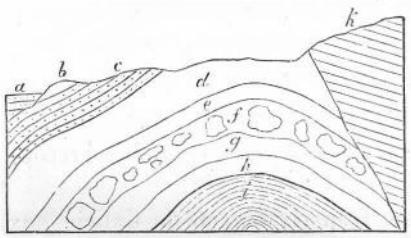


Fig. 434. — Coupe des gisements de sel de Wieliczka.

a, Schotter et sable; *b*, Lœss; *c*, Sable marin tertiaire; *d*, Argiles (Tegel); *e*, Argile salifère; *f*, Argile salifère avec grains de sel verts; *g*, Lit de Spisa; *h*, Lit de Schybick; *i*, Argiles (Tegel); *k*, Grès des Karpathes.

On rencontre aussi le miocène dans la Haute-Silésie; il est formé d'argiles, de sables, de calcaires et de gypse et s'étend largement d'un côté vers la Galizie, la Pologne et la Russie, tandis que d'autre part il se relie par

un détroit au bassin de Vienne, montrant ainsi la connexion des bassins miocènes de l'Allemagne du nord et du Danube.

FORMATION NÉOGÈNE DE SUISSE ET DE LA BAVIÈRE SUD.

Aux lignites de l'étage aquitanien de la Suisse et de la partie sud de l'Allemagne que nous avons décrits se joignent les couches miocènes et pliocènes :

1) *Molasse d'eau douce inférieure* (étage mayencien), formation de grès qui contiennent très-souvent les restes de Végétaux au caractère nettement nord-américain (Cinnamomum, Ulmus, Liriodendron, Rhamnus, Juglans, Acer). Une formation marine est liée à ce dépôt d'eau douce qui contient Cerithium lignitarum, Venus clathrata, Murex plicatus.

2) *Molasse marine supérieure* (étage helvétien), grès nettement marin, quelquefois rempli de coquilles et souvent conglomératique avec un ciment calcaire (grès coquillier). De cette faune de Mollusques extrêmement riche en espèces, 35 0/0 vivent encore aujourd'hui, en partie dans les mers tropicales, en partie dans la Méditerranée. Beaucoup de formes, comme par exemple Pectunculus pilosus, Panopœa Menardi, Conus ventricosus, Chenopus pespelicani, Turritella turris, sont aussi des fossiles miocènes du bassin de Vienne. Les dents de Poissons, Lamna, Oxyrhina, Carcharodon, sont extrêmement abondantes.

3) *Molasse d'eau douce supérieure* formée de grès, de marnes et de calcaires, enfermant quelques lits de lignites et contenant des Limnées, Planorbes, Unio, Helix. Les *couches d'Œningen* appartiennent à ce niveau : ce sont des calcaires en plaques minces caractérisés par leur richesse en plantes et animaux fort bien conservés. La plus grande partie de la flore est nord-américaine; elle est composée en seconde série de types européens, tandis que les formes australiennes, africaines et asiatiques diminuent fortement. La faune d'Œningen est représentée par un très-grand nombre d'insectes, surtout des Coléoptères, de type subtropical, voisins surtout des formes du sud de l'Europe. Comme Vertébrés, ces couches fournissent, outre de très-nombreuses espèces de Leuciscus, les restes d'une gigantesque Salamandre, l'Andrias Scheuchzeri, surtout remarquable parce que Scheuchzer avait cru qu'ils appartenaient à l'espèce humaine (homo diluvii testis).

La puissance des sédiments tertiaires au voisinage immédiat des Alpes comparée à l'épaisseur des couches en connexion avec eux, mais plus éloignées de ces montagnes, est bien remarquable. Elle est due à ce que la côte découpée en fiords de l'île alpine était très-favorable aux formations de rivage et à ce que les pentes abruptes d'une île montagneuse fournis-

saient de grandes quantités de matériaux. Avec ces dépôts s'arrêtaient les formations tertiaires de la Suisse et des contrées voisines ; dans le haut plateau du Danube, des sables avec des ossements de Dinotherium, Mastodon, Rhinocéros et d'autres Mammifères terminaient la période.

CRAG D'ANGLETERRE.

Le tertiaire récent d'Angleterre est formé en prédominance de marnes appelées *crag* riches en coquilles de Mollusques. On distingue de bas en haut :

1) Le *Crag blanc* ou *Corallin*, puissant de 10 m., formé de marnes calcaires avec coquilles de Bryozoaires et de Mollusques. On a décrit 350 espèces de ces dernières, dont 110, soit 31 p. 0/0, ont été retrouvées aujourd'hui vivantes. On connaît 130 espèces de Bryozoaires. Les formes appartenant aux climats chauds manquent.

2) Le *Crag rouge* puissant d'environ 8 m. ; sables quarzeux ferrugineux avec 256 espèces de Mollusques dont 65, soit 25 0/0, sont détruits aujourd'hui.

3) Le *Crag de Norwich* ou *Crag fluvio-marin* puissant d'environ 7 mètres est formé de sables, de lehm et de graviers avec une faune de Mollusques mélangée d'espèces marines, terrestres et d'eau douce et d'ossements de Poissons et de Mammifères, ce qui indique vraisemblablement des dépôts formés au voisinage de l'embouchure d'un fleuve. Les Mollusques terrestres appartiennent presque tous à des espèces encore aujourd'hui vivantes ; de 124 espèces marines environ 18 0/0 sont éteintes, le reste est formé par un assez grand nombre de formes qui vivent aujourd'hui dans les mers arctiques, comme, par exemple, Rhynchonella psittacea, Scalaria Groënlandica, Astarte borealis, Panopœa Norwegica, etc.

4) *Lits de Chillesford et d'Aldeby ;* sables et argiles puissants d'environ 7 m. avec une faune de Mollusques dont 9 0/0 seulement des espèces sont éteintes, tandis que les $\frac{2}{3}$ des autres fossiles vivent aujourd'hui à une latitude plus élevée, par conséquent plus froide. Ces couches forment le trait d'union du crag tertiaire avec les dépôts glaciaires.

Si l'on suit les modifications des complexes de couches isolés du crag d'Angleterre, on est frappé d'un double phénomène : d'une part, l'accroissement continu du nombre des Mollusques encore aujourd'hui vivants, et d'autre part l'augmentation des formes arctiques, dénote un abaissement continu de la température d'un climat encore sud au commencement du crag et qui marche vers l'état atmosphérique de la période glaciaire. Il est du plus haut intérêt de voir beaucoup des Mollusques qui habitaient la mer anglaise pendant la période du crag, s'en éloigner aux approches de l'âge glaciaire et marcher vers le sud, de manière qu'on

les trouve fossiles dans le pliocène de la Sicile, du sud de l'Italie, et de la Grèce, tandis que, à la fin de l'âge glaciaire, ils retournent vers le nord pour habiter aujourd'hui encore la mer d'Angleterre.

PLIOCÈNE DE L'ITALIE.

Les couches pliocènes inférieures d'Italie, réunies sous le nom de *formation subapennine*, s'appuient sur les deux côtés des Apennins. Elles contiennent des Mollusques au facies le plus souvent méditerranéen, mais cependant aussi de nombreuses formes tropicales appartenant aux genres, Cypræa, Strombus, Pyrula, Mitra, Fasciolaria, Sigaretus, Delphinula, Ancillaria, Oliva, Terebellum, Terebra, Perna, Plicatula et Corbis. La flore est formée de Végétaux aujourd'hui indigènes de Madère et du golfe du Mexique. Les dépôts pliocènes supérieurs de Sicile appartiennent aux couches tertiaires les plus récentes. Ils sont riches en Coraux et en Coquilles, dont le plus grand nombre habite aujourd'hui la Méditerranée : sur 142 espèces, 11 seulement ne sont plus vivantes. Ainsi, des bancs d'Ostræa edulis s'étendent vers les montagnes de Sicile avec d'autres bancs formés de Caryophyllia cespitosa, commun dans la Méditerranée, tandis que d'autres calcaires sont remplis de Pecten jacobœus. Ces couches pliocènes atteignent plus de 600 mètres de puissance en Sicile et, malgré leur âge relativement récent, elles sont élevées de 700 à 1000 mètres. Elles forment des chaînes tout entières en alternant avec des formations de tuf traversées de filons de laves : elles montrent tous phénomènes dont l'étude jette la lumière sur les processus géologiques aux âges anciens, identiques à la vérité à ceux de l'époque actuelle, mais qu'il serait difficile de saisir dans leur ensemble. Malgré la similitude presque complète des fossiles de ces couches avec les habitants actuels de la Méditerranée, il faut remarquer que c'est depuis leur dépôt que l'Etna, haut de 10,200 pieds, a été lentement édifié au-dessus d'elles, ce qui, certainement, a exigé bon nombre de milliers d'années.

Enfin, certains conglomérats, sables et argiles de la Californie, appartiennent aussi au tertiaire récent. Ils sont le produit d'un système fluviatile pliocène dont le principal courant s'est directement creusé un lit large et profond au pied de la Sierra-Nevada, si riche en or. Il s'y est amassé des couches puissantes de galets provenant des montagnes voisines et, sous celles-ci, d'importantes quantités d'or qui, par suite d'un lavage naturel par les eaux courantes, se sont isolées et accumulées dans le lit du fleuve Au commencement du tertiaire, en Californie comme en beaucoup d'autres points, il se fit d'importants soulèvements, la Sierra-Nevada y prit part, l'ancien système fluviatile au pied de la montagne fut déplacé vers l'O.

dans la plaine, et son ancien lit desséché. En même temps, des courants de lave sortirent des volcans voisins et suivirent le lit des anciens cours d'eau : de puissants manteaux de roches basaltiques recouvrirent ainsi les dépôts de galets. Les eaux de la Sierra-Nevada se rendant au nouveau cours d'eau principal, le Sacramento, croisaient en route les vieux lits, les entamaient profondément et leurs berges ménageaient alors des coupes comme celle donnée à la fig. 435 : *a* y représente les *schistes cristallins* qui forment les flancs de la Sierra-Nevada; les *galets*, joints par un ciment siliceux, quelquefois pyriteux, en un conglomérat dur et riche, dans les couches inférieures surtout, en fragments roulés d'*or*, de grosseur variable entre celle d'un grain de millet et celle d'une noix. Ces derniers se trouvent en des points particuliers du lit du fleuve, formés de schistes talqueux tendres. Entre les galets et en sous-ordre, il y a des sables et des argiles qui enferment des troncs d'arbres silicifiés ou carbonisés, des empreintes de feuilles et des fragments osseux d'Hippopotamus et de Mastodon; *c*, laves basaltiques partagées en colonnes.

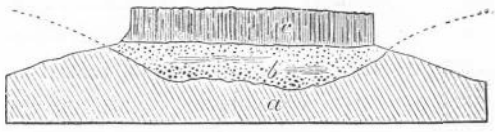


Fig. 435. — Coupe du « Blue Lead », d'après Whitney.

b, Galets fluviatiles tertiaires aurifères; *c*, Nappe de lave. Buckeye, comté de Calaveras, Californie.

Récemment, Mayer, de Zurich, a partagé les formations tertiaires en 12 étages :

I. Éocène.

1) *Étage suessonnien*. Sable et argile plastique de Soissons; sables inférieurs et calcaires d'eau douce de Rilly, dans le bassin de Paris, et argiles plastiques du bassin de Paris.

2) *Étage londonien*. Argile de Londres; argiles supérieures avec lignites de Meudon; sables marins de Cuise-Lamotte; couches nummulitiques de la Haute-Garonne.

3) *Étage parisien*. Calcaire grossier de Paris, sables et argiles de Bagshot et Bracklesham; formation nummulitique des cantons de Schwytz, Glarus, Appenzell, couches à Nummulites du Kressenberg.

4) *Étage bartonien*. Argile de Barton et sables de l'île de Wight, calcaire d'eau douce de Saint-Ouen et sables de Beauchamps; formation nummulitique du Ralligenstöcke, et en Italie, grès de Vienne, en partie; Nummulites supérieures de Biarritz.

II. Oligocène.

5) *Étage ligurien*. Sable marin de Lethen en Belgique, couches supé-

rieures du bassin de Londres (Bembridge et Osborne); sable d'Egeln, lignites de Mark; formation de l'ambre; dépôts de limonite de Kandern (duché de Bade), de Frohnsletten, etc., en Wurtemberg, d'Egerkingen, la Sarraz, etc., en Suisse; gypse de Montmartre; flysch de l'Appenzell; macigno des Apennins.

6) *Étage tongrien.* Argile à Cyrena convexa de Tongres en Belgique; argile à Septaria de Belgique, à Kreuznach et dans l'Allemagne du nord; sable marin de Weinheim; molasse marine de Bâle, Pruntrut; Delsberg; molasse marine inférieure de Bavière. Calcaires à Astéries de Bordeaux, division inférieure du grès de Fontainebleau. Calcaire nummulitique des Diablerets et de la Dent du Midi.

7) *Étage aquitanien.* Formation des lignites inférieurs du haut Rhône, molasse rouge du Righi. Couches à Cyrènes de Mayence et de la Bavière du sud. Lignites du Bas-Rhin et du Westerwald. Faluns inférieurs de Bordeaux. Division supérieure du grès de Fontainebleau. Lignites de Radoboj et Sotzka.

III. Miocène.

8) *Étage mayencien.* Calcaire à Cérithes et à Mollusques terrestres de Mayence. Formation marine du canton de Basselland, Frickthal, Randen. Molasse grise d'eau douce de Lausanne, Develier; sables de Loibersdorf, Grund, etc., dans le bassin de Vienne. Calcaire d'eau douce d'Ulm, Zwiefalten, en Wurtemberg, Kleinkens, dans le duché de Bade; lignites de Kaltennordheim; sables jaunes de Saucats et Bordeaux; calcaire de Beauce.

9) *Étage helvétien.* Grès coquiller et molasse suisse subalpine de Saint-Gall, Berne, Belpberg, calcaire à coquilles de Günzburg; calcaire à Litorinelles du bassin de Mayence; couches à Cerithes et calcaire du Leitha, au bassin de Vienne; couches supérieures des faluns de Bordeaux.

10) *Étage tortonien.* Marne bleue à Conus canaliculatus et Ancillaria glandiformis de Tortona; molasse d'eau douce supérieure de la Suisse, Œningen; formation de lignites de Schossnitz en Silésie et dans le Rhön; sable à ossements d'Eppelsheim au bassin de Mayenne; couches d'Ingersdorf et couches de Belvédère dans le bassin de Vienne.

IV. Pliocène.

11. *Étage plaisantin.* Marne bleue de Castellarquato, etc., dans le duché de Plaisance, dans le duché de Modène; marne jaune de Caltanisetti, Miletello en Sicile; crag rouge et crag corallin de Suffolk.

12) *Étage astien.* Sables jaunes et bleus d'Asti, etc. en Piémont, de Modène, Toscane; crag avec ossements de Mammifères de Norwich, calcaire de Messine.

Remarques sur la distribution géographique du tertiaire. Les dépôts

tertiaires sont connus sur tous les continents. En Europe, ils jouent un rôle très-important, parce qu'ils ne sont pas limités aux lignes de côtes comme les dépôts marins synchrones de l'Amérique du nord, grâce aux golfes profonds et aux détroits qui, à l'âge tertiaire, partageaient notre continent en un groupe d'îles pénétrant jusque dans ses parties centrales. La grande plaine basse du nord de l'Europe est un territoire tertiaire continu, quelquefois recouvert de formations plus récentes sans doute, mais qui est en connexion au sud avec les bassins tertiaires du nord de la Bohême, à l'est avec la zone polono-russe qui s'étend jusqu'au cours inférieur du Dniéper, à l'ouest avec les dépôts tertiaires belgico-hollandais. A ces derniers se rattache le bassin tertiaire du nord de la France, étendu en direction S. sur Paris et Orléans jusqu'au plateau central, traversé par la Seine et la Loire et entouré en ceinture par les couches crétacées. De l'autre côté de la Manche, on trouve des formations tertiaires dans la partie S. E. de l'Angleterre sur les deux rives de la Tamise, comme sur l'île de Wight et dans le Hampshire, situé en face; on ne peut méconnaître leur grande ressemblance avec les dépôts de France. Au sud de la France, tous le bas pays situé entre le plateau central et les Pyrénées et une partie de ces dernières, le bassin de la Garonne, par conséquent, est formé de dépôts tertiaires qui rétablissent une communication directe entre la Méditerranée et l'Atlantique. De l'embouchure actuelle du Rhône, de Marseille, les dépôts tertiaires s'étendent le long de la chaîne des Alpes sur Genève et Munich, jusque Vienne, remplissent le large espace entre les Alpes et le Jura, forment tout le plateau entre les Alpes et le Danube et prennent une part importante à la formation des contre-forts est et nord. Au point où est situé Vienne, le bras de mer tertiaire que l'on peut suivre depuis le golfe de Lion, s'élargit en un large bassin qui recouvre la Moravie, la Hongrie et la Transylvanie, une partie des Karpathes, de sorte que des parties isolées seulement de ces montagnes s'élevaient au-dessus de la mer. Ce bassin se rattache à l'E. avec la mer tertiaire du sud de la Russie; il se prolonge indubitablement par toute l'Asie centrale, jusqu'en Chine et au Japon. Les formations tertiaires s'appuient aussi sur les pentes S. des Alpes, forment le bassin du Pô et s'élèvent au sud pour former les Apennins qui, de Gênes à Ancône, sont dus exclusivement au tertiaire, de même que les côtes de Dalmatie. Le tertiaire forme aussi la plus grande partie des Apennins dans leur course vers le sud. Les mêmes formations jouent un rôle important dans la constitution de la Grèce, de la Sicile et de la presqu'île pyrénéenne.

Le tertiaire, dans l'Amérique du Nord, est beaucoup moins compliqué. Il forme l'étroite bande de côtes de l'océan Atlantique, depuis New-York, par le New-Jersey, le Maryland, la Virginie et les deux Carolines, tourne

alors directement le prolongement sud des Alleghanies, s'élargit, forme le sous-sol d'une grande partie des États de Géorgie, Alabama, Louisiane, et Texas, et s'étend le long du Mississipi en direction nord, jusqu'au point de l'Illinois où l'Ohio et le Mississipi se réunissent. Il forme de la même manière les côtes des États d'Arizona, de Californie et de l'Orégon, sur le Pacifique. A l'intérieur du continent, on ne trouve aucune formation tertiaire marine, mais bien des dépôts très-étendus d'eau douce et d'eau saumâtre. Ces dépôts occupent un large espace sur le flanc E. des Montagnes Rocheuses, au nord et au sud du Missouri supérieur, et ils sont extrêmement riches en débris de Mammifères, surtout dans les « Mauvaises Terres » sur le *White river*.

Les dépôts tertiaires des pays arctiques présentent un intérêt tout particulier. Le Groënland, recouvert en grande partie aujourd'hui par les glaciers possédait encore à la période tertiaire jusqu'au 79° de latitude nord, une flore si luxuriante que ses restes ont pu former des lits de lignite de 3 mètres de puissance. Un certain nombre des Végétaux qui habitaient alors le Groënland, comme des espèces du genre Sequoia, Taxodium, Quercus, Juglans sont identiques aux formes miocènes d'Allemagne et de Suisse. Les îles de l'archipel arctique américain, le nord du Canada, l'Islande, les îles des Ours, le Spitzberg produisaient également à la période tertiaire une flore remarquable qui ressemblait à la flore miocène de nos latitudes. Elle est formée d'après Heer de 9 grandes Fougères, 31 Conifères, 11 Monocotylédons et 99 Dicotylédons parmi lesquels les Juglans Platanus, Fagus, Acer, Populus et en outre les Hedera et Vitis. D'après ce que nous avons déjà dit plus haut, il est vraisemblable que ce monde végétal arctique est plus ancien que le miocène de l'Europe centrale et sud, que ces plantes se dirigèrent vers l'équateur par suite du refroidissement de la terre et qu'elles n'atteignirent les latitudes sud que longtemps après s'être retirées des régions polaires. Il n'en est pas moins établi que dans la première partie du tertiaire une riche végétation a pu se développer dans les régions arctiques.

Disposition de la formation tertiaire. Dans la plupart des pays qu'ils forment, les dépôts tertiaires ont conservé leur disposition primitive et se présentent en bassins plats. Tout au plus le desséchement, la pression, et par suite la diminution de volume de systèmes de couches aquifères meubles produisant des affaissements et des fentes, ont-ils fait subir aux couches sus-jacentes des plissements, des cassures, des changements de niveau. Il en est tout autrement dans les régions qui ont subi de ces soulèvements considérables et irréguliers qui ont donné naissance aux plus hautes montagnes par toute la terre. La chaîne des Alpes nord nous montre un des plus remarquables exemples de l'influence volcanique pendant

cette époque relativement récente. Les couches du groupe éocène, les calcaires nummulitiques et le flysch et surtout la molasse, non-seulement ont été redressées et plissées par le soulèvement de la chaîne centrale des Alpes, mais encore renversées, mêlées confusément et soulevées à plus de 3,000 mètres au-dessus du niveau de la mer. Le sommet de la Dent du Midi, du Niederhorn, du Rallingstocke, des Diablerets, du Righi, du Speer, etc., est formé de roches tertiaires. Les rapports de gisement de la zone tertiaire subalpine qui forme les plateaux et les collines au N. des Alpes, sont encore plus remarquables. Tandis que la molasse en particulier est assez horizontale à une plus grande distance de la montagne, on voit, à la distance d'environ un mille, une cassure anticlinale que l'on peut suivre de la Bavière du sud par toute la Suisse. L'aile tombant vers le S. à cet anticlinal plonge d'une manière abrupte sous la craie et les calcaires jurassiques des contre-forts nord. On ne peut expliquer cette disposition qu'en supposant une pression exercée par la zone centrale des Alpes, par suite de laquelle les couches calcaires jusque-là uniformes ont été fortement comprimées et portées sur les formations tertiaires côtières.

Dans les Pyrénées, les dépôts éocènes joints aux couches crétacées montrent des soulèvements extrêmement considérables ; ils s'élèvent à des hauteurs telles qu'ils forment une partie des plus hauts sommets tels que le Troumouse, le Marboré (10.584 p.), le mont Perdu (10.676 p.) Comme les dépôts miocènes horizontaux des flancs nord des Pyrénées, reposent sur la tranche des couches éocènes redressées, il faut que le dernier et le plus important soulèvement des Pyrénées ait eu lieu entre l'éocène et le miocène. Enfin, les roches éocènes des Karpathes sont complétement redressées et elles sont si bouleversées qu'il n'est plus possible de retrouver leur succession régulière primitive.

Phénomènes volcaniques à la période tertiaire. Les épanchements de roches volcaniques étaient exceptionnels et de plus limités à des territoires relativement petits, aux cours des périodes triasique, jurassique et crétacée. Il en est autrement de l'époque tertiaire. Presque tous les pays formés par les dépôts de cet âge ont été le théâtre de grandes éruptions volcaniques, dont les produits rappellent complétement ceux de l'âge paléozoïque et du dyas, par leur étroite connexion avec les couches sédimentaires et leur répartition générale. Les roches éruptives de ces périodes étaient la diabase, le porphyre et le mélaphyre, celles du tertiaire sont les trachytes et les basaltes. Avec ces roches commence la grande série de ces formations éruptives qui se montrent par toute la série tertiaire jusqu'à l'époque actuelle ; les laves et scories de nos volcans concordent intimement avec les produits éruptifs du tertiaire.

Nous avons étudié la pétrographie du trachyte et du basalte, leur mode de gisement et les phénomènes d'éruption qu'ils présentaient ; nous avons étudié aussi l'action métamorphique qu'ils exerçaient à leur passage au travers des roches, nous n'avons donc plus qu'à esquisser rapidement la répartition de ces groupes de couches.

La zone du centre de l'Europe, formée de tertiaire et de roches éruptives quaternaires, est particulièrement intéressante pour nous, à cause de son voisinage. Elle est due aux produits volcaniques suivants qui, pris ensemble, représentent une ancienne zone volcanique étendue de l'O. vers l'E.

1) Les dômes de basalte, de trachyte et de phonolithe, les volcans stratifiés en anneau ou ouverts latéralement, les hauteurs formées par les scories, les *Maare* remplis quelquefois d'eau et les courants de lave de l'*Eifel*, dont les éléments ont traversé les couches dévoniennes et les grès bigarrés disposés horizontalement au-dessus d'elles en certains points.

2) Les dômes de phonolithe noséanique, les cratères, amas de cendres et courants de lave, les formations de tuf et de scories, des environs de l'étang de *Laach*. Cette région volcanique nettement caractérisée mérite un peu plus d'attention. Elle a un diamètre d'environ 2 milles 1/2 et présente un grand nombre de volcans stratifiés bien conservés et d'amas de scories. Ils entourent l'étang de Laach par tous les côtés et sont tous établis sur les couches dévoniennes redressées cependant bien longtemps avant leur éruption. Comme on peut très-bien le voir par exemple au Bausenberg, au Hochsimmer, au Kunkskopf, ils sont formés alternativement de couches de scories fines ou grossières, de bombes puissantes ou de fine poussière et de laves. Leur cratère a quelquefois les bords nets et bien conservés, d'autres fois il est ouvert latéralement : les courants de lave qui se sont échappés de ces volcans ont formé des courants ou des dômes (fig. 436). D'autres volcans comme l'Herchenberg et le Langenberg sont de

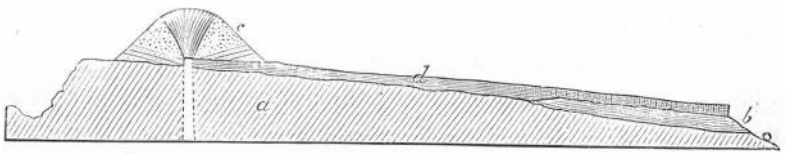


Fig. 436. — Coupe du volcan du Hochsimmer et de son courant de lave.

a, Schistes argileux du dévonien; *b*, Lignites ; *c*, Volcan du Hochsimmer ; *d*, Courant de lave.

amas de scoriesen forme de cône ou de dos, mais ils peuvent également être en connexion avec des courants de lave (Camillenberg). Enfin, d'autres volcans encore sont des dômes homogènes de phonolithe noséanique

(Olbrück, Schilkof). On considère comme *Maar*, l'étang du Laach et celui de Wehr, dont le premier fermé de toutes parts est rempli d'eau, tandis que le second a un débouché naturel et ne forme en conséquence qu'un marais. Les formations de tuf dans le territoire de Laach atteignent une grande étendue et une grande puissance. Ce sont des tufs de scories, de trachyte, de pierre ponce et de leucite. Les premières sont formées de petits fragments généralement meubles de lave poreuse, vésiculeuse avec de nombreux cristaux d'augite, des lamelles de mica, plus rarement de l'olivine ou de la hornblende; elles enferment des débris vitrifiés de schistes et grès dévoniens, du granit, du gneiss, et alternent avec de minces couches de tuf terreux, de couleur claire. Les tufs leucitiques et pumicitiques se sont formés plus tard. Les premiers sont principalement répandus sur les hauteurs du plateau dévonien de Laach, les seconds au contraire (appelés trass) se trouvent surtout dans la vallée de la Neth, de la Brohl et de leurs vallées latérales où ils couvrent le sol d'une épaisseur importante. Comme le lit du ruisseau s'est creusé dans ces produits volcaniques, ils ne se montrent que sur ses deux berges sous forme de hautes terrasses (fig. 437).

On ne peut élever aucun doute sur l'époque à laquelle les éruptions volcaniques de la région de Laach se sont fait sentir, car les lignites oligocènes qui recouvrent localement le dévonien dans ce pays sont traversés et recouverts par des produits volcaniques, les tufs leucitiques contiennent les empreintes de Végétaux du tertiaire moyen; les tufs de scories inférieurs sont recouverts par le lœss et enfin les tufs pumicitiques reposent sur le lœss et alternent avec lui. On ne connaît cependant nul courant de lave sur le lœss, de sorte, semble-t-il, que la formation des cratères de scories et des courants de lave a eu lieu entre l'oligocène et le lœss, celle des tufs trachytiques, leucitiques et pumicitiques, au contraire, pendant le dépôt du lœss.

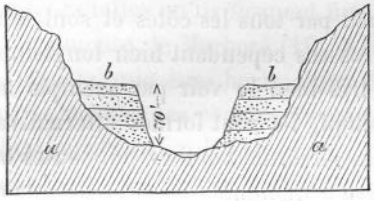


Fig. 437. — Coupe par la vallée de la Brohl.

a, Schistes argileux dévoniens; *b*, Trass formant terrasse.

3) Le *Siebengebirge* groupe de montagnes en connexion les unes avec les autres formées de trachyte, de phonolithe et de basalte, accompagné de tufs conglomératiques, basaltiques et trachytiques, tandis que du côté opposé du Rhin, derrière le rocher basaltique de Rolandseck, un cratère peu profond, circulaire, le Roderberg, s'élève sur ces dépôts de galets du Rhin qui recouvrent les couches dévoniennes.

4) Les nombreuses montagnes basaltiques, phonolithiques et trachy-

tiques du Westerwald qui aussi sont entourées de conglomérats basaltiques et trachytiques.

5) Le *Vogelsgebirge*, grand plateau élevé de plus de 40 milles carrés, formé de nappes basaltiques disposées en terrasses les unes au-dessus des autres, reposant sur le trias ou les lignites de Wetteravie. Au nord du Vogelsgebirge s'élèvent des roches basaltiques en dômes isolés.

6) *Habichtswald et Meissner.* La présence de produits volcaniques sur le Meissner est particulièrement instructive. Le basalte, traversé de dolérites plus récentes, grossièrement grenues, forme là un manteau de plus de 100 mètres de puissance sur un lit de lignites qui peut atteindre 55 mètres d'épaisseur. Au contact du basalte, les lignites ont subi une division et sont métamorphisés en anthracite. L'exploitation a mis au jour le canal d'éruption du basalte et de la dolérite qui forment le plateau (fig. 56). Le point le plus au nord de l'Allemagne où l'on peut mentionner des dômes basaltiques est le Söllingerwald au N. O. de Göttingue.

7) Le *Rhön*. On trouve à l'E. du Vogelsberg dans la chaîne du Rhön dirigée du S. vers le N., sur un sol triasique, des dômes isolés de basalte avec phonolithe, roches trachytiques et tufs basaltiques, dont le prolongement géologique se fait sous forme de dômes basaltiques isolés et de filons jusque près d'Eisenach, atteignant ainsi le piedsuddu Thüringerwald le long duquel on trouve des cônes basaltiques isolés (Dolmar, Gleichberg) et des dômes de phonolithe (Heldburg) jusqu'au Fichtelgebirge. Ces formations volcaniques se prolongent par la Suisse saxo-bohémienne et se joignent enfin aux grandes régions volcaniques du nord de la Bohême.

8) *Nord de la Bohême.* Les basaltes et phonolithes qui commencent au pays d'Eger avec la montagne de scories du Kammerbühl occupent un emplacement considérable dans la contrée à l'E. de Carlsbad. Cependant le développement des roches volcaniques tertiaires paraît plus varié dans le Mittelgebirge, en Bohême. Ce sont des phonolithes, trachytes et basaltes, des conglomérats basaltiques et des tufs qui prennent part à la formation de cette chaîne, traversent en filons la formation de lignites du bassin de Bohême en donnant lieu à des phénomènes de contact remarquables, et s'étalent ensuite pour former des dômes imposants (Milleschauer, Kletschenberg) ou pour donner naissance à des nappes et des courants de lave qui recouvrent les grès tertiaires.

9) Les roches éruptives tertiaires gagnent les monts des Géants par les monts de Lusau jusqu'en Silésie, où elles forment des dômes basaltiques isolés à Goldberg, Liegnitz, Schweidnitz et Oppeln. La connexion est établie entre la zone volcanique de l'Allemagne centrale et les pays volcaniques au S. des Karpathes par les innombrables éruptions de teschenite qui ont traversé le néogène et l'éocène des Karpathes nord.

Outre la zone volcanique de l'Allemagne centrale, il y a, distribués dans l'Allemagne du sud : la dolérite néphélinique du Katzenbuckel en Odenwald, le trachyte oligoclasique avec sanidine et la phonolithe du Breisgau, où ils se montrent dans le Kaiserstuhl au milieu de la plaine entre la Forêt-Noire et les Vosges ; le basalte néphélinique et la phonolithe (Hohentviel, Staufen et Hohenkrahen) dans le territoire du Hegau, accompagnés de conglomérats et de tufs, ces derniers avec les restes de Végétaux miocènes; les dômes basaltiques des Alpes de Souabe et les traces d'activité volcanique (surtout des bombes et des tufs) dans le Ries à Nordlingen.

10) *Les régions volcaniques de Hongrie et de Transylvanie* sont surtout le pays de Schemnitz et de Tokay, le Matra et l'Erzgebirge de Transylvanie. Ils se distinguent par la grande variété de leurs roches trachytiques, parmi lesquelles il faut citer la propylite (ancien trachyte plagioclasique), le trachyte, l'andésite, le trachyte quarzifère. Sur les flancs des montagnes que forment ces roches, s'appuient des tertres de liparite accompagnés de courants et de nappes de perlite et d'obsidienne, entourés de conglomérats et de tufs trachytiques et pumicitiques et qui s'étalent dans la plaine où elles enferment des restes de plantes oligocènes et en outre de l'opale xyloïde et des lits de lignites. On voit dans les trachytes de Transylvanie des filons qui contiennent de l'or et du tellure, comme Nagyag et Offenbanya. Ces roches trachytiques ont traversé les couches éocènes horizontales de Hongrie et de Transylvanie et elles ont été elles-mêmes coupées par les basaltes dont les éruptions sont très-nombreuses, mais aussi très-restreintes en étendue.

Nous pouvons seulement rappeler ici que les pays volcaniques du centre de la France (Auvergne, Velay, Vivarais), les volcans éteints de Catalogne, appartiennent également à l'âge tertiaire et que le début des phénomènes volcaniques dans la presqu'île apennine, la Sicile et la Grèce, eut lieu à l'époque tertiaire. A cette même période appartiennent les éruptions dans cette zone volcanique nord qui s'étend du Groënland sur l'Islande, les Feroé et les îles Shetland jusqu'en Écosse, les Hébrides et l'Irlande. Le basalte grenu, l'anamésite et la dolérite par conséquent, prédominent ici; ils sont accompagnés de tufs et de conglomérats et forment des systèmes puissants de nappes qui se recouvrent. Ces formations volcaniques se caractérisent partout par leur division en colonnes; ils reposent horizontalement en beaucoup d'endroits sur les lignites et, d'une manière générale, sur les couches tertiaires; des filons de basalte plus récents et quelquefois aussi, comme en Islande, des dômes de trachyte quarzifère peuvent les traverser.

Les volcans, la plupart encore aujourd'hui actifs, qui entourent en

ceinture l'océan Pacifique, présentent les formations trachytiques et basaltiques les plus variées dont l'éruption remonte au tertiaire, à côté des récents produits de l'activité volcanique.

QUATERNAIRE.

a. Quaternaire ancien ou diluvien ; *b*. quaternaire récent ou alluvions.

DILUVIUM.

Vers la fin de la période tertiaire, les zones climatériques avaient fini par partager la terre en ceintures parallèles. Les limites du tertiaire et de l'âge actuel eussent été partout effacées, comme c'est le cas par exemple pour le Sud, si l'ancienne répartition de la terre et des eaux n'avait eu pour conséquence des phénomènes tout particuliers dans la latitude nord de l'Europe et de l'Amérique de cette époque. La plus grande partie de l'hémisphère nord était encore recouverte par les eaux, la partiecentrale de l'Europe actuelle et une petite partie de l'Amérique du Nord émergeait seule. Lors de la délimitation des zones climatériques à la fin du tertiaire, cette prédominance des eaux agit sur le continent de telle façon que les zones froides acquirent aux dépens des zones tempérées une plus grande extension qu'aujourd'hui, que, par conséquent, sur l'hémisphère nord d'alors furent réunies ces mêmes conditions qui existent aujourd'hui dans l'hémisphère sud, où, par exemple les glaciers de l'Amérique du Sud, s'avancent jusque dans la mer, à la latitude de Genève, tandis que, dans les Alpes, ils ne descendent pas au-dessous de la hauteur de 1,000 mètres. L'époque à laquelle la zone glaciale nord atteignit les latitudes sud, a reçu le nom de *époque glaciaire* ou de *quaternaire ancien*.

L'Europe avait alors la forme d'une île étroite, étendue de l'E. à l'O., tandis que l'Amérique du Nord s'élevait au-dessus de l'Océan, étroite, allongée en direction N. S. Le reste, plus de la moitié des deux continents actuels, était encore recouvert par la mer ; en Europe, ce furent principalement les contrées nord qui émergèrent plus tard, de sorte que l'Allemagne du Nord, la Hollande, le Danemark, la Pologne et le nord de la Russie étaient encore sous les eaux.

Le rivage sud du Nord de l'Europe, à l'âge glaciaire, peut être fixé avec assez de précision. Se dirigeant de Calais, par la Belgique, dans la direction de Bonn, il se dirigeait au N. E. par la Westphalie et le sud du Hanovre jusqu'au bord nord du Harz qu'il contournait en direction S. O. jusque la Thuringe où il formait un golfe profond. De là, il courait obliquement par la Saxe, au S. de Zwickau, Chemnitz, Dresde, Löbau et Zittau, le long des Monts des Géants et des Sudètes, par la Pologne e la Russie

jusque Tela, par conséquent au sud de Moscou; il se tournait alors vers le N. E. et atteignait la mer glaciale à l'extrémité nord des monts Oural.

Presque toutes les parties de l'Europe situées au nord de cette ligne n'étaient pas encore émergées. L'Océan était donc en communication immédiate avec la mer Glaciale actuelle, de sorte que les courants baignaient directement les pays aujourd'hui émergés en suivant la ligne des côtes d'alors, y charriaient les montagnes et les bancs de glace, et abaissaient par conséquent la température de la mer et des contrées voisines de la côte. Au nord du continent européen, ne s'élevait qu'une île, la Scandinavie, dont les contours n'étaient pas ceux d'aujourd'hui, et qui était couverte de glaciers. De puissantes masses de glace partaient des montagnes de Norwége par la Suède, et arrivaient à la côte chargées de fragments et de blocs de rochers détachés des pentes abruptes des montagnes. L'extrémité du glacier s'avançait lentement et atteignait enfin la mer, pour continuer sa marche sous l'eau aussi longtemps que la poussée verticale ne la détachait pas. Nous savons que les montagnes de glace sont des extrémités de glaciers qui plongeaient sous la mer, détachées et mises en liberté par la pression de l'eau. Bientôt ces masses de glaces étaient entraînées par les courants venant du nord, qui les charriaient à la côte de l'Europe, étendue comme une barrière de l'E. vers l'O., et contre laquelle elles échouaient. Elles fondaient alors, laissant sur le sol les masses de roches scandinaves qu'elles avaient transportées. Chacun de ces processus a laissé des traces. Les glaciers de Norwége ont leur lit poli et laissent voir, gravée sur leur fond, la direction de leurs mouvements ; les montagnes de glace qui ont traversé la mer ont laissé aussi des stries sur les côtes et sur les roches situées à peu de profondeur au voisinage du continent. Les blocs de roches laissés sur le sol par la fonte des bancs de glace se laissent rapporter avec certitude aux formations de la Scandinavie par leur composition minéralogique, leur facies pétrographique et les fossiles qu'ils contiennent. Ils forment maintenant les *blocs erratiques* et les *galets* disséminés par tout le nord de l'Europe, recouvert par les eaux à l'âge glaciaire. Le vulgaire les a reconnus comme étrangers et ne sachant d'où ils provenaient, il leur a donné le nom très-significatif de *Findlingsblocke*.

Ces innombrables blocs erratiques, ces énormes masses de graviers et de sables provenant du nord demandent au moins seize fois leur volume en glace pour être transportés, et comme d'ailleurs un petit nombre seulement de montagnes de glaces sont chargées de roches, l'apport des glaces arctiques à la côte d'Europe a dû être considérable. L'échouage et la fonte de ces bancs sur les côtes d'une zone proportionnellement étroite comme était l'Europe à cette époque, ont déterminé un abaissement très-considérable de la tem-

pérature du continent ; à cette cause importante se joignaient la prédominance en étendue de l'Océan sur le continent, et la possibilité aux courants marins polaires et aux vents froids du nord d'arriver directement sur l'Europe ; c'est là qu'il faut chercher les causes des phénomènes glaciaires sur le continent quaternaire.

Des phénomènes tout à fait semblables à ceux que nous venons de décrire rapidement se passaient à l'âge glaciaire sur les côtes nord du continent Nord-américain d'alors. Comme pour l'Europe, plus de la moitié de l'Amérique du Nord était recouverte par les eaux à l'époque glaciaire, mais la mer Glaciale de ce continent s'étendait beaucoup plus loin au sud que celle du nord de l'Europe, jusqu'à la latitude de la Sicile. La ligne des côtes nord de l'Amérique du Nord courait du point où est bâtie aujourd'hui Baltimore, en direction O. jusqu'au Mississipi, longeant parallèlement les Montagnes Rocheuses, jusqu'au voisinage des frontières de l'ancienne Amérique russe où elle atteignait la mer Glaciale. Tout le pays au N. et à l'E. de cette ligne était à l'âge glaciaire recouvert d'environ 1,000 mètres d'eau, à part quelques îles isolées revêtues de glaciers. Sur elle aussi venaient échouer des montagnes de glace chargées de blocs de roches et d'amas de débris provenant du nord, qui creusaient des sillons sur les roches du fond à l'aide des fragments soudés par la gelée à leur partie inférieure, ou les polissaient : ces masses entrant en fusion laissaient à leur place d'innombrables blocs erratiques aux dimensions souvent colossales. Ce n'était pas seulement au nord, au sud du continent américain actuel de grands territoires étaient aussi sous la mer et ne sortirent que plus tard du sein des eaux, comme les larges zones des côtes de l'océan Atlantique et du golfe du Mexique. Dans la vallée actuelle du Mississipi, la mer atteignait presque le confluent de l'Ohio. Il est vrai que les bancs de glace manquaient à ces mers du Sud. De récentes observations rendent même vraisemblable qu'une grande partie de l'Amérique centrale était encore sous les eaux, qu'il y avait, par conséquent, une communication directe entre l'Atlantique et l'océan Pacifique. Nous voyons quelque chose d'analogue pour l'ancien monde, car une large mer s'étendait sur le Sahara et était en communication à l'O. avec l'Atlantique ; elle n'était séparée de la Méditerranée que par les monts Atlas. Enfin les immenses steppes de la Russie d'Asie, entre l'Oural et l'Altaï étaient recouvertes par un prolongement sud de la mer Glaciale, qui communiquait de nouveau par la mer Noire avec la Méditerranée. L'Amérique et l'Europe étaient donc des îles relativement petites, si l'on songe à leur étendue actuelle.

L'intérieur des continents lors de la période diluvienne était aussi complétement différent de ce qu'il est aujourd'hui. Tandis que les terres basses

et les plateaux sont recouverts de marais et de forêts de Conifères et d'arbres Dycotilédons peuplés d'Hyènes, d'Ours, de Chats, d'Éléphants et de Rhinocéros, organisés cependant pour vivre sous un climat froid, des formes du nord ou des Alpes élevées, comme le Renne, le Glouton, l'Élan, le Bœuf musqué, le Bouquetin, le Chamois, la Marmotte, le Lagomys et le Lemming, étaient en harmonie avec le caractère arctique de la mer et avec le revêtement des montagnes par les glaciers dont les prolongements s'avançaient loin dans les vallées. Actuellement, dans l'Europe centrale, les Alpes seulement produisent de vrais glaciers : le spectacle que présentait la Suisse à l'époque diluvienne était bien différent de celui qu'elle offre aujourd'hui. Non-seulement de puissantes masses de glace remplissaient toutes les vallées des Alpes, mais la partie unie de la Suisse et des pays voisins étaient recouverts par un dépôt de glace épais de plus de 1,000 mètres. Au côté N. des Alpes suisses, débouchaient de six vallées des glaciers principaux qui s'étalaient dans la plaine et continuaient à progresser, ceux de l'Arve, du Rhône, de l'Aar, de Reuss et de Linth qui remplissaient la large vallée entre le Jura et les Alpes s'élevant jusqu'à la crête du Jura, par conséquent jusqu'à une hauteur de 1,300 mètres. Le glacier qui sortait de la vallée du Rhin recouvrait les cantons de Saint-Gall, de Zurich et de Thurgovie, remplissait le lac de Constance et s'étendait encore au loin vers la Bavière et la Souabe jusqu'au Danube. Des Alpes du Tyrol sortait un glacier qui atteignait les hauts plateaux de la Bavière. Il en était ainsi au côté nord des Alpes, mais des pentes rapides du côté sud, partaient des courants de glace qui atteignaient au moins l'embouchure des vallées, tandis que le glacier principal glissait dans le bassin du Pô, jusque Solferino par exemple. Comme les Alpes, les Pyrénées avaient de puissants glaciers. Les phénomènes glaciaires avaient aussi une grande intensité en Angleterre, en Écosse, dans le pays de Galles et au sud de l'Irlande. Nous savons déjà que la Scandinavie était riche en glaciers, et il en était de même pour l'Islande et le Groënland. Les phénomènes glaciaires n'ont point encore été exactement observés dans l'Amérique du Nord, mais ce que l'on sait permet de conclure que les parties élevées du système des Alleghanies et la Sierra-Nevada possédaient des glaciers.

Passons rapidement en revue maintenant les traces que la période diluvienne a laissées : 1) sur les îles diluviennes scandinaves et britanniques ; 2) sur le fond de la mer d'alors ; 3) sur les montagnes et dans les plaines du continent, traces sur lesquelles s'appuyait l'esquisse que nous venons de donner de l'Europe et de l'Amérique à l'époque glaciaire.

1) *Phénomènes glaciaires sur les îles scandinaves et britanniques.* Ce sont des phénomènes de frottement ou des dépôts glaciaires. La surface des pays scandinaves absolument privés de glaciers aujourd'hui, se montre en des points nombreux et sur des surfaces étendues, nivelée et polie, marquée de sillons plus on moins profonds, serrés, parallèles ou de fines stries comme celles du verre attaqué par une pointe de diamant. Nous avons montré plus haut (p. 234) que ces impressions sont produites sur le sol recouvert de débris de roches dans le lent mouvement de progression du glacier. Comme les sillons glaciaires de la Scandinavie sont disposés en direction déterminée et seulement sur un des côtés de la colline ou de la montagne qu'ils descendent, et qu'ils manquent sur le côté opposé (sous le vent), on ne peut avoir de doute sur la direction dans laquelle se faisait le mouvement de l'ancien glacier. Il résulte de très-nombreuses observations que les glaciers scandinaves partaient en rayonnant de plusieurs centres principaux et formaient par leur réunion un manteau de glace presque complet semblable à celui qui recouvre actuellement le Groënland ; leur progression se faisait de tous les côtés à la fois.

De même que ceux d'aujourd'hui, les glaciers de la Scandinavie servaient au transport des masses de roches. Une partie d'entre elles arrivait à la mer par la progression naturelle du glacier et était emportée sur les bancs de glace, les autres, par suite de la fonte des neiges, restaient sur le continent scandinave et y formaient des dépôts glaciaires étendus. Ceux-ci recouvrent la surface des roches polies et striées et sont formés inférieurement d'une couche de sable et de galets polis par la glace. Ce sable glaciaire mélangé de particules d'argile, de graviers, a une répartition générale et il a été aussi transporté par les bancs de glace avec les blocs erratiques. Avec ce sable il y a de vastes moraines terminales et latérales qui s'étendent le long des pentes des vallées, ou qui, plus souvent, occupent leur embouchure (moraines terminales). Les dépôts de lehm marneux glaciaire enfin ont une large répartition : ce sont des boues argilo-calcaires et des grains de sable fins déposés par l'eau des glaciers. Tous ces phénomènes concourent à démontrer le revêtement général de la Scandinavie par les glaciers ; l'époque à laquelle ils se passaient a du être la fin de l'âge tertiaire, d'après ce qui résulte d'autres observations.

La période du recouvrement général de la Scandinavie par les glaces fut suivie d'une période d'affaissement pendant laquelle le continent finit par descendre à environ 300 mètres plus bas que son niveau actuel. Les dépôts glaciaires submergés dans cet affaissement séculaire furent fouillés par les eaux, roulés, groupés d'après la grosseur des fragments de roche et déposés de nouveau, mais dans des conditions différentes de forme et de répartition. C'est ainsi que se formèrent ces barres de sables et de galets

roulés très-souvent stratifiés à leur intérieur, qui correspondent aux contours de la Scandinavie aux divers stades de son affaissement : leur hauteur actuelle au-dessus du niveau de la mer est entre 300 et 360 mètres, preuve de l'importance des oscillations subies par le pays. En même temps que les dépôts glaciaires étaient employés à former ces amas, il se faisait un dépôt de sable à proximité de la côte d'alors et, plus loin en mer, il y avait formation d'un fin lehm (lehm glaciaire) en zones dues à l'accumulation de débris de Mollusques. La faune que l'on y rencontre a un caractère arctique, ses formes caractéristiques sont : Buccinum grönlandicum, Natica clausa, Natica grönlandica, Astarte arctica, Tapes decussata, Panopæa norwegica, Siphonodentalium vitreum. Comme les dépots glaciaires s'enfonçaient sous les eaux, ils furent recouverts d'une couche de cette argile glaciaire marine et de sables, de sorte qu'aujourd'hui, ils sont formés d'un noyau plus ancien de débris de roches et de de graviers et d'un manteau de formations marines argilo-sableuses.

Cette submersion partielle de la Scandinavie fut suivie d'un soulèvement qui se continue encore aujourd'hui (voy. p. 166). Le haut plateau entre les lacs Wener et Wetter s'éleva et, par suite, les lacs qui actuellement encore nourrissent les représentants de Crustacés arctiques, furent séparés de l'Océan et leurs eaux devinrent progressivement des eaux douces. L'espace entre la mer Blanche et la mer Baltique fut desséché et celle-ci devint une mer intérieure. La température du climat s'éleva, la faune jusque-là arctique, se retira de plus en plus vers les pôles et fut remplacée par les représentants de la faune tempérée, dont les restes ont été conservés au sein des argiles brunes post-glaciaires déposées pendant le retrait de l'eau. Au sommet et sur les côtés des barres qui s'élevaient de nouveau à la surface se déposèrent de nouveaux dépôts, ceux des eaux *post-glaciaires*, qui les recouvrirent en manteau. Par des soulèvements continus, la presqu'île scandinave atteignit peu à peu les contours qu'elle a aujourd'hui.

Des phénomènes identiques se passaient à la même époque en Écosse. Des régions centrales de ce pays rayonnaient de tous côtés des glaciers vers la mer, comme le montrent la direction des stries glaciaires. Sous la pression de ce manteau de glace en mouvement, les roches du sol étaient sillonnées et polies, les dépôts meubles superficiels de date plus ancienne enlevés, à leur place apparaissaient ces formations argileuses des moraines du fond et des gros blocs isolés. Les restes de la faune terrestre d'Écosse pendant cette période sont peu abondants; ils appartiennent au Mammouth et au Renne. La période pendant laquelle s'étaient accumulées les glaces fut suivie en Écosse comme en Scandinavie d'une période de submersion te tous les bas pays furent envahis par une mer arctique qui y laissa des

sédiments sableux, tandis que les plateaux montagneux recouverts de glace restaient élevés au-dessus de l'Océan et formaient un archipel. Sur les sables dont nous venons de parler, se déposèrent de puissantes masses d'argile qui contiennent de nombreux blocs erratiques, mais presque jamais de restes organiques : où ces derniers se rencontrent, cependant, ils ont presque toujours un caractère complétement arctique. Ainsi, on trouve dans les dépôts glaciaires à l'embouchure du Forth et du Tay 35 Mollusques qui habitent tous aujourd'hui les régions arctiques comme par exemple la mer, et l'île Melville, le Spitzberg (ex. Leda truncata, Tellina proxenia, Pecten grönlandicus, Crenella nigra), et ces bancs coquillers de l'époque glaciaire se trouvent à 175 mètres au-dessus du niveau de la mer. Peu à peu les terres furent soulevées de nouveau et portées à une hauteur assez considérable, celle qu'elles occupent aujourd'hui. Par suite, l'Écosse d'un côté, se relia au continent et d'autre part elle se couvrit une seconde fois de glaciers. La hauteur actuelle de ce pays et ses contours n'ont été acquis qu'après des oscillations moins importantes et répétées.

Les montagnes de la principauté de Galles et celles d'Angleterre furent aussi recouvertes de glaciers et formèrent des centres indépendants d'où rayonnaient en tous sens des masses de glace. Comme l'Écosse et la Scandinavie, ces pays s'enfoncèrent sous une mer arctique et furent recouverts par 450 mètres d'eau, comme le montrent les dépôts et les restes organiques qu'ils contiennent.

2. *Le drift des mers diluviennes dans la plaine basse actuelle du nord de l'Europe et aux parties nord du continent américain.* Toute la surface de la plaine du nord de l'Europe depuis la Hollande jusqu'en Russie est formée de couches de sable, de gravier et de lehm avec des blocs erratiques disséminés provenant de Scandinavie et de Finlande. Le sable et le lehm sont des dépôts de la mer diluvienne, les graviers sont des formations de rivage, les blocs proviennent des bancs de glace détachés des glaciers scandinaves qui atteignaient la mer, charriés sur les rivages de l'Europe d'alors et abandonnés sur le sol après la fonte des glaces.

La *répartition des blocs erratiques* sur la plaine du nord de l'Europe est circonscrite par un grand arc de cercle au centre duquel sont la Scandinavie et la Finlande et qui enferme 40.000 milles carrés. Les blocs de la partie nord de la Russie proviennent de Finlande, ceux de Pologne sont mêlés de roches de Suède, ceux de l'Allemagne du nord et de la Hollande sont d'origine suédoise, danoise et russo-baltique. Dans la partie E. de l'espace qu'ils occupent, les blocs erratiques atteignent actuellement une hauteur de plus de 400 mètres au-dessus du niveau de la mer, tandis que leur zone limite à l'O. s'enfonce progressivement.

Étudiés au point de vue *pétrographique*, les blocs erratiques sont tantôt des roches feldspathiques cristallines, tantôt des roches calcaires ou argileuses contenant des fossiles. Parmi les premières, le gneiss est de beaucoup la plus fréquente : il est accompagné de granite, de diorite, de schistes amphiboliques, de syénite, de felsitporphyre, de quarzite, d'hypersthénite etc. Les blocs erratiques ont quelquefois des dimensions considérables : la masse de granit qui supporte la colonne de Pierre le Grand pèse 30.000 quintaux. La plus grande des deux *Markgrafensteine* du Rauenschberg, près Fürstenwald, s'élevait à plus de 8 mètres au-dessus du sol. La *grosse pierre* à Belgarde en Poméranie est longue de 14 mètres, large de 12 et haute de 5.

Les *blocs diluviens fossilifères* de la plaine du nord de l'Allemagne sont quelquefois siluriens et dévoniens, d'autres fois ils appartiennent au calcaire carbonifère, au jurassique, au crétacé et au tertiaire, mais on n'en connaît point des âges dyasique et triasique. Parmi les blocs erratiques sédimentaires, certaines roches siluriennes sont les plus fréquentes, surtout le calcaire à Orthoceras, le calcaire à Beyrichia, et le calcaire corallin de Gothie ; elles sont répandues par toute la région diluvienne. Tous ces galets proviennent du nord et ils ont été apportés par les bancs de glace, quelquefois soudés par la gelée à leur partie inférieure. Leur direction était du nord vers le sud et du N. E. vers le S. O., mais jamais du N. O. vers le S. E., de sorte qu'on ne trouve pas dans l'Allemagne du nord de roches sédimentaires de Norwége, d'Angleterre ou d'Écosse. Les blocs siluriens que l'on y rencontre, au contraire, proviennent de Suède et des provinces baltiques russes (calcaire à Orthoceras d'Œland, de Gothie E. et O., calcaire silurien à Spongites de Sadewitz, dans la Basse-Silésie, d'Esthonie, calcaires à Calamopora et Halysites et calcaires à Beyrichia de Gothie) ; les roches dévoniennes viennent de Livonie, les roches jurassiques des pays baltiques entre l'embouchure de l'Oder et celle du Niémen, les roches crétacées (silex contenant souvent des fossiles sénoniens), de Rügen et des îles danoises.

La rareté des restes organiques des eaux diluviennes dans les dépôts de drift de l'Allemagne du nord est très-remarquable. On ne connaît en fait de fossiles marins que de rares Cardium edule et Buccinum reticulatum dans les environs de Bromberg et de Thorn. La faune diluvienne marine du nord de la vallée de Weichsel étudiée par Berendt est plus riche : elle est formée par les espèces suivantes : Ostrœa edulis, Cardium edule, Tellina solidula, Corbula gibba, Mactra subtruncata, Scrobicularia piperata, Venus virginea, Cyprina islandica, Buccinum reticulatum, Cerithium lima. Toutes ces espèces se trouvent encore aujourd'hui dans la mer du Nord : deux d'entr'elles (C. edule et T. solidula) se trouvent en

même temps dans la mer Baltique, quelques autres, (B. reticulatum, Cypr. islandica) se trouvent exclusivement et sont rares dans sa partie O.; leurs formes fossiles se distinguent par un remarquable épaississement de la coquille. Berendt a aussi trouvé dans l'E. de la Prusse, la Cyprina islandica, en outre des Cardium edule et Buccinum reticulatum. Quelques coquilles d'eau douce enfermées ça et là dans des marnes diluviennes, ont une répartition un peu plus vaste. La Paludina diluviana est surtout caractéristique : on l'a trouvée à Mewe sur le Weichsel, à Berlin, Sperenberg, Magdebourg et Halle avec Neritina fluviatilis, Limnœus auricularius, Pisidium amnicum, Planorbis spirorbis, Cyclas cornea, etc. Il faut encore citer la Cyrena fluminalis que l'on a trouvée dans le diluvium du pays de Halle.

Pour bien nous rendre compte de la division du dilivium dans l'Allemagne du nord, nous prendrons les exemples suivants :

D'après Eck, le diluvium des environs de Rüdersdorf est ainsi formé, de haut en bas :

6) *Marne à galets supérieure* riche en galets venant du nord avec coquilles d'eau douce (Valvata piscinalis, V. foraminis Planorbis, spirorbis, Limnœus stagnalis, Pisidium amnicum, Cyclas cornea, etc. Elle passe au lehm à la partie supérieure par lessivage de son contenu en calcaire, et localement elle passe au sable par l'enlèvement des particules d'argile.

5) *Sable diluvien supérieur et graviers* (Tempelhof à Berlin), avec les mêmes coquilles d'eau douce que dans le n° 6 ; puissance 10 à 30 mètres.

4) *Marne à galets inférieure* assez riche en galets avec Paludina diluviana et Neritina fluviatilis ; puissance 10 à 20 mètres.

3) *Sable diluvien moyen*, pauvre en galets avec Paludina diluviana, Bithynia tentaculata, Valvata piscinalis ; jusque 45 mètres.

2) *Argile de Glindow*, grise, plastique, pauvre en galets, avec couches de sable à sa partie supérieure et Paludina diluviana, etc. ; 7 à 50 mètres quelquefois cependant, alternant avec des bancs de sable.

1) *Sable diluvien inférieur*, sables gris micacés et feldspathiques ; 10 à 18 mètres.

A Rixdorf près Berlin, le dilivium se présente de la manière suivante d'après Beyrich :

4) *Lehm à galets supérieur*, 3 mètres.

3) *Sable diluvien*, 12 mètres, avec restes de Mammifères, ex. Rhinoceros ; sans Paludines.

2) *Lehm à galets supérieur*, 3 mètres, avec Paludina diluviana et Neritina fluviatilis.

1) Sable diluvien grossier avec Paludina diluviana à la partie supérieure.

Il faut remarquer ici que Berendt et Lossen ne considèrent pas l'argile de Glindow comme un membre de la formation situé plus inférieurement, mais comme un facies pauvre en galets du lehm à galets inférieur.

Laspeyres partage le diluvium marin du pays au nord de Halle comme il suit :

2) *Lehm à galets*, sableux, calcaire, avec beaucoup de galets venant du nord ; jusque 12 mètres de puissance en certains points.
1) *Graviers et sables fins et grossiers*, à éléments provenant presque exclusivement du nord, souvent mouvants, avec Paludina diluviana.

Le diluvium du pays de Dresde se divise ainsi d'après Jentzsch :

3) *Lehm sableux* avec pierres provenant du nord.
2) *Graviers*, riches en silex avec Bryozoaires crétacés et granites du nord, gneiss, et porphyres.
1) *Sable micacé* formé de grains de feldspath et de quarz avec des lamelles de mica ; localement des intercalations d'argile.

A l'intérieur du bassin crétacé de Münster le diluvium montre, d'après von der Mark, la division suivante :

3) Sable grossier formé de fragments de feldspath rougeâtre de petits grains de quarz et de débris de silex ; localement il passe au gravier en se chargeant de fragments de granit et de silex ; il forme le revêtement général du pays et s'élève en certains points à la manière de dunes.
2) *Lehm riche en cailloux.*
1) *Sable grossier et gravier*, formé de quarz, de feldspath rouge et de mica avec granit, gneiss, syénite, porphyre, diorite du nord, calcaires siluriens, silex.

Les dépôts diluviens se trouvent dans l'Amérique du nord par tout le Canada, la Nouvelle-Angleterre et Long-Island, d'où ils s'étendent en direction O. sur le Michigan, le Wisconsin et le Minesota au delà du Mississipi et du côté S. jusque dans la Pennsylvanie, l'Ohio, Indiana, Illinois, et Jowa, ils atteignent presque, par conséquent, 39° de latitude. Ils ne recouvrent pas seulement la plaine, mais s'élèvent, comme dans la Nouvelle-Angleterre, sur le mont Washington, à 2000 mètres, sur les Greenmonts à environ 7000 mètres de haut. Ils ont rempli d'anciennes vallées de fleuves, ce qui a fréquemment détourné des cours d'eau, le Niagara par exemple. Le drift de l'Amérique du nord est formé de sables, de graviers et de blocs qui peuvent atteindre un volume de plus de 1000 et même de 1500 mètres cubes. Ils proviennent aussi du nord, quoiqu'ils ne semblent pas avoir parcouru un aussi long trajet que ceux de la plaine du nord de l'Europe. On n'a pas trouvé de blocs et galets fossilifères dans le diluvium de l'Amérique du nord, mais on peut observer sur une vaste échelle les traces qu'ont laissé les phénomènes de frottement. De vastes surfaces rocheuses sont striées, entaillées et polies par l'action des bancs de glace. Certains dômes de quarzite au Lac supérieur ont la surface si polie qu'il est difficile de marcher sur la roche nue. Mais

ce polissage est limité aux pentes nord et au sommet des hauteurs, par conséquent au côté du vent, tandis que les pentes sud sont rudes et raboteuses. Sur les pentes nord on voit des sillons profonds d'un pied et de même largeur, souvent rapprochés, produits sur les rivages par les bancs de glace échoués, dans les mouvements de va et vient que leur imprimaient les marées. On observe plus fréquemment des stries fines, parallèles, dues au frottement de la glace qui tenait du sable gelé à sa partie inférieure. La direction de ces marques est assez uniformément N. S., cependant il n'est pas rare que deux ou plusieurs systèmesd'impressions se croisent sous un angle faible.

3) *Les continents à l'époque diluvienne.* — Nous avons déjà remarqué un peu plus haut et aussi dans la partie de cet ouvrage qui traitait de la géologie dynamique, que les hautes montagnes du continent européen, de la Grande-Bretagne et de l'Amérique du nord avaient donné naissance à l'époque diluvienne à des glaciers de puissance énorme et qui s'étendaient au loin dans les plaines voisines. Nous rappellerons ici que l'on peut reconnaître l'extension des anciens glaciers, à certains phénomènes qui dépendent de leur progression, comme les moraines latérales et frontales, les roches moutonnées, les surfaces striées du sol et des pentes de leur vallée et les fragments de roche provenant de localités éloignées, anguleux ou polis, quelquefois striés sur un côté, qui étaient fixés par la gelée à la partie inférieure du glacier et agissaient à la manière de râpes. Ainsi, l'on trouve sur les pentes du Jura jusqu'à son sommet, des blocs de roches provenant des hautes montagnes du Valais, du Saint-Bernard, du mont Rosa, du Simplon, du Jungfrau et du Saint-Gothard, c'est-à-dire d'une distance de 20, 30 milles et plus et séparés de leur point d'origine par les lacs de Genève et de Neufchâtel. Aux environs de Zurich il y a des blocs erratiques des Alpes de Glärn ; ceux de la rive S. du lac de Constance, de Bavière et du duché de Bade, viennent des vallées les plus reculées des Grisons, éloignées de 30 ou 40 milles. Certains d'entre eux étonnent par leurs dimensions : le *Pflugstein* provenant des Alpes de Glärn qui se trouve près de Zurich a une hauteur de plus de 20 mètres, la Pierre-à-Bot, du Valais, aujourd'hui près de Neufchâtel, a à peu près 16 mètres de long, 5 de large et 13 de haut, la Pierre-des-Marmettes, provenant de la vallée de Ferret, située à Monthey dans le Bas-Valais, est longue de 20 mètres, haute de 10 et presque aussi large. Ces roches ne sont pas les seules traces de l'activité des anciens glaciers : le sol et les pentes des vallées sont polis et striés comme on le peut voir non-seulement dans les vallées alpines, où elles sont le plus caractérisées, dans la vallée de l'Aar, mais aussi dans le Jura, par exemple, aux environs de Neufchâtel. On trouve de hautes moraines dans des plaines aujourd'hui

cultivées, comme celle de l'ancien glacier de l'Aar à Berne, celle du glacier de Linth à Zurich ; d'après tout cela on ne peut douter que les Alpes et peut-être toute la Suisse n'étaient autrefois couvertes de glaciers.

Il résulte de l'étude de la répartition horizontale des blocs erratiques en Suisse que ces roches sortent de six vallées, celles de l'Arve, du Rhône, de l'Aar, du Reuss, du Lintz et du Rhin, d'où elles se sont répandues dans les plaines. Les blocs de la vallée de l'Arve viennent du flanc O. de la chaîne du mont Blanc et des montagnes au-dessus de Sallanche ; ils remplissent la vallée de l'Arve à Chamounix et s'élèvent sur le Salève jusqu'à 1,000 mètres au-dessus du niveau de la mer. Les blocs de la vallée du Rhône se trouvent disséminés par tout le pays de Genève et de Soleure, de sorte que leur aire de répartition a la forme d'un éventail qui couvrirait les terrains de plaine de Genève, Fribourg et Neufchâtel, une partie des cantons de Berne, de Soleure et d'Argovie et dont la pointe serait à l'entrée de la vallée du Rhône. Les blocs de la vallée de l'Aar proviennent du massif des Alpes bernoises, du Saint-Gothard et de la vallée de la Simmen recouvrent la partie allemande du canton de Berne. Ceux de la vallée de la Reuss, arrachés au Saint-Gothard et aux vallées latérales à la Reuss, se rencontrent principalement dans le bassin du lac des Quatre-Cantons. Les blocs du Linth, des parties les plus éloignées de la vallée du Linth, s'étendent de Glarus vers Wesen dans le bassin du lac de Zurich. Les blocs du Rhin viennent des Grisons et du Vorarlberg ; ils se partagent en deux courants contre les monts Appenzell : l'un s'avance sur le lac des Quatre-Cantons, sur Uznach au bord nord du lac de Zurich, tandis que l'autre se répand de Rorschach sur la Thurgovie et tout le pays du lac de Constance et se laisse suivre loin en Bavière et en Souabe. Les limites de ces aires de répartition des blocs erratiques ne sont cependant pas nettement tranchées, elles chevauchent les unes sur les autres et il y a des zones qui présentent des blocs provenant de deux régions glaciaires différentes.

« Dans la Haute-Bavière aussi s'étendaient de puissants glaciers qui s'alimentaient aux neiges de la chaîne centrale des Alpes du Tyrol et descendaient sur Lermoos, Garmisch et Murnau, sur le Tegernsee et l'Achensee, ou prenaient la vallée de l'Inn ou d'autres vallées du plateau bavarois. On observe dans le territoire de la vallée de l'Inn et surtout aux passes que les glaciers ont dû franchir pour arriver aux Alpes calcaires, des restes de moraines élevés à 1,400 mètres. A Häring près Kufstein dans la vallée de l'Inn, à Schäftlarn au sud de Munich on peut observer les plus beaux polissages de roches sur le sol de l'ancien glacier ; dans les dépôts irrégulièrement stratifiés de graviers, de sables et de lehm contenant des galets striés, entre les lacs de Starnberg et d'Ammer et le Chiemsee, on reconnaît les moraines de fond d'un ancien glacier et au S. de Munich on

peut voir les moraines terminales disposées en arc depuis la Haute-Souabe, jusque près des frontières autrichiennes. Toute la région est recouverte de blocs erratiques formés par les roches cristallines des Alpes centrales du Tyrol. » (Zittel.)

Du sud du Tyrol également, de puissants dépôts glaciaires s'étendaient jusque dans les plaines du nord de l'Italie. A l'âge glaciaire, la vallée de l'Adige, aujourd'hui en partie recouverte d'une végétation luxuriante au caractère sud, renfermait un puissant glacier qui s'étendait sur Méran et Botzen jusque dans la plaine du Pô et dont les traces nous ont été laissées dans les éminences mamelonnées des pentes inférieures de la vallée, de caractère si opposé aux pics anguleux des sommets en amont, par les stries et les sillons laissés sur les surfaces polies et par les amas de débris glaciaires. On peut apprécier l'étendue énorme et la puissance du glacier de l'Adige, en considérant qu'il a arrondi des roches jusqu'à une hauteur d'environ 1,500 mètres au-dessus du sol de la vallée.

Lors de la fusion et du retrait des puissants glaciers par suite des changements climatériques dans la partie nord du globe, des masses de sable, de graviers, de galets confusément stratifiés furent laissés sur le sol, tandis que se développait en des points isolés une végétation qui a produit les *houilles schisteuses* dont nous parlerons plus loin. Par les alternatives longtemps continuées, d'arrêts plus longs et de mouvements de plus courte durée, de retrait et de progression de l'extrémité des glaciers et par la plus grande abondance des eaux qui était la conséquence de ces phénomènes, ces masses d'origine végétale étaient de nouveau recouvertes de galets, de graviers et de sable. La fonte complète de la masse de glace qui, sur une puissance de plus de 1,000 mètres, recouvrait toutes les vallées des Alpes, toute la plaine Suisse et même toute la région alpine jusqu'à sa limite restreinte d'aujourd'hui doit avoir exigé un temps énorme. On peut dire la même chose d'ailleurs pour la formation et la progression des glaciers. Si l'on admet 100 mètres comme chiffre moyen de la progression annuelle des glaciers, les blocs de roches transportés à 20, 30 et même 40 milles du point où ils ont été détachés indiquent que le glacier a employé 1,500 à 3,000 ans pour parcourir cet espace.

Des montagnes transportons-nous aux plaines pour y chercher les traces laissés par l'époque diluvienne sur les parties de l'Europe actuelle alors recouvertes par les glaciers ou par la mer. Elles sont relativement rares et limitées à des dépôts de lehm, de graviers et de tuf calcaire, à des formations de tourbe, au remplissage de cavernes.

Les tufs calcaires diluviens se trouvent par exemple à Burgtonna, Mühlhausen et Weimar en Thuringe, où ils remplissent en bancs horizon-

taux les dépressions et fentes du muschelkalk. Certaines couches sont remplies d'empreintes de feuilles de Scolopendrium, Populus, Quercus, Fagus, Tilia, Salix et enfin de chaumes d'Arundo quelquefois en masses

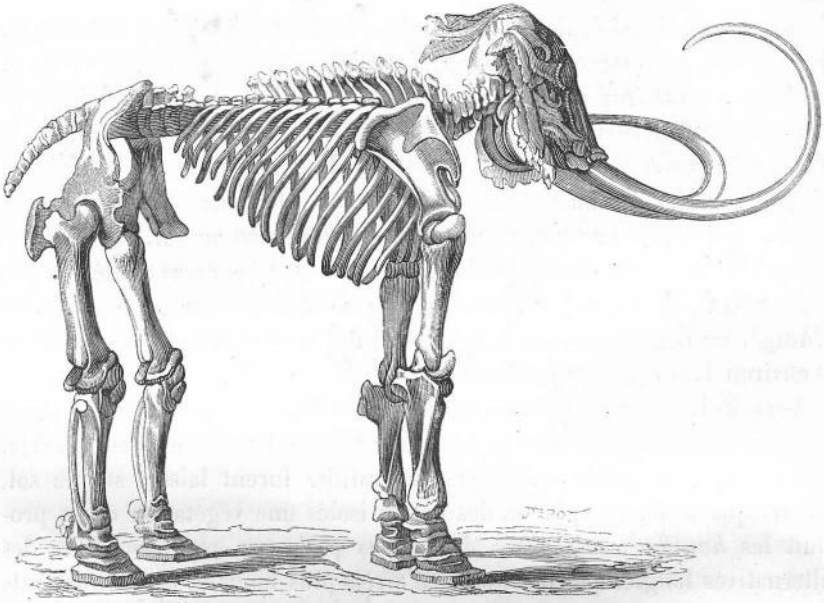


Fig. 438. — Elephas primigenius (Mammouth).

serrées. A Burgtonna on rencontre, à l'intérieur du tuf calcaire, une fente d'un peu plus d'un mètre de largeur dont une partie des parois de haut en

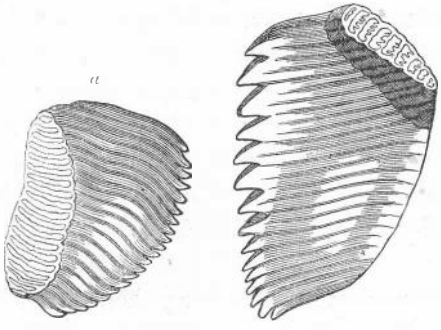


Fig. 439. — Dent d'Elephas primigenius.

a, de face; *b*, de côté.



Fig. 440. — Dent molaire de Rhinocerosleptorhinus.

bas, est tapissée de frondes de Scolopendrium, longues d'un pied, incrustées de calcaire, serrées les unes contre les autres et qui en certains points, sont encore en connexion avec le rhizôme dans leur sol de tuf. Quoique ces

fossiles soient très-bien conservés, ils sont cependant relativement anciens, puisqu'on trouve dans ces tufs diluviens des débris de squelettes,

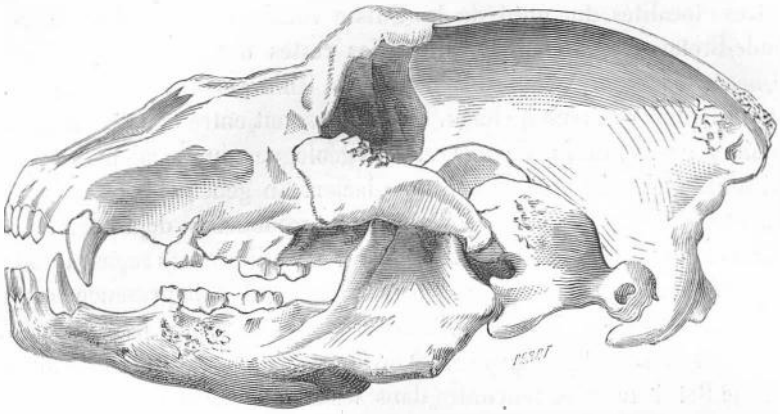


Fig. 441. — Ursus spelæus (crâne vu de côté).

des dents et des fragments de bois de Cervus elaphus fossiles, Ursus spelœus (f. 441 et 442), Equus adamiticus, Sus proavitus, Elephas primigenius (f. 439), Rhinoceros tichorhinus (f. 440) et en outre des coquilles d'Helix, Planorbis, Limnœus en quantité extraordinaire. On connaît des calcaires d'eau douce semblables à Cannstadt en Wurtemberg. Ils ont fourni d'après Heer vingt-neuf espèces de plantes appartenant aux genres Fagus, Populus, Ulmus, Salix, Abies, Betula, Corylus, Carpinus, Cornus, Acer, qui vivent presque tous encore aujourd'hui dans le Wurtemberg.

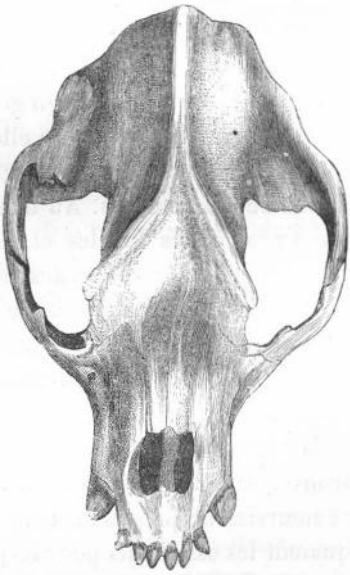


Fig. 442. — Ursus spelæus (crâne vu de dessus).

Les restes des Mammifères que nous avons nommés, surtout ceux de l'Elephas primigenius et du Rhinoceros tichorhinus, se trouvent par tout le continent diluvien dans les dépôts de lehm et dans les graviers.

En Italie, la vallée de l'Arno et la Sicile sont particulièrement riches en restes d'Hippopotames, (ceux-ci sont rares de l'autre côté des Alpes en Allemagne, mais beaucoup plus fréquents en Angleterre).

Dans les tufs calcaires et le lehm, sous les vieilles tourbières d'Angleterre et d'Irlande et dans celles-ci elles-mêmes, on trouve quelquefois

bien entiers, des squelettes du Megaceros hibernicus qui mesurait 3 ou 4 mètres jusqu'à la pointe de son bois, celui-ci pouvant atteindre 2 mètres 70. Les lits de tourbe (houille schisteuse) d'Utznach, de Dürnten et d'autres localités du nord de la Suisse contiennent, comme dans la Grande-Bretagne d'après Heer, outre les restes des Abies, Acer, Pinus, If, Quercus, de nombreux débris d'Elephas, Rhinoceros, Bos primigenius, Cervus elaphus et Ursus spelœus. Ces tourbes sont entre deux lits de galets glaciaires, ce qui indique d'après certains géologues, un retrait momentané, suivi d'une nouvelle progression du glacier. En général, l'ensemble du monde végétal diluvien, comme le facies de ces tourbes, déjà assez de ressemblance avec celui de l'époque actuelle. Les différences reposent essentiellement dans la variation des espèces et surtout dans la présence de quelques formes du nord. Ainsi, le Pinus montana se trouve dans les dépôts diluviens de l'Allemagne du nord et de l'Irlande, où il n'existe plus aujourd'hui, le Betula nana se rencontre dans les marnes diluviennes du S. de l'Angleterre, mais il n'habite plus maintenant que les contrées élevées de l'Ecosse ; des Mousses arctiques (Hypnum sarmentosum et H. fluitans var. Groenlandicum) existent dans le diluvien de Souabe, etc.

Si la présence de restes de Mammifères dans le lehm et les graviers à la surface du continent diluvien d'Europe est relativement restreinte et limitée à des localités isolées, on les trouve amassés en revanche dans les *cavernes à ossements*. La plupart de ces grottes sont situées en des contrées dont le sous-sol est essentiellement formé de calcaire et de dolomie. Elles sont formées en général de plusieurs chambres plus ou moins vastes communiquant entre elles par d'étroits canaux. Le sol de ces grottes est recouvert de lehm rougeâtre, sableux, avec des galets et des ossements de Mammifères. Au-dessus, l'on trouve un revêtement de calcaire qui a protégé les fossiles et les a quelquefois soudés en brèches. Les os et coprolithes des différentes espèces sont souvent dans le plus grand désordre et ils semblent quelquefois avoir été roulés, ce qui ferait admettre dans ces cas qu'ils ont été apportés par les eaux. D'autres cavernes cependant, ont été indubitablement habitées par des Carnassiers qui y ont traîné leur proie et y sont morts plus tard eux-mêmes.

Les traces laissées par les dents de certains Rongeurs sur les ossements trouvés dans les cavernes sont particulièrement remarquables ; bien que se nourrissant presque exclusivement de productions végétales, ils attaquaient les ossements pour en prendre la moelle. On peut d'ordinaire distinguer facilement les traces de leurs dents de celles des dents de Carnassiers, mais il n'en est pas de même pour certaines marques faites par l'homme à l'aide du couteau. Des méprises de cette nature ont conduit à de fausses conclusions sur l'âge du genre humain. On ne peut cependant

pas douter, comme nous le verrons, que l'homme n'ait été contemporain de ces habitants des cavernes.

En Allemagne, c'est surtout dans le jurassique franconien avec ses do-

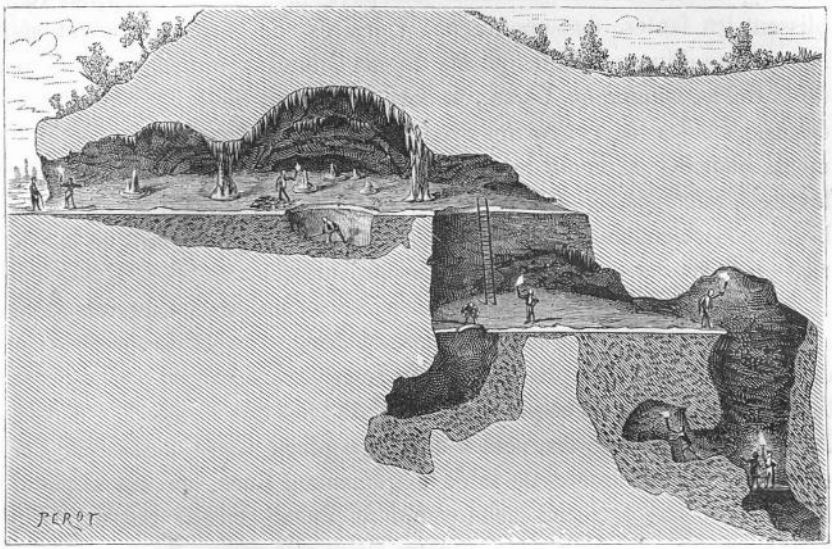


Fig. 443. — Coupe de la caverne de Gailenreuth en Franconie.

lomies, dans le dévonien moyen westphalo-rhénan, que l'on trouve de ces cavernes à ossements (Müggendorf, Gailenreuth, Hohlefels, Hohlenstein). On y trouve surtout les restes d'Ursus spelœus amassés par centaines, comme par exemple dans la grotte de Gailenreuth où ils ont été laissés par plus de 800 individus. A côté, mais en quantité beaucoup moindre, sont des parties de squelette de Hyœnea spelœa, Felis spelœa, Canis spelœus, comme aussi de Rhinoceros, Bos, Cervus; ces derniers vraisemblablement apportés par les carnassiers.

Les *cavernes à ossements d'Angleterre*, dont la plus célèbre est celle de Kirkdale près de York, celle de Bristol et celle de Kents à Torquay contiennent surtout des squelettes de Hyœnea spelœa, tandis que les Ours et autres animaux sont en petit nombre. Dans la grotte de Kirkdale il y avait les ossements de 300 Hyènes de tous les âges avec une grande quantité de leur excréments, des restes d'Eléphants, Tigres, Ours, Loups, Hippopotames, Bufles, Cerfs. Les excréments d'Hyènes, dont la nature n'eût pas permis un long transport par l'eau et les traces de dents d'animaux sur les os des herbivores que l'on trouve là, permettent de supposer que ces Carnassiers habitaient la caverne qui n'a été envahie que plus tard. C'est de la même façon que les Hyènes prédominent sur les Ours et autres Mammifères dans la caverne de Hohlenstein en Westphalie.

Il y a dans les grottes du sud de la France une troisième faune différente des faunes diluviennes d'Angleterre et d'Allemagne par les amas extrêmement abondants d'ossements et de bois de Rennes. Il en est de même pour les brèches osseuses des pays méditerranéens. Elles remplissent les fentes des montagnes calcaires de ces contrées et sont connues en d'innombrables points depuis Gibraltar jusqu'à la pointe sud de la Grèce, comme en Corse, en Sardaigne et en Sicile. Ils sont formés de masses calcaires rougeâtres avec des coquilles terrestres et des ossements blanchis de Pachydermes, de Ruminants et de Rongeurs, parmi lesquels, outre les Rhinoceros, Elephas et Hippopotamus il y a surtout le Lagomys sardus, dont les parents n'habitent plus aujourd'hui que la Sibérie ; on le rencontre en quantités surprenantes.

Le loess. Dans nos considérations sur les continents diluviens, nous avons dépeint le continent européen d'alors, couvert de glaciers qui descendaient dans les plaines. Il nous reste encore à étudier une formation déposée aussi à l'époque diluvienne, le loess que l'on trouve dans les larges vallées et sur les pentes des pays plats. Il est formé par l'accumulation de particules de sable extrêmement fines, qui ont si peu de consistance, que la roche tache comme la farine et reste en suspension dans l'eau. Elle est d'un brun jaunâtre clair; elle forme des pentes brusques, est d'ordinaire sans stratification et se caractérise par sa teneur en calcaire, par des concrétions marneuses (poupées) et par des coquilles terrestres, plus rarement de marais, comme aussi par des ossements de Mammifères, surtout des genres Bos, Elephas, Rhinoceros, etc. Les coquilles terrestres appartiennent aux genres Helix, Pupa, Clausilia, Bulimus, Limax, Vitrina, parmi lesquels les *Pupa muscorum*, *Succinea oblonga*, *Helix hispida*, sont les plus abondantes et les plus caractéristiques. Le loess a une très-vaste répartition dans la vallée du Rhin et du Danube, dont il cause la fertilitéet où on le trouve avec une puissance qui peut atteindre de 10 à 15 mètres, reposant sur des dépôts de graviers et de galets, et creusé de ravins sans nombre aux parois presque perpendiculaires. On le rencontre aussi sur les pentes de la vallée de l'Elbe, de Meissen à Pirna, mais surtout au Nord de la Bohême, dans les bassins de la Neisse, du Mulde et de la Saale, dans les environs du Harz, en un mot partout



Fig. 444. — Helix hispida.

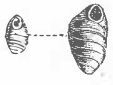


Fig. 445. — Pupa muscorum.

dans les pays qui ont subi les anciennes inondations des fleuves. C'est ce qui se voit pour les vallées de l'Oder et du Weichsel, sur les pentes des-

quelles il s'élève jusqu'à 400 mètres et forme des zones qui, par exemple, à Oswiencin, peuvent atteindre 3 milles de largeur. De la Haute-Silésie, il s'étend vers la Pologne où, à Sandomir, il a une puissance de 30 mètres. Presque partout le loess repose sur des dépôts de gravier et de sable produits de l'érosion des vallées actuelles par les fleuves, et qui ont été laissés par eux à une grande hauteur au-dessus du lit actuel.

Le loess a été formé par le dépôt des matières tenues en suspension pendant les crues des fleuves, en partie aussi par l'action des eaux atmosphériques sur les versants des vallées, dont elles détachaient de fines particules de sable pour les déposer ensuite. Il résulte de cette origine, que les restes organiques du loess sont presque exclusivement des animaux terrestres qui ont pu être atteints par les inondations.

On peut s'assurer que le loess est plus récent dans les localités où on le rencontre avec les formations erratiques du dilivium. On a donc dans ces pays deux formations qu'il faut séparer l'une de l'autre :

1) un *diluvium* plus ancien, provenant du nord (sable, gravier, lehm, à blocs).

2) un *diluvium* plus récent, fluviatile que nous venons de décrire.

Laissons l'Europe pour jeter un rapide coup d'œil sur les phénomènes diluviens en d'autres continents. Un des plus remarquables est la présence en grande abondance de squelettes d'Elephas primigenius au nord de la Sibérie, dont le sol diluvien est partout semé d'ossements de Mammouth et où l'on trouve une si grande quantité de défenses, qu'une très-grande quantité de l'ivoire du commerce provient de ce pays. C'est une preuve que ces régions, à l'époque diluvienne, étaient la principale patrie de ces animaux. Au commencement de ce siècle, on trouva dans le sol gelé à l'embouchure de la Léna, le cadavre d'un Mammouth. Il mesurait, jusqu'à la pointe de la queue, 5 mètres 50 de long et était haut de 3 mètres 10. La peau était couverte d'un poil épais, formant sur le cou et sur le dos, une longue crinière qui descendait peut-être jusqu'aux genoux; la chair était si bien conservée, que les loups et les chiens la dévorèrent; le crâne gardait encore des restes du cerveau et les yeux desséchés; entre les dents se trouvaient des débris de Conifères qui avaient servi à sa nourriture. Il y a quelques années l'on trouva le cadavre d'un second Mammouth, encore bien conservé, dans la terre gelée à la baie du Tas. On a évalué à plus de 20,000 le nombre des dépouilles de Mammouths, trouvées dans les deux derniers siècles, mises à nu par le

dégel et l'action des eaux; à la vérité, c'étaient rarement des cadavres complets. On a rencontré aussi un Rhinocéros bicorne, conservé avec sa chair, sa peau et ses poils, vers la fin du siècle dernier; il avait été aussi protégé par le sol gelé; il fut transporté en partie à Saint-Pétersbourg.

Une autre formation diluvienne au moins aussi remarquable sur le continent asiatique, est le *loess de la Chine*. Il recouvre des surfaces plus étendues que l'Allemagne, atteint 500, 800 et même 1000 mètres de puissance, enveloppe des montagnes entières, nivelle des contrées primitivement montagneuses et s'élève jusqu'à 2800 mètres au-dessus du niveau de la mer, par conséquent jusqu'aux plus hauts sommets des montagnes. Les ruisseaux et les fleuves l'ont profondément entamé, en se formant des berges abruptes au pied desquelles le loess est fouillé par le flot, qui en détache des masses puissantes emportées à la mer Jaune. Richthofen considère les tourbillons de vent comme un des principaux agents dans la formation du loess de Chine; ils auraient transporté de grandes masses de poussières enlevées au centre et à l'ouest de l'Asie; l'action destructive des eaux sur les roches des montagnes, enlevant les produits argilo-calcaires de la décomposition et les apportant dans les plaines, viendrait en seconde ligne, et puis, enfin, l'accumulation des débris de plantes des steppes pendant des milliers de générations.

On trouve dans les formations de sable, de graviers et dans les formations des marais du continent diluvien de l'Amérique du nord, les restes d'un Mastodonte (Mastodon giganteus); on en a obtenu un certain nombre de squelettes complets, dans les marais tourbeux des États de New-York, New-Jersey et sur les berges du Missouri. Sa hauteur était presque de 4 mètres, la longueur du corps atteignait environ 6 mètres et ses défenses avaient 4 mètres : on a trouvé les restes d'un estomac, avec des branches non digérées de Sapin et de Pin, dans la cavité thoracique d'un de ces animaux. Tandis que le Mastodon semble avoir surtout vécu dans la moitié nord du continent américain, la partie sud de ce même continent était peuplée par l'Elephas americanus. Ces animaux étaient accompagnés de Cerfs gigantesques, Rennes, Élans, Sarigues, Pecaris, Ovibos, Chevaux, Castors, Lions et Ours, enfin de quelques Édentés, Mylodon, Megalonyx, Megatherium, tandis que quelques-unes des formes diluviennes les plus communes en Europe, comme les Rhinoceros, Hippopotames, Hyènes et Lemmings manquent. En revanche, quelques formes perdues en Europe depuis la période tertiaire existent encore en Amérique dans les formations diluviennes, comme le Mastodon et principalement les Hipparions. La fréquence des Chevaux en Amérique, à cette époque, est remarquable; ils y sont représentés par six espèces; mais ils doivent avoir été bientôt détruits, car les ancêtres des

Chevaux qui vivent aujourd'hui en Amérique, ont été importés d'Europe ; ils représentent, par conséquent, une deuxième faune de Chevaux qui n'a aucun rapport avec la première. Au reste, on peut conclure de la composition de la faune américaine que ce continent a été jadis rattaché à l'Europe, ce qui permet d'expliquer l'égale répartition du Mammouth, de l'Élan, du Renne, de l'Ovibos et des Chevaux dans les deux faunes, tandis que les Édentés de l'Amérique du nord semblent avoir émigré du sud.

Les couches de tufs calcaires et de lehm qui recouvrent les *Pampas* de la Plata dans l'Amérique du sud sont vraisemblablement du même âge, et certainement post-tertiaires ; elles sont extraordinairement riches en débris de Mammifères. En outre des Castors, Chevaux, Tapirs, Lamas, Mastodontes, Loups, Panthères et Singes, on y rencontre principalement les Édentés et Tatous géants, tandis que les animaux diluviens les plus remarquables et les plus fréquents de l'Europe, l'Éléphant, le Rhinocéros et l'Hippopotame manquent complétement. Le *Megatherium* (fig. 446) était beaucoup plus gros que le Rhinocéros

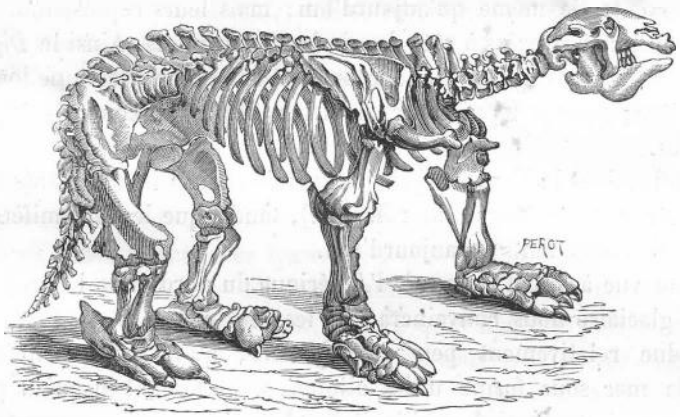


Fig. 446. — Megatherium Cuvieri.

et surpassait certainement plus de cent fois en masse le plus grand des Édentés aujourd'hui vivants; son fémur était près de trois fois plus gros que celui d'un Éléphant et sa longueur était seulement double de son épaisseur ; ses pieds avaient la longueur de l'aune et étaient armés d'ongles puissants ; la queue, qui lui servait de point d'appui, avait un développement considérable. Selon toute vraisemblance cet animal redressait la partie antérieure de son corps, en s'appuyant sur la queue et les membres postérieurs, et arrachait avec ses pieds de devant les branches qui faisaient sa nourriture.

Le *Glyptodon* (fig. 447) était un Tatou géant mesurant de la pointe de la queue à la tête 3 mètres de long ; sa carapace avait environ 2 mètres

tres. Nous avons vu que quelques Édentés avaient émigré du sud leur patrie, vers l'Amérique du nord pour y périr bientôt ; au contraire, les Mas-

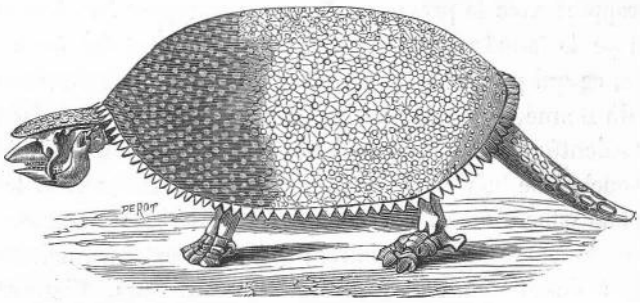


Fig. 447. — Glyptodon clavipes.

todontes, Chevaux et Tapirs diluviens des Pampas proviennent de l'Amérique du nord.

Les habitants post-tertiaires de l'*Australie* étaient exclusivement des Marsupiaux de même qu'aujourd'hui ; mais leurs représentants actuels ne sont que des nains à côté des espèces d'autrefois. Ainsi le *Diprotodon* était aussi gros qu'un Hippopotame, et son crâne avait une longueur de 1 mètre ; avec ses puissantes incisives il pouvait couper même de gros arbres.

Enfin, dans la Nouvelle-Zélande, vivaient des Oiseaux géants analogues à l'Autruche, les *Moas* (Dinornis, etc.), tandis que les Mammifères étaient aussi peu abondants qu'aujourd'hui.

Une vue à vol d'oiseau de l'Amérique du nord et de l'Europe à l'époque glaciaire nous convaincra que les deux continents avaient alors une étendue relativement peu considérable, qu'ils s'élevaient au-dessus de la mer sous forme d'îles allongées, atteignant jusqu'au pôle sans presque d'interruption, qu'ils étaient refroidis par les courants polaires et que d'innombrables bancs de glace venaient échouer contre leurs rivages. Les hautes montagnes continentales donnaient naissance à de puissants glaciers qui s'étendaient au loin dans les plaines voisines. Les pays exempts de glaciers étaient habités par des formes animales gigantesques dont la plupart disparaissent aux temps préhistoriques, quelques-uns n'étant détruits que plus tard. Le gigantesque Mammouth peuplait les forêts, le Rhinocéros bicorne les marais, l'Hippopotame les lacs et les fleuves, les Bœufs musqués, le Bison et l'Aurochs vivaient dans les plaines, les Ours, les Hyènes et le Bouquetin habitaient les montagnes. Des Cerfs de taille géante, l'Élan et le Renne, les Antilopes, les Chevaux, le Tigre et les Lions vivaient en même temps. Le caractère distinctif de la faune, opposé à celui de l'Europe actuelle, était fourni

par la coexistence de types dont les représentants ne se trouvent plus aujourd'hui que dans les pays au S., même sous les climats tropiques, avec ceux qui, encore aujourd'hui, habitent nos climats et avec les animaux des pays froids, même des régions polaires. Ainsi à l'époque glaciaire vivaient certaines espèces d'Éléphants, Rhinocéros, Hippopotames, Hyènes et Chats de grande taille, à côté du Bison, de l'Élan, du Renne, de l'Isatis, du Glouton, du Lemming, du Lagomys qui habitent aujourd'hui le nord, du Bouquetin, de la Marmotte, ainsi que du Chamois retirés sur les hautes montagnes. Nous avons déjà fait voir que, cependant, la délimitation des provinces fauniques actuelles était déjà nettement caractérisée à l'époque diluvienne et que la faune diluvienne des continents pris isolément était très-voisine de celle qui s'y trouve aujourd'hui.

On ne peut plus douter de l'existence de l'Homme à l'époque glaciaire. On a trouvé dans les alluvions de divers pays, comme à Abbeville dans la vallée de la Somme, à Saint-Acheul près Amiens, à Châtillon-sur-Seine, à Précy dans la vallée de l'Oise, à Saint-Prest-sur-l'Eure, à Hoxne en Angleterre des instruments très-grossiers en pierre, qui constituent les premières traces de l'existence de l'Homme et, en même temps, des restes, surtout des dents, d'Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Hippopotamus major, Cervus megaceros et enfin une coquille d'eau douce qui ne vit plus aujourd'hui qu'au nord de l'Afrique, la Cyrena fluminalis. Il y a, en outre, dans de nombreuses cavernes d'Allemagne, d'Angleterre, de Belgique et de France des traces de l'activité humaine et des restes humains, conservés avec les débris des animaux que nous venons d'énumérer et de la même manière qu'eux, de sorte qu'il n'est pas possible d'éluder leur contemporanéité. On appelle *diluvien ancien* ou *âge de la pierre* cette période du développement de la terre dont nous n'avons d'autres vestiges que des armes de pierre, des outils de corne et d'os extrêmement grossiers et uniformes, accompagnés de restes des animaux diluviens.

Un des plus importants témoignages de la présence de l'Homme à l'époque diluvienne ou glaciaire est une fosse dans la tourbe à la source du Schussen, ruisseau qui prend sa source près de l'abbaye de Schussenried en Souabe et coule au lac de Constance. Fraas en a donné la coupe suivante (fig. 448). A la partie supérieure se trouve la tourbe *e*, mêlée par endroits de beaucoup de graviers *f*; elle est supportée par un lit de 1 à 2 mètres d'épaisseur formé de tuf calcaire d'un jaune blanchâtre *c*, avec Pupa muscorum, Helix pulchella, Helix hispida, Clausilia obtusa et Pisidium fontinale, qui indiquent un tuf diluvien. Nettement séparé de ce tuf, quelquefois en *a* au-dessus, d'autres fois en *b* au-dessous, il y a une couche de Mousses d'un brun sombre si parfaitement conservées qu'elles

semblent fraîches. Ce sont principalement des formes du nord ou des Alpes élevées, par exemple, les Hypnum sarmentosum et Groenlandicum de

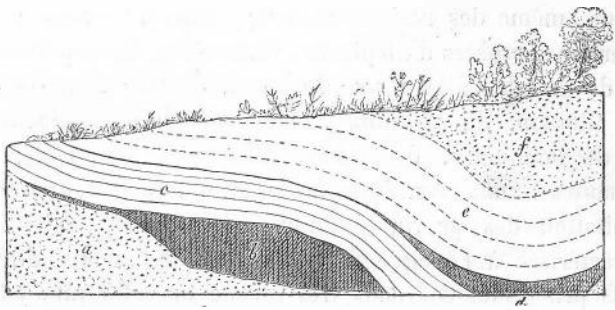


Fig. 448. — Coupe à Schussenried.

a, graviers ; *b* et *d*, terre végétale ; *c*, tuf calcaire diluvien ; *e*, tourbe ; *f*, graviers.

Laponie et de Groënland, l'Hypnum fluitans, *var.* tenuissimum, qui ne se trouve plus que sur les Alpes et dans l'Amérique arctique. Ces Mousses, mélangées de sable, jointes à un amas d'ossements d'animaux égorgés et aux produits de l'industrie humaine, forment la *couche végétale de Schussenried*, qui était vraisemblablement une fosse destinée à recevoir les débris de cuisine et autres, creusée dans les graviers *a* sur une étendue de 40 verges carrées et une profondeur de 1 à 2 mètres. Le caractère général des animaux dont les restes sont là enfouis, concorde avec celui des Mousses que nous avons nommées plus haut : il est arctique. Les débris de beaucoup les plus abondants sont ceux du Renne, tandis qu'il n'y a pas traces d'autres Cervidés. A côté de cet animal on trouve à Schussenried des squelettes de Chevaux, de Glouton, d'un Ours polaire (Ursus arctos), du Loup, de l'Isatis, du Lièvre, du Cygne et de plusieurs animaux habitant les marais. Toute cette faune a un caractère franchement nord et elle démontre pour l'époque où ces amas ont été formés, un climat reporté aujourd'hui à partir de 70° de latitude nord ou, sous nos latitudes, à la limite des neiges éternelles. Elle nous fait voir, en d'autres termes, que ces débris ont été accumulés à l'époque glaciaire. L'Homme avait déjà vécu autrefois dans ces régions. Quoiqu'on n'aie point encore trouvé de squelettes humaines, la présence de l'Homme n'en est pas moins manifeste dans le traitement qu'ont subi les os à moelle et les crânes des Rennes et des Chevaux, dans les bois de Renne travaillés, dans les instruments de silex, dans les plaques de grès et de schistes noircis par la flamme, qui tenaient lieu d'ustensiles de cuisine, dans les aiguilles de bois et d'os, dans les nodules de couleur rouge qui servaient évidemment à peindre le corps. L'Homme qui habitait la Souabe à l'époque glaciaire avait un très-faible

degré de culture ; cependant l'usage des métaux et de la poterie ne lui était point complétement étranger.

Au *sud de la France* on trouve, avec les ossements de Bison, Aurochs, Cerf, Chevreuil et Renne, des traces de l'industrie humaine, dont les poteries par exemple indiquent un degré de culture plus élevé pour l'Homme de l'époque du Renne en France que pour celui de la Souabe. Ce sont surtout des dessins de Rennes, Cerfs, Chevaux au cou court, Aurochs à crinière et Bouquetins. Cependant le caractère de cette faune n'exclut pas la possibilité qu'elle soit un peu plus récente que celle de Schussenried.

Les découvertes faites par Fraas dans la vallée de l'Atch en Souabe sont tout aussi instructives que le dépôt de Schussenried. Dans le sol boueux de cette grotte, on trouve des couteaux en silex très-grossiers, des incisives de Rennes et de Chevaux percées à la racine , des squelettes d'Ours, des bois de Renne taillés en pointe, des parties de squelettes d'Éléphants, de Rhinocéros, de Rennes, d'Antilopes et de Chats puissants, ces derniers dépassant d'un tiers la grosseur du Tigre royal. Evidemment la chasse était l'occupation principale des anciens habitants de la caverne, le but de leur chasse était l'Ours (Ursus spelæus). Les parties du squelette de ce dernier animal, long de plus de 3 mètres, nous donnent la preuve que l'homme le chassait : le crâne est toujours brisé par des coups, le maxillaire inférieur enlevé et employé comme outil, les os à moelle sont ouverts, les vertèbres sont brisées et enfin les côtes sont soigneusement disposées pour servir de flèches. Pour transformer le maxillaire inférieur en instrument maniable, on abattait la branche montante et l'on avait ainsi une poignée commode, tandis que les canines, dont on reconnaît l'empreinte sur beaucoup d'ossements servaient dehache. Il y a dans tout cela des preuves de la coexistence de l'homme avec les faunes glaciales.

Les fouilles exécutées dans la caverne de Rauher près Regensburg et dans celle de Balver ont conduit aux mêmes résultats, d'après Zittel et Dechen. Dans les couches de lehm par endroits riches en humus, en d'autres points mêlées de galets de grès et de calcaires, qui recouvrent le sol de la grotte, on trouve, outre les restes appartenant aux genres Equus, Sus, Mustela, Castor, Cervus, Elephas primigenius, Rhinoceros tichorhinus, Ursus spelæus, Hyæna spelæa, Felix spelæa, des fragments de poterie grossière, des os et du bois travaillés ou carbonisés, des outils de schistes siliceux et de silex, des fragments travaillés de schistes et de grès et enfin du charbon de bois.

En outre, plus de soixante cavernes ont été explorées par Dupont, dans les environs de *Namur*, dans les territoires rocheux de la vallée de la Meuse et de ses affluents. Les graviers et la boue fluviatile qui recouvrent leur

sol contiennent en abondance les ossements, quelquefois brisés par la main de l'Homme, de l'Ours des cavernes, de la Hyène des cavernes, du Renne, du Mammouth, des Rhinocéros, de l'Aurochs et du Chamois et en outre des parties isolées de squelette humain ; on y a trouvé environ vingt-quatre mille outils en silex grossièrement taillés.

Une preuve tout à fait semblable a été fournie par une plaque d'ivoire trouvée dans le Périgord. Elle montre le dessin très-reconnaissable de plusieurs Mammouths : les défenses recourbées et les petites oreilles qui distinguent le Mammouth des Éléphants, ont été très-bien rendues, de même que la longue crinière descendant du cou et de la poitrine jusqu'aux genoux. La découverte d'ossements d'Hippopotame, de Mammouth, de Rhinocéros, accompagnés d'instruments en silex grossièr, dans les dépôts de graviers connus dans les vallées de la Somme et de l'Eure, dans le Suffolk, montrent la contemporanéité de l'existence des animaux diluviens et de l'Homme.

Comme nous l'avons dit, dans aucune des cavernes à ossements que nous venons de décrire rapidement, on ne trouve d'ossements humains. L'Homme n'y a laissé que des traces de son activité. Les rares débris de l'Homme diluvien donnent cependant sur lui quelques renseignements. Ainsi, l'on a trouvé à *Abbeville*, en Picardie, avec des silex grossièrement taillés et des os de Rhinocéros travaillés, un maxillaire inférieur et plusieurs ossements d'Homme ; à *Aurignac*, dans la Haute-Garonne, avec des ossements de Renne, de Rhinocéros et de Cerfs géants qui présentaient des traces d'industrie, on a rencontré dix-sept squelettes humains, malheureusement perdus pour la science ; à *Néanderthal*, on a trouvé un crâne ; dans les grottes près de *Liége*, plusieurs débris de crânes ; dans le département de la *Dordogne*, des portions de squelettes d'au moins cinq individus. Toutes ces découvertes sont cependant trop incomplètes et trop isolées pour que l'on puisse en tirer des conséquences générales sur la structure anatomique des habitants de l'Europe à l'époque diluvienne. On ne peut conclure que sur leur genre de vie. Ces plus anciens hommes dont nous ayons des traces habitaient des cavernes et étaient aussi peu civilisés que possible, l'usage des métaux leur était complétement inconnu, la plupart n'avaient pas de poteries, leurs outils et leurs armes étaient des silex grossièrement taillés et des os à peine travaillés ; au lieu de se servir pour la cuisson de leurs aliments de vases d'argile, ils avaient des plaques de schistes et de grès, l'agriculture leur était inconnue ; ils demandaient leur nourriture à la chasse et avaient à soutenir une lutte terrible contre les puissants représentants du monde animal. En même temps, ils avaient à braver un climat de beaucoup plus froid que n'est aujourd'hui l'Europe centrale.

La durée de l'*âge de pierre ancien* doit avoir été extrêmement longue, car au commencement de l'*âge de pierre récent*, le monde animal et végétal et les conditions climatériques étaient devenus très-semblables à ce qu'ils sont aujourd'hui.

Par suite des soulèvements séculaires, le continent diluvien de l'Europe s'agrandissait progressivement et la plaine du nord s'élevait au-dessus du rivage de la mer ; la Suède et la Finlande s'élevaient comme des digues et séparaient la Baltique des mers arctiques, arrêtant ainsi les courants froids et les montagnes de glace. Le climat continental étant devenu moins froid, des vents plus chauds commençant à régner, les glaciers diminuaient, leurs lignes de fusion remontaient et ils finissaient par se retirer sur les hautes montagnes. L'Allemagne avait pris sa configuration générale. Sous ces nouvelles conditions, les derniers témoins de l'ancien état de choses disparaissaient, d'autres se retiraient dans les zones froides ou montaient jusqu'aux limites des neiges éternelles, et un nouveau monde animal venait prendre possession de nos climats. L'Homme se répandait de plus en plus et développait ses facultés. A l'âge de pierre ancien succédait, au moins dans l'Europe centrale, l'*âge de pierre récent* avec ses pilotis et ses tumulus. Puis venait l'*âge de bronze :* aux silex taillés s'ajoutaient les objets et les armes de bronze venus du sud. L'âge de bronze était suivi de l'*âge de fer*, avec lequel commence en beaucoup de cas la *période historique*. Les dépôts de roches formés depuis la disparition du monde glaciaire, par conséquent depuis l'âge de la pierre récente, sont appelés *alluvions* ou *formations récentes* ou *formations quaternaires récentes*. Elles sont dues à l'action des eaux et de la glace, à l'influence du vulcanisme, de la vie organique : nous avons étudié longuement ces différents agents au commencement de cet ouvrage. A ces causes s'ajoutent les modifications apportées par l'Homme dans le milieu qu'il habite. La variété de la nature inorganique, la richesse actuelle des faunes et des flores est une conséquence nécessaire de tous les phénomènes qui se sont passés sur le globe ; il en est de même du développement intellectuel si élevé de l'Homme. Sous l'influence de l'observation, de l'expérience, des acquisitions et des découvertes successives, l'Homme de l'époque du Mammouth, du Renne et de l'Ours des cavernes s'est assujetti la terre.

TABLE ALPHABÉTIQUE

A

Abietites Linki, 553.
Acadiennes (couches), 383.
Acanthodes, 450.
Acer, 544, 557.
Acervularia, 371.
Acrodus, 465.
Actinocrinus, 419.
Actinolithiques (schistes), 49.
Affaissement, 164; exemples, 167.
Affleurement, 302.
Agate, 194.
Age (détermination pour les couches et les montagnes), 311.
Age relatif des formations, 333.
Age relatif des bouleversements, 310.
Agelocrinus rhenanus, 396.
Agnostus, 378.
Ahr (couches de l'), 405.
Ahrien, 405.
Aiguilles de glace, 38.
Ailes de couches, 305.
Albâtre, 42.
Albien, 564.
Alethopteris, 416, 443.
Albertia, 464, 468.
Algues, 472.
Alluvions, 649.
Almaden, 390.
Alnus, 557, 595.
Alpes, 15.
Alpin (trias), 40. — Glaciers, 495.
Alternance des couches, 304.
Altérabilité des roches, 179.
Alunite, 118.
Alvéolites, 395.
Amalthéennes (argiles), 514.
Amandes, 22.
Amblypterus, 422, 445.
Ambre fossilifère, 597.
Ammonites triasiques, 464; jurassiques, 504; crétacées, 546; A. binodosus, 497; Studeri, 497; eryx, 497; floridus, 500; tornatus, 501; Metternichi, 502; aon, 499; Bucklandi, 511; planorbis, 595; angulatus, 511; raricostatus, 511; capricornus, 512; costatus, 512; serpentinus, 512; jurensis, 513; amaltheus, 512; bifrons, 513; heterophyllus, 513; Joannis Austriæ, 509; jarbas, 509; opalinus, 518; Murchisonæ, 518; torulosus, 519; Humphresianus, 520; Parkinsoni, 520; macrocephalus, 520; ornatus, 520; biarmatus, 528; perarmatus, 528; plicatilis, 528; ptychoicus, 532; tortisulcatus, 532; hybonotus, 532; lithographicus, 532; noricus, 549; Milletianus, 555; rhotomagensis, 556; varians, 556; Woolgari, 558; peramplus, 558; margæ, 562; nisus, 555; tricarinatus, 562; globus, 498; tornatus, 499; planulatus, 526.
Amphibole (voy. Hornblende).
Amphibolite, 48; huronien, 355.
Amphilogitiques (schistes), 102.
Amphiboliques (schistes), 48.
Amphistegina, 606.
Amphitherium, 607.
Amplexus, 419.
Amygdaloïdes, 24.
Anamésite, 86.
Ananchytes, 562.
Anchitherium, 601
Ancyloceras (couches à), 550, 555.
Andésite augitique, 84,
Andésite, 265; amphibolique, 78; quarzifère, 78; tertiaire, 616.
Andrias Scheuchzeri, 609.
Angiospermes, 544.
Angulatus (couches à), 513.
Anhydres (transformation en roches hydratées), 182.
Anhydrite, 42; changement en gypse, 183; dyas, 454.
Annularia, 415.
Anodonta, 486.
Anomopteris, 464, 468, 480.
Anomozamites, 553.

Anoplophora Munsteri, 500.
Anthracite, 55; formation, 252; silurien, 252, 368; dévonien, 392; carbonifère, 412.
Anthracosia, 421.
Anthracosaurus, 423.
Anthracotherium, 592.
Anticlinale (structure), 305.
Antilopes, 601.
Apatite, 30, 46.
Aphanite, 81.
Aphanitique (structure), 23.
Apiocrinus, 518, 525.
Aplatissement de la terre, 3.
Apophyses des roches, 263.
Aporrhais speciosa, 592.
Aporoxylon, 394.
Appalaches (bassin carbonifère des), 451.
Aptien, 564.
Aptychus, 526.
Aptychus (calcaire et schistes), 531.
Aquitanien, 615.
Araignées, 505.
Araucarites, 394, 418, 508.
Araucaroxylon, 485.
Arca, 375, 444, 597.
Archaïques (formations), 344.
Archæocidaris, 420.
Archæopterix, 527.
Archegosaurus, 446.
Architectonique, 301.
Arctocyon, 582.
Ardoises, 115; de Stonesfield, 521.
Arenicolites, 357.
Arenig (groupe d'), 379.
Argent; filons de Freiberg, 365; de Kongsberg, 364; de Przibram, 364; d'Andreasberg, 365.
Argile, 24, 112.
Argile basaltique, 88.
— ferruginense, 516.
— crétacée, 543.
— plastique, 582.
— salifère, 455.
— schisteuse, 114, 411.
Arkose, 109.
Arthrophycus, 370.
Arthropodes, 473.
Asaphus, 378.
Asphalte, 55, 185.
Aspidorhynchus, 531.
Aspidura, 472.
Asplenites, 486.
Astacidés, 531.
Astarte (bancs à), 522.
Asterias Schulzei, 562.
Asterophyllites, 394, 415.
Astien (étage), 615.
Astræospongia, 370.
Astronomie, 2.
Astylospongia, 370.
Athyris concentrica, 397.
Atolls, 247.
Atmosphère, 8, 256.
Atmosphériques (pluies), 240.
Atrio del cavallo, 127.
Atrypa reticularis, 374.
Aturia zigzag, 580.
Augite, 188.
Aulacoceras, 502.
Aulocopium, 370.
Aulopora, 394.
Avicula; silurien, 375; carbonifère, 421; dyasique, 444; triasique, 485.
Avicula aptiensis, 556; contorta, 485; echinata, 520; gryphœoïdes, 555; macroptera, 549; speluncaria, 444.
Axinus obtusus, 599.
Azoïque (formation), 344.

B

Bactryllium, 500.
Baculites anceps, 562; Faujasi, 565.
Bagshot (sables de), 581.
Bairdia (calcaire à), 482.
Bala (couches de), 379.
Bancs de glace, 254.
Bancs coquillers, 247.
Bancs de Foraminifères, 247.
Barrancos, 129.
Barrande (silurien), 381.
Barre, 222.
Barres mouvantes, 225.
Barrière (récifs en), 247.
Barton (argile de), 581.
Bartonien (étage), 612.
Barytine (spath pesant), 46.
Basalte, 85; décomposition, 190, 195; métamorphoses de contact, 265; dévonien, 409; tertiaire, 620; néphélinique, 92; leucitique, 93; haüynique, 94; plagioclasique, 86; vitreux, 95; argile, 88.
Bassin (structure en), 307.
Bastite, 91.
Bathonien, 521.
Bathybius, 247.
Belemnites, 504; acuarius, 513; Brunswicensis, 555; Ewaldi, 21; canaliculatus, 520; giganteus, 520; hastatus, 528; digitalis, 513; mucronatus, 561; quadratus, 561; paxillosus, 512; subhastatus, 520.
Bellerophon, 421.
Belodon, 486.
Belonite, 54.
Belvedère (couches de), 607.
Bembridge (série de), 588.
Betula, 593.
Beyrichia, 376.
Bivalves; silurien, 374; dévonien, 397; carbonifère, 421; dyas, 444; trias, 502; jurassique, 518; crétacé, 546; tertiaire, 585.

Blackband, 51.
Blastoïdées, 378, 396, 419.
Blattersteinschiefer, 117.
Blattina, 450.
Bleiberg (couches de), 500.
Blocs de lave, 106.
Blocs erratiques, 106, 625.
Bohnerz, 595.
Bombes, 106.
Bonebed; silurien, 111; triasique, 481.
Bora, 241.
Boracite, 456.
Borsonia, 599.
Boue (volcans de), 254.
Bouleversement de couches, 205.
Bovey-Tracey (lignites de), 590.
Bracheux (sables de), 582.
Brachiopodes; silurien, 373; dévonien, 396; carbonifère, 420, 424; dyas, 444; trias, 503; jurassique, 518; crétacé 545.
Bracklesham (sables de), 581.
Brèches, 24, 111, 506; osseuses, 111.
Bronteus, 378, 399.
Brontozoum, 491.
Bronze (âge du), 649.
Buccinum prismaticum, 606; bullatum, 597.
Buchenstein (calcaires de), 498.
Buntersandstein, 465.

C

Cainozoïque (groupe), 573.
Calamine (muschelkalk), 471.
Calamites; dévonien, 394; carbonifère, 414.
Calamocladus, 414.
Calamopora, 371, 395, 419.
Calcaire, 278.
— argileux, 44.
— de montagne, 412; carbonifère, 412; jurassique, 507, 524; dyas, 447; de Beauce, 592; grossier, 585.
Calcaire grenu, 43; compacte, 43; fétide, 44; siliceux, 44; dolomitique, 44, 480; oolithique, 44; pisolithique, 43, 563; porceux, 44; cristallin, 347; de l'Eifel, 402; magnésien, 458; coquiller, 465; ondulé, 469; spongieux, 470.
Calceola sandalina, 395.
Calcéoles (schistes à), 405.
Caldera, 129.
Callipteris, 450.
Callovien, 521.
Calmes (région des), 239.
Calymene, 376, 378.
Camaropharia, 444.
Cambrien, 354.
Campill (couches de), 496.
Canis, 590.
Cannelcoal, 53.
Caprina, 557.
Caprotina ammonia, 556.
Caradoc (groupe de), 379.
Carbonates (formation aux dépens des silicates), 186.
Carbonifère, 431; pétrographie, 411; rapports, 412; paléontologie, 413; répartition, 427; conditions climatériques, 432; formation de la houille, 432; vulcanisme, 434; résumé, 440.
Carbonifère (calcaire), 412.
Carcharodon angustidens, 609.
Carbonisation, 248.
Cardinia concinna, 511.
Cardiolainterrupta, 374.
Cardita crenata, 590; sulcata, 582.
Cardita (couches à), 498.
Cardium porulosum, 584; rhæticum, 503; cloacinum, 503; austriacum, 503; Hausmani, 597.
Carnalite, 456.
Caryocystides, 372.
Caryophyllia, 597.
Cassian (couches de Saint-), 498.
Cassianella, 498.
Cassis, 584.
Castor, 643.
Catopterus, 491.
Catskill (groupe de), 384.
Caulerpites, 443.
Caulopteris, 468.
Caverneuse (structure), 24.
Cavités (formation), 202.
Cavernes à ossements, 638.
Cendres (cônes de), 123.
Cendres volcaniques, 106.
Cénomanien, 556.
Centrale (chaleur), 5.
Cephalaspis, 399.
Cephalopodes; silurien, 373, 375; dévonien, 398; carbonifère, 420; dyas, 445; trias, 472; jurassique, 531.
Ceratites, 464.
Ceratodus, 481.
Cerithium concavum, 588; giganteum, 584; hexagonum, 584; plicatum, 589; margaritaceum, 604; lignitarum, 606; pictum, 607; lævum, 597; cinctum, 604.
Cervus (diluvien), 636.
Chætetes, 419.
Chaînes de montagne, 14; formation, 174.
Chama squammosa, 582.
Chamærops, 595.
Changement de niveau, 164, 169.
Chats, 601.
Chaudières des géants, 210.
Chaux (précipitation de la), 245, 244.
Chazy (groupe de), 384.
Chéloniens, 505.
Chemnitz, 501.
Chenopus pes-pelicani, 609.
Chiastolithiques (schistes), 104.

Chillesford (lits de) 610.
Chimie, 2.
Chirotherium, 468.
Chiton, 445.
Chloroschistes, 49, 102.
Chondrites, 570, 508.
Chonetes, 578.
Cidaris florigemma, 528 ; coronata, 526 ; vesiculosa, 556 ; dorsata, 501 ; Hausmani, 501.
Cincinnati (zone), 584.
Cinnamomum, 595.
Cipit (calcaire de), 498.
Classification des roches, 38 ; des filons, 322 ; des montagnes, 14 ; des terrains, 341.
Clastiques (roches), 25.
Clathropteris, 480.
Clinton (grès de), 584.
Clymenia, 598.
Cnemidium, 550.
Coccosteus, 400.
Cochon, 605.
Cochliodus, 422.
Cœloptychium, 562.
Coléoptères, 505.
Collectifs (types), 329.
Collines, 13.
Colonies, 581.
Colorado (système de ravins du), 208.
Compacte (structure), 25.
Concordance des couches, 309.
Concrétions, 21.
Cônes volcaniques, 122, 123.
Congeria, 604 ; couches à, 606.
Conglomérats, 109 ; laurentien, 547 ; huronien, 554 ; carbonifère, 411, 425 ; dyas, 109, 447, 455 ; jurassique, 506 ; aurifère, 110, 611.
Conifères ; dévonien, 394 ; carbonifère, 415 ; trias, 480 ; lias, 508, 555 ; tertiaire, 597.
Conocardium, 421.
Conocephalus, 578.
Contact (métamorphoses de), 292.
Continents ; groupement, 8 ; division, 8 ; contour, 10 ; affaissement, 169 ; régularité, 10, 172 ; formation, 171.
Conulariées, 597.
Conus deperditus, 584.
Coralrag, 529.
Coraux ; silurien, 371 ; dévonien, 394 ; carbonifère, 424 ; jurassique, 505 ; crétacé, 545.
Corbis Mellinghi, 500 ; lamellosa, 584.
Corbula Rosthorni, 500 ; subpisum, 592.
Cordaites, 450.
Cordiérite, 96.
Cornbrash, 520.
Cornubianite, 97.
Corsite, 97.
Coticule, 115.
Coulées, 315.
Courants océaniques, 219.
Courants de lave, 145.
Crag blanc, 610.
— rouge, 610.
— de Norwich, 610.
Craie, 45, 542 ; crétacé, 545.
Craie corallienne, 543 ; à écrire, 542.
Craie blanche, 559.
— marneuse, 558.
— glauconieuse, 556.
— supérieure, 562.
Crania Ignabergensis, 562.
Crassatella ponderosa, 584 ; sulcata, 582.
Cratères, 121 ; îles cratères, 130.
Credneria, 544.
Crétacé, 542 ; paléontologie, 544 ; facies N. et S., 547 ; division, 548 ; tableau, 550 ; répartition, 563 ; disposition des couches, 569 ; roches éruptives, 570 ; développement organique, 571.
Crinoïdes ; silurien, 372, 378 ; dévonien, 396 ; carbonifère, 419, 424,
Crioceras (couches à), 554.
Cristallisation dans des cavités, 195.
Croûte de solidification de la terre, 326.
Crustacés ; dévonien, 398 ; jurassique, 531 ; crétacé, 546.
Cryptocrinus, 372.
Ctenodus, 422.
Cuboïdes (couches à), 402, 404.
Cuivre ; lac Supérieur, 390 ; rothliegende, 448.
Culm, 424.
Culturschicht de Schussenried, 645.
Cunninghamites, 557.
Cupressinoxylum, 597.
Cupressocrinus, 396.
Cyathaxonia, 371, 419.
Cyatheites, 445.
Cyathina, 597.
Cyathocrinus, 373, 419.
Cyathophyllum cespitosum, 395 ; helianthoides, 395.
Cycadées, 491, 505, 508, 553.
Cyclas, 554.
Cyclopteris, 394, 416.
Cypridina, 399.
Cypridines (schistes à), 381, 404,
Cyrena cuneiformis, 582 ; semistriata, 589 ; fluminalis, 631.
Cyrtoceras, 375, 398, 445.
Cystidées, 372, 378 ; dévonien, 396 ; carbonifère, 419.
Cystiphyllum, 395.
Cytherea incrassata, 592.

D

Dachschiefer, 115.
Dachkloz, 454.
Dachstein (calcaire de), 505.

Dacite, 78.
Dactylopora, 501.
Dadocrinus, 697.
Dadoxylon, 394, 418.
Danien, 563.
Daonella, 499.
Dapedius, 511.
Darwinienne (théorie), 527.
Décomposition des roches, 179.
Déformation des Ammonites, 546.
Deister (grès de), 553.
Deltas; formation, 215; Nil, 216; Pô, 217; Rhône, 217; Rhin, 217; Mississipi, 218.
Dendrerpeton, 425.
Dentalina, 561.
Dentalium; lævе, 445; badense, 606; Kickxii, 592.
Déplacement des fleuves, 215.
Dépôt par les eaux courantes, 215.
Dépôts souterrains, 193.
Dérivation de filons, 323.
Descendance (théorie de la), 527.
Dévitrification, 31.
Dévonien; pétrographie, 392; paléontologie, 392; division, 399; répartition, 401; tableau, 407; phénomènes volcaniques, 408; résumé, 411.
Diabase, 79, 271; formation, 267; huronien, 360; silurien, 386; dévonien, 408; carbonifère, 434; amygdaloïde, 81; aphanitique, 80; grenue, 80; porphyrique, 80; quarzifère, 409; schisteuse, 80.
Diadema, 525.
Diallage, 89.
Diamant, 555.
Diceras, 525.
Diceras (calcaire à), 550.
Dichroïte, 96.
Dictyonema, 372.
Didelphis, 590.
Dikelocephalus, 378.
Diluviens (glaciers), 622.
Diluvium, 621; faune, 650; continents, 653; division, 631.
Dimerocrinus, 375.
Dimensions de la terre, 3.
Dinoceras, 577.
Dinornis, 644.
Dinotherium, 601.
Diorite, 75, 271; formation, 267; dévonien, 408; nouveau grès rouge, 492; aphanitique, 76; micacée, 75; porphyrique, 76; orbiculaire, 77; schisteuse, 76; quarzifère, 75.
Diplograpsus, 372.
Dipnoï, 465.
Diprotodon, 644.
Dirtbed, 535.
Discoidea, 550.
Discordance de stratification, 309.
Dislocations, 308.
Dissolubilité des roches, 197.
Dissolution (processus hydrochimiques), 181.
Ditroïte, 68.
Division des roches par la chaleur, 290.
Division des formations, 341.
Dogger, 515; disposition, 516; paléontologie, 517; division, 518.
Dolérite néphélinique, 92; plagioclasique, 84.
Dolomie ondulée, 478.
Dolomie, 45; trias, 480; jurassique, 524.
Dolomitisation, 283.
Domanikkalk, 405.
Dômes, 314.
Domite, 66.
Drift, 627.
Dromatherium, 492.
Druses, 193.
Druses-filons, 319.
Dryandroïdes, 595.
Dunes, 323.
Dunite, 97.
Dyas, 441.
— d'Allemagne, 446, 457.
— d'Angleterre, 458.
Dykes, 449.
Dynamique (géologie), 120.

E

Eaux (action des), 175; activité chimique, 178.
Eau liquide, 175.
Eaux courantes, 204.
Eaux minérales, 177.
Eboulements, 202.
Ecailleuse (structure), 23.
Echinodermes fixant la chaux, 248.
Echinodermes; silurien, 372; carbonifère, 419; dyas, 444; jurassique, 518; crétacé, 545; tertiaire, 572.
Echinoencrinus, 372.
Echinolampas, 599.
Echinosphærites, 372.
Écosse (glaciers d'), 626.
Efflorescence, 187.
Effondrement, 205.
Egeln (formation marine d'), 597.
Eifel (volcans de l'), 617.
Einbeckauser (calcaire à dalles d'), 555.
Eisenglimmergneiss, 98.
Eklogite, 96.
Elan, 642.
Elæolithe dans l foyaïte, 67; miascite et ditroite, 68.
Elbingerode (grauwacke d'), 404.
Elephas primigenius, 641.
Ellipsoïdale (forme de la terre), 3.
Emsch (marnes d'), 562.
Emys, 526.
Enaliosauriens, 423.
Encrines (calcaires à), 470.

Encrinus, 464, 472, 501.
Entglasung, 31.
Eocène, 580; du bassin de la Seine, 582; du Sud, 584.
Eosaurus, 423.
Eozoon, 349.
Eponges; jurassique, 525; crétacé, 545.
Eppelsheim (sables d'), 605.
Equisétacées, 463, 491.
Equisetum, 464, 468, 480.
Erosion, 207.
Erratiques (blocs), 106, 623.
Eruption des volcans, 141.
Eruptives (roches); formations archaïques, 360; silurien, 386; dévonien, 408; carbonifère, 434; dyas, 450; trias alpin, 490; nouveau grès rouge, 458; jurassique, 541; crétacé, 570; tertiaire, 616.
Eschara, 546.
Espèces minérales, 38.
Essen (sables d'), 556.
Estheria, 450, 481.
Etirée (structure), 23.
Eucalyptocrinus, 396.
Eugeniacrinus, 525.
Eulysite, 97.
Euomphalus; dévonien, 397; carbonifère, 421.
Exogyra virgula, 525; Couloni, 549; lateralis, 556; columba, 556; laciniata, 562.

F

Facies des formations, 332.
Fahlbandes, 348.
Failles, 308; silurien, 389; carbonifère, 437.
Faîte, 14.
Farine fossile, 48.
Faunes et flores dues aux changements de niveau, 171, 328.
Faüle, 454.
Faxoë (calcaire de), 563.
Feldspathiques (roches), 58.
— — (tableau), 57.
Felis spelæa, 639.
Felsitfels, 63, 270.
Felsitpechstein, 63.
Felsitporphyre, 61; formation, 267; silurien, 386; dévonien, 409; carbonifère, 434; jurassique, 540.
Felsitique (structure), 63.
Fenestella, 444.
Fentes dans les glaciers, 309.
Feuilles (grès à), 609.
Fer (minerai de) laurentien, 345; huronien, 356; silurien, 186; dévonien, 392; dyas, 147; lias, 507; dogger, 516; crétacé, 544.
Fer (pyrite de) décomposition, 185.
Fer (hydrate d'oxyde), 185; réduction, 618; dépôt, 197.
Fer (silicate d'oxyde) réduction, 185; dépôt, 186.
Fer (carbonate d'oxydule), 186.
Fer spathique, 50.
— argileux, 50.
— carbonaté, 51.
— oolithique, 52.
— magnétique, 52.
Fibreuse (structure), 23.
Ficus, 593
Filons, 27, 195, 319; huronien, 363, silurien, 386; dévonien, 410; carbonifère, 434; dyas, 456; crétacé, 570; rapports, 325; structure, 321.
Filons-couches, 316.
Filons (dérivation des), 323.
Flabellaria, 597.
Flabellina, 561.
Flamboyantes (marnes), 543.
Fleckenschiefer, 104.
Fleuves, 213; transport, 204; changement de cours, 213; érosion, 207.
Flint, 47.
Flotzleerer sandstein, 425.
Fluctuations microscopiques, 34.
Fluide (état de la terre), 3.
Flux et reflux, 220.
Flux (action du), 220.
Flysch, 587.
Fonds de la mer, 17.
Fongies, 559.
Fonte (ligne de), 229.
Fontainebleau (grès de), 589.
Forages, 6.
Foraminifères formant dépôts, 248.
Forellenstein, 91.
Formations, 330.
Formations archaïques, 341.
— palæozoïques, 340.
— cainozoïques, 338.
— mesozoïques, 339.
Formation de la terre, 342; continents, 171; cônes volcaniques, 122; volcans homogènes, 151; bombes, lapilli, cendres, sables, 107; roches sédimentaires, 273.
Formation fondamentale, 343.
Formation cristalline, 297.
Forme de la terre, 3.
Fossiles, 334.
Fossiles caractéristiques, 334.
Fougères; dévonien, 394; carbonifère, 415; trias, 472; carbonifère, 491.
Foyaite, 67.
Fragmentaires (roches), 251.
Franklinite, 349.
Freiberg (filons de), 363.
Frottement (stries de), 625.
Friedrichshall (calcaire de), 479.
Fruchtschiefer, 104.
Fucoïdes, 369; dévonien, 393; dyas, 443; lias, 508.

Fucoïdes (grès à), 370, 587.
Fucoïdes cauda-galli, 393.
Fuller's earth, 115.
Fumeroles, 140.
Fusulina cylindrica, 418.
Fusus elongatus, 592; multisulcatus, 599; Koninckii, 599.

G

Gabbro, 89; dévonien, 408.
Gabbro-norite, 91.
Gailenreult (grotte de), 639.
Galerites, 558.
Galets, 106.
Galène, 471.
Galestes, 533.
Ganoïdes, 526, 547.
Ganoïdes hétérocerques, 422, 469.
Ganoïdes homocerques, 510.
Garbenschiefer, 104.
Gastéropodes; silurien, 375; dévonien, 397; dyas, 444; trias, 472; crétacé, 563, 585; tertiaire, 577.
Gaz (sources de), 253.
Gault, 555.
Géants (chaudières des), 210.
Géodes, 22.
Géographie, 2.
Géologie, 1; division, 1; sciences qui lui viennent en aide, 2; pétrographique, 1; dynamique, 2, 120; pétrogénétique, 2, 260; architectonique, 2, 301; historique, 2, 325.
Geosaurus, 505, 526.
Géothermie, 6.
Gervilllia; dyas, 444; trias, 464; nouveau grès rouge, 490.
Geyser, 154.
Girafe, 601.
Glace, 39; action géologique, 224.
Glace d'eau, 40.
Glace de glacier, 40.
Glace (bancs de), 234.
Glaciaires (dépôts), 626.
Glaciaire (âge), 621.
Glaciers, 224.
Glaciers : structure, 225; mouvement, 226; limite inférieure, 229; répartition, 230; moraines, 232; à l'âge glaciaire, 623; lits des, 234; glace des, 225; stries des, 625.
Glaciers de Scandinavie et des îles Britanniques, 625.
Glaciaire (polissage), 234.
Glauconieuse (craie), 556.
Glauconieuses (marnes), 46.
Glauconieux (grès), 556.
Glindow (argile de), 631.
Glissement des montagnes, 209.
Globulaire (structure), 61.
Glyptodon, 643.
Gneiss, 97.
Gneiss rouge et gris, 98.
— laurentien, 345.
— amphibolique, 98.
— bacillaire, 98.
— granitique, 59, 97.
— cordiéritique, 98.
— graphitique, 98.
— phyllitique, 354.
— protogynique, 98.
— oligistique, 98.
— oculaire, 98.
— micacé, 98.
— porphyrique, 98.
Goniatites (schistes à) calcaires, 404.
Goniatites sphæricus, 424.
Goniatites (dévonien), 398; carbonifère, 421.
Golfes, 308.
Gosau (couches de), 497.
Gössling (couches de), 497.
Goudron minéral, 55.
Granite, 58; sédimentaire et éruptif, 56, 267; laurentien, huronien, 361; silurien, 388; dévonien, 409; jurassique, 541; métamorphoses de contact, 269.
Granite syénitique, 60.
Granite porphyrique, 60.
Granite graphique, 60.
Granitite, 59.
Granitiques (filons), 196.
Granulite, 99; laurentien, 346.
Granulite gneissique, 99.
Graphiques (schistes), 100.
Graphite, 54; laurentien, 347.
Graptolithes (schistes à), 381.
Graptolithes, 372, 378.
Grauliegende, 447.
Grauwacke, 410.
Grauwacke supérieure du culm, 425.
Grauwacke (formation de la), 366.
Grauwacke de Coblentz 401.
Grauwacke carbonifère, 411.
Gravier, 106.
Greisen, 95.
Grenue (structure), 123.
Grès, 24, 107; formation, 280; carbonifère, 411; dyas, 447; trias, 480; dogger, 516; crétacé, 542.
Grès bigarré, 465; pétrographie, 465; paléontologie, 468; tableau, 467.
— bitumineux, 108.
— coquiller, 471.
— à Fucoïdes, 587.
— de Fontainebleau, 589.
— des Vosges, 466.
— de Beauchamps, 584.
— verts, 107.
— rouge (vieux), 401.
— rouge (nouveau), 490.
Gresslya abducta, 520.
Grossier (calcaire), 583.

Gröden (couches de), 496.
Grotte à ossements. 639.
Grottes (formation de), 202.
Grotte du Chien, 140.
Groupe des formations cainozoïques, 341.
— — mésozoïques, 341.
— — paléozoïques, 341.
— — archaïques, 342.
Groupement des océans et des continents, 8.
Grünstein, 79.
Gryphæa arcuata, 511 ; cymbium, 512.
Gryphæa (calcaire à), 511.
Guano, 55.
Guelph (calcaire de), 384.
Guhr, 282.
Gulf-stream, 219.
Gutbiera, 464.
Guttenstein (couches de), 496.
Gymnospermes, 505.
Gypse, 42 ; transformation en anhydrite, 183.
Gypse spathique, 42.
Gypse fibreux, 42.
Gyrolepis, 464.

H

Haffen, 222.
Hallianassa Studeri, 604.
Hälleflint, 101.
Hallstadt (calcaire de), 498.
Halobia Lommeli, 500 ; rugosa, 502.
Halobia (couches à), 499.
Halysites catenularia, 371.
Halysites Dechenanus, 395.
Hamberger-Stallig, 221.
Hamilton (groupe d'), 407.
Hamites, 555.
Haplocrinus, 396.
Haselgebirge, 111.
Hastings (sables d'), 553.
Hauptkiesel-chiefer, 382.
Hauteur relative et hauteur absolue, 11.
Hauteur moyenne des continents, 12.
Haüyne, 94.
Haüynique (basalte), 94.
Haüynophyre, 94.
Headon (série de), 588.
Helix hispida, 640.
Helix occlusa, 580.
Helvétien (étage), 609.
Hemicidaris, 526.
Hemicosmites, 373.
Hempstead (série de), 589
Hils, 548.
Hils (conglomérat de), 548.
Hils (grès de), 548.
Hils (argile de), 548.
Hipparion, 601.
Hippopotamus, 639.
Hippotherium 604.
Hippurites (calcaire à), 559.
Hippurites, 547, 559, 565.
Historique (géologie), 325.
Hoang-Ho, 213.
Holaster, 556.
Holectypus, 518.
Holoptychius, 389.
Homalonotus, 378, 399.
Homme, 645.
Homogène (structure), 25.
Homogènes (volcans), 147.
Homologues (forme) des continents, 11.
Honigstein, 52.
Hornblende, 188; granite porphyrique, 60 ; syénite, 60 ; diorite, 75 ; corsite, 97 ; quarz trachytique, 64 ; trachyte, 60 ; andésite, 265.
Hornfels, 292.
Hornstein (silex corné), 48.
Houille et charbons, 53, 54 ; formation et lenteur des processus, 249; caractères différents des houilles, 153; dévonien, 392; carbonifère, 412; trias, 482, 484; jurassique inférieur, 507; dogger, 516 ; crétacé, 544 ; diluvium, 635.
Houille (variétés), 595.
Houiller, 425.
Huiles minérales, 55.
Huronia, 375.
Huronien, 353 ; rapports, 353 ; description, 353; répartition, 360 ; volcans, 360.
Hyalomicte, 95.
Hyæna spelæa, 639.
Hybodus, 465, 475.
Hydatopyrogènes, 261.
Hydatothermiques (imprégnations), 264.
Hydro-chimiques (processus), 181.
Hyænodon, 590.
Hydrogène sulfuré, 159.
Hydrotachylite, 95.
Hylæosaurus, 1.
Hylonomus, 423.
Hymenophyllites, 517.
Hyménoptères, 510.
Hypersthénite, 90.
Hypogène, 261.
Hypnum groenlandicum, 645 ; sarmentosum, 645; fluitans, 645.

I

Iberg (calcaire de l'), 404.
Icebergs, 254.
Ichthyornis, 546.
Ichthyosaure, 509, 526.
Iguanodon, 555.
Iles, 9.
Iles côtières, 9.
Iles océaniques, 10.
Iles de coraux, 168.

Ilfracombe (groupe d'), 406.
Illænus, 378.
Imatrasteine, 21.
Imprégnation hydatothermique, 264.
Inclusions, 30 ; roches éruptives, 132.
Inclusions liquides, 35.
— vitreuses, 30.
Indusies (calcaire à), 592.
Inférieure (oolithe), 523.
Inflammables (schistes), 46.
Inoceramus polyplocus, 519 ; sulcatus, 556 ; striatus, 556 ; Brongniarti, 558 ; labiatus, 549 ; problematicus, 549 ; mytiloïdes, 549 ; Cripsi, 562 ; Cuvieri, 562 ; cardissoïdes, 562.
Intermittentes (sources), 154.
Isastræa, 525.
Isocardia, 608.
Ischypterus, 491.
Itacolumite, 105 ; huronien, 354.
Ivoire, 641.

J

Janira quadricostata, 562.
Jaspe, 48.
Jaspe basaltique, 114.
Jaspe porcelaine, 114.
Jeanpaulia, 553.
Juglans, 595.
Jurassiques, 504 ; tableaux, 522.
Jurassique brun, 515.
Jurassique blanc, 524 ; pétr., 524 ; paléontologie, 525 ; division, 528 ; répartition, 536 ; roches éruptives, 541.
Jurensis (marnes à), 514.

K

Kainite, 456.
Kant (hypothèse de), 342.
Kaolin, 112.
Karst (pays de), 205.
Kelloway, 521.
Kersantite, 77.
Kersanton, 77.
Keuper, 465, 480 ; paléontologie, 480 ; division 482 ; tableau, 484.
Kieselsinter. 48.
Kieserite, 456.
Kimméridgien, 530.
Kinzigite, 96.
Kirkdale, 639.
Knorria, 418.
Knorria imbricata, 424.
Knotenschiefer, 104.
Kongsberg, 364.
Kossen (couches de), 505.
Kramenselkalk, 403.
Kruppelformen, 546.
Kryolithe, 347.
Kupferschiefer, 46, 455 ; Mansfeld, 454 ; origine de son contenu en cuivre, 454 ; dyas, 455.

L

Laach (étang de), 617 ; région volcanique, 617.
Labrador, 188 ; gabbro, 89 ; hypersthénite, 90.
Labrador ; 188.
Labrador porphyrique, 81.
Labyrinthodontes, 422, 481.
Lacs salés, 278.
Lac Supérieur, 390.
Laccopteris, 553.
Lagengneiss, 97.
Lagomys sardus, 640.
Lagune, 215.
Lamma, 609.
Lamprophyre, 82.
Lapilli, 106 ; formation, 107.
Laplace (théorie de), 342.
Laurentien ; formation 345 ; description, 345.
Laurus, 557.
Lavages, 106.
Laves, 265.
Lave poussée dans le cratère, 142 ; éruption, 143 ; courants, 145 ; conductibilité, 146 ; teneur en eau, 147 ; (cônes de), 122.
Laves basaltiques, 88.
Laviques (cônes), 149.
Lave (courants), 145.
Lebach (schistes de), 449.
Lecanocrinus, 373.
Leda Deshayesiana, 599.
Lehm, 112
Lehrberg (couche de), 500.
Leia Baentschiana (schistes à), 427.
Lembach (schistes de), 382.
Leitha (calcaires du), 606.
Lémurie, 169.
Lena (Mammouth sur la), 641.
Lenticulaires intercalations, 302.
Lepidodendron ; silurien, 369 ; dévonien, 394, carbonifère, 417 ; dyas, 443.
Lepidoptère, 505.
Lepidostrobus, 418.
Lepidotus, 503, 526.
Leptæna, 373, 378.
Leptolepis, 505.
Lessivage des roches, 184.
Lettenkohle, 465.
Leuciscus, 599.
Leucite, 20 ; microlithes, 33 ; basalte, 85 ; phonolithe, 70.
Leucite basaltique, 93.
Leucitique (lave), 95.
Leucitophyre, 93.
Leucitique (tuf), 119.
Leucophyre, 81.

Lézards écailleux, 445.
Lherzolithe, 97.
Lias, 506; pétrog, 506; paléontologie, 508; tableau, 515.
Libelle, 36.
Libellules, 505.
Libocedrus, 593.
Libénérite, 68.
Lignites, 252, 595; formation, 252; de Bovey-Tracey, 590; molasse, 593; Allemagne du Nord, 595; inférieur; 593.
Ligurien (étage), 612.
Lima, triasique, 464; jurassique, 509.
Limburgite, 95.
Limon, 24.
Limonite, 51; de l'oligiste, 183; du fer spathique, 51; trias, 471.
Limonite des marais, 51.
Limonite pisiforme, 51.
Limulus, 422.
Lingula, 378.
Lingula antiqua, 374; prima, 374; Credneri, 444; tenuissima, 481.
Lingula-flags, 379.
Liparite, 64.
Littorales (zones), 8.
Lits coquilliers, 583.
Litorinella (calcaire à), 604.
Lithodendron, 503.
Lithostrotion, 419.
Lituites, 375, 378.
Llandeilo (couches de), 379.
Llandovery, 379.
Locustides carbonifères, 422.
Loëss, 112, 640; sableux, 113.
Loëss de la Chine, 642.
Londonien (étage), 612.
Londres (argile de), 580.
Longmynd (groupe de), 385.
Lonsdalia, 419.
Lophiodon, 584.
Loxolophodon, 577.
Ludlow (couches de), 379.
Lumière polarisée, 28.
Lüner (couches de), 498.
Lunzer (couches de), 502.
Lynton (groupe de), 406.
Lydite, 471.
Lymnæa longiscata, 588.

M

Maare, 129.
Machimosaurus, 526.
Maclurea, 375.
Macrocheilus, 397, 499.
Macropetalichthys, 399.
Macrospondylus, 510.
Macrostructure des roches, 22.
Madrée (structure), 25.
Magas, 562.
Magdeburg (sables de), 597.
Magnesian limestone, 384.
Magnétite; diabase, 79; laurentien, 348; huronien, 356.
Magnolia, 597.
Malm, 506.
Malmstein, 513
Mammifères, 465, 505, 527, 533.
Mammouth, 641.
Manabi (côtes de), 209.
Manganèse (minerai de), 452
Marbre par métamorphisme, 571, 288.
Marées, 220.
Marine (molasse), 595.
Marnes, 46.
Marnes irisées, 465, 480.
Marneux (schistes), 507.
Marneuse (craie), 558.
Marnes bitumineuses, 46.
Marnes flamboyantes, 543.
Marsupiaux, 465.
Marsupites, 562.
Massifs, 16, 314.
Massives (roches), 56.
Mastodon, 601.
Mastodonsaurus, 465, 481.
Mayence (bassin de), 603.
Mayencien, 613.
Medina (grès de), 384.
Méditerranéen (étage), 605.
Megaceros hibernicus, 645.
Megalodon, 397.
Megalonyx, 642.
Megalurus, 531.
Megatherium, 643.
Megerlea, 656.
Meissmer, 149, 619.
Melania strombiformis. 554.
— inquinata, 582.
— turritissima, 588.
Melanopsis Martiniana, 607.
Mélaphyre, 82, 271; formation, 267; silurien, 388; rothliegende, 451; nouveau grès rouge, 492; trias alpin, 504.
Mélaphyre amygdaloïde, 83.
Mélilithe, 29; basalte néphélinique, 93; basalte leucitique, 93.
Mendola (dolomie de), 498.
Mer, 8; répartition, 8; invariabilité de niveau, 164; activité mécanique, 219; pouvoir d'érosion, de transport, de dépôt, 221.
Mer (tremblements de la), 161.
Mer (fond de la), 17.
Mer (terrasses), 626.
Mer des Sargasses, 219.
Mer Morte, 277.
Mercure; silurien, 390; dyas, 453.
Mésozoïque (groupe), 462.
Métaux (origine par réduction), 185.
Métalliques (carbonates), 192.

Métalliques (sulfates), 192.
Métalliques (monts), 365.
Métamorphiques (roches), 288.
Métamorphisme, 282; eau 285; vapeur volcanique, 285; combustion, 286; éruption, 286.
Métamorphisme général, 294; objections, 295.
Métamorphoses hydatothermiques, 291.
Métamorphisme hydro-chimique, 296.
Métamorphose de contact, 292.
Miascite, 68.
Micaschiste, 101; huronien, 353; oligistifères, 353; porphyroïdes, 353.
Michelinia, 419.
Micopsammite, 108.
Micraster, 558.
Microlestes, 465, 482.
Microfelsitique (structure), 28, 38.
Microfluctuations, 25.
Microlithes, 32.
Microscope, 27.
Microstructure des roches, 37.
Milliolithes (calcaire à), 584.
Millstone-grit, 47, 425.
Minéraux (filons), 320.
Minéraux accessoires, 21.
Minéraux accidentels, 20.
Minéralogie, 2.
Minérales (sources), 198.
Minérales (solutions), 193; dépôts, 195: druses, 195; fentes, 195; cavités, 195; à la surface du sol, 197; teneur en minéraux, 199; apportées à la mer, 200.
Minérogènes (roches), 274.
Minette, 69.
Miocène, 608.
Mittelplaner, 558.
Mittelquader, 558.
Mofettes, 140.
Molasse (formation de la), 592.
Mollusques (bancs), 247.
Mollusques perforants, 166, 245.
Mollusques terrestres (calcaire à), 605,
Monodonta cassiana, 499.
Monograpsus, 372,
Monotis salinaria, 501; substriata, 512.
Monts, 13.
Montagnes, 12, 13; disposition, classification, 14.
Montagne (calcaire de), 412.
Montagne de glace, 254.
Montlivaltia, 529.
Monzonite, 68, 504.
Moraines, 25
Moraines centrale, 252; latérale, 252; de fond ou profonde, 254.
Mosasaurus, 547.
Mühlsteinporphyr (porphyre meulière), 65.
Münder (marnes de), 525.
Müggendorf (grotte de), 639.
Murchisonia, silurien, 375; dévonien, 397.
Murchisonia Blumi, 499.
Murex, 608.
Muschelkalk, 465, 469; pétrographie. 469 produits minéraux, 470; paléontologie, 472 division, 473; tableau, 474.
Muschelsandstein, 471.
Myacites, 472.
Mylodon, 642.
Myophoria, costata, 464, 468; lineata, 472 vulgaris, 472; orbicularis, 478; pes-anseris 479; Goldfussi, 483; Whatleyæ, 500.
Myriapodes, 422.
Mystriosaurus, 505.
Mytilus, 444.

N

Nagelfluc, 110, 593.
Nagelkalk, 508.
Naphthe, 55.
Nappes (volcans en), 148.
Nappes souterraines, 205.
Natica, 421, 445.
Naticella costata, 495.
Nautilus; silurien, 375; carbonifère, 421; dyasique, 445; triasique, 473; bidorsatus, 473; danicus, 562.
Nehrungen, 222.
Neige, 39.
Neiges éternelles, 39.
Néocomien, 548.
Néogène. 600; bavaro-suisse. 609.
Néphéline, 30; basalte, 92.
Néreites (couches à), 381.
Nerinea tuberculosa, 531; visurgis, 535; bruntrutana, 531; pyramidalis, 531.
Nérinées (couches à), 535.
Nerita conoïdea, 585.
Neritina concava, 588.
Neuropteris, 394, 416, 445.
Neusalzewerk (source de), 199.
Nevé, 224.
New-red-Sandstone, en Angleterre, 490; en Amérique, 490.
Niagara, chute, 257; érosion, 257.
Niagara (groupe calcaire), 384.
Niagara (période), 257.
Nids, 221.
Nil (delta), 216
Niveau (changements de), temple de Sérapis, 166; Amérique du Sud, 165; Scandinavie, 625; par les récifs de coraux, 167; aux périodes anciennes, 169.
Nodosaria, 561.
Nodosa (calcaires à), 475.
Nœggerathia, 418, 445.
Norite, 76.
Normalpyroxéniques, 262.
Normaltrachytique, 262.
Noséane, 29.

Nothosaurus, 465, 473.
Nouveau grès rouge, 458; d'Amérique, 490.
Noyau central de la terre, 5, 7.
Nuages, 259.
Nucléolites, 518.
Nucula, 375, 444; Hammeri, 519; amygdaloïdes, 580; lineata, 499; strigilata, 499.
Nummulites (calcaire à), 585.
Nummulites (zones à), 585.
Nummulites variolaria, 581.
— planulata, 585.
— lævigata, 585.
Nummulitiques (zones), 586

O

Oberquader, 559.
Obolus, 375, 378.
Obolus Apollinis, 374.
Obsidienne, 37; formation, 266; Hongrie, 620.
Obsidienne vraie, porphyrique, sphérolithique, vésiculeuse, 75.
Océans, 8.
Océaniques (îles), 10.
Océaniques (courants) 219.
Odontopteris, 416, 445.
Odontornis, 546.
Œningen (couches), 609.
Oiseaux, 505, 526.
Oldhamia, 357.
Oldred sandstone, 401.
Oleandridium, 593.
Olenus, 376.
Oligiste, 51; transformation, 185; huronien, 355; dévonien, 292, 409.
Oligocène, 588; tableau, 589; de Suisse, 592; Allemagne, 594.
Oligoclase, 187; granite, 58; granitite, 59; granite porphyrique, 98; felsitporphyre, 61; syénite, 60; porphyre orthoclasique sans quarz, 68; diorites, 75; mélaphyres, 82; trachytes quarzifères, 64; andésite, 265; diabase, 85.
Olivine, 30, 189; mélaphyre, 83; gabbro, 89; basalte, 87.
Olivinite, 97.
Olivinique (gabbro), 89.
Ollaire (pierre), 49.
Omphacitfels, 96.
Omphacite, 96.
Omphyma, 371.
Onondaga (groupe salin d'), 384.
Onchus, 377.
Ondulé (dolomie calcaire), 469.
Oneida, 384.
Oolithe, 516; grande, 516; formation, 280.
Oolithique (structure), 23.
Oolithique (calcaire), 516.
Oolithe ferrugineux, 507, 516.
Opalinus (argiles à), 525.
Opatowitz (calcaire d'), 474.
Ophite, 76.
Opis similis, 534.
Opponitz (couches d'), 502.
Or huronien, 356.
Orbitulina, 557.
Organique (vie), agent géologique, 242; substances organiques formant CO^2, 178; agents réducteurs, 192.
Origine de la terre, 342.
Oriskany (grès d'), 384.
Ormoceras, 375.
Ornata (couches à), 523.
Orthis, 373, 378.
Orthis elegantula, 375; vespertilio, 375; lynx, 375; tetragona, 397; striatula, 397; umbraculum, 397.
Orthoceras, 375; silurien; dévonien, 398; carbonifère, 421; dyasique, 421; triasique, 499.
Orthoceras striatulum, 424.
Orthoceras (calcaire à), 379.
Orthoclase, 187; granite, 58; granite porphyrique, 98; syénite, 60; porphyre orthoclasique sans quarz, 68.
Orthoclasiques (roches), 58.
Orthoptères, 505.
Orthophyre sans quarz, 68.
Osborne (série d'), 588.
Oscillations du sol, 169.
Ostræa; trias, 464; jurassique, 525; crétacé, 544; tertiaire, 576.
Ostræa bellovacina, 582; placunoïdes, 472; Marshi, 520; carinata, 556; vesicularis, 562; longirostris, 591; callifera, 591; cyathula, 591; edule, 628; ventilabrum, 597.
Osteolepis, 399.
Otodus, 609.
Otozamites, 464, 480.
Otozoum, 491.
Ostrélitifères (schistes), 104.
Ottweiler (couches d'), 426.
Oxfordien, 528.
Oxydation, 183.
Oxyde de fer hydraté, 184.
Oxyde de fer (silicate d'), 185.
Oxydule de fer (carbonate d'), 184.
Oxydule de fer (silicate), 185.
Oxyrhina, 609.

P

Pælchinus, 420.
Palæoniscus, 422, 445.
Paléontologie, 2.
Paloætherium, 584, 590r
Palæoxyris, 481.
Palæozoïques (formations), 365; division, 366; développement aux époques, 461.
Palagonite, 119.
Palagonitique (tuf), 119.
Palatinite, 90.

Pallisya, 481.
Palmacites dæmonorops, 597.
Palmiers, 413.
Paludina fluviorum, 554; orbicularis, 588.
Pampas (dépôts diluviens des), 643.
Panopœa, 606.
Papierkohle, 599.
Paradoxides, 378.
Paragonitiques (schistes), 102.
Parallélisme des couches, 301.
Parisien (étage), 612.
Parties constituantes des roches, 19.
Parties constituantes essentielles, 20.
— — accessoires, 21.
Partnach (couches de), 498.
Passes, 16.
Passage des roches les unes aux autres, 24.
Pausilippe (tuf du), 118.
Pays du pétrole, 55.
Pechkohle, 595.
Pechstein, 63; formation, 265.
Pechstein porphyrique, 64.
Pechstein trachytique, 72.
Pecopteris, 394, 416, 480.
Pecten : carbonifère, 421; dyas, 444; trias, 464; pusillus, 444; lævigatus, 464, 472; discites, 464, 472; personatus, 519; crassitesta, 549; asper, 556; quadricostatus, 562; janus, 599; Münsteri, 599; Helli, 500; Valoniensis, 502.
Pectunculus pilosus, 609; pulvinatus, 581; obovatus, 592; jacobæus, 611.
Pegmatite, 60.
Pegmatite graphique, 60.
Pelagosaurus, 510.
Pelite, 24, 112.
Pemphyx, 475.
Pénétrabilité des roches, 179.
Pentacrinus, 508; scalaris, 511; briareus, 511; basaltiformis, 512.
Pentamerus, 373.
Pentamerus galeatus, 397; Knighti, 375.
Pentremites (pentatrematites), 419.
Peperino, 119.
Peressips, 222.
Periodes, 329.
Périschoéchinides, 420.
Perlite, 74.
Permien, 441; Russie, 459; Amérique, 460.
Perna aviculæformis, 500.
Pétrogénétique, 260.
Pétrographie, 19.
Pétrographique (géologie), 1.
Pétrole, 55; oxydation, 185.
Phacops, 378, 399.
Phascolotherium, 518.
Phasianella Bronni, 499.
Phillipsia, 422.
Pholidogaster, 425.
Pholidosaurus, 425, 502.
Pholadomya acuticostata, 551.
Phœnicites, 597.
Phonolithe, 70; décomposition, 194; éruption, 617.
Phonolithe (filons de), 149.
Phonolithe (cône de), 617).
Phonolitique (tuf), 118.
Phonolitiques (volcans), 148.
Phonolithe noséanique, 72.
Phosphorite, 46.
Phragmoceras, 375.
Phryganes, 592.
Phthanite, 47.
Phyllite, 103.
Phyllitique (gneiss), 354.
Physique, 2.
Physiographique (géologie), 1.
Phytogènes (roches), 274.
Plaisantin (étage), 613.
Pierre (âge de la), 649.
Pierre ponce, 75.
Pilton (groupe de), 406.
Piana diluviana, 562.
Pinus, 593.
Pinus succinifer, 597.
Pisolithe (calcaire à), 44.
Pisolithique (calcaire) de Paris, 563.
Placodus, 465.
Plagiaulax, 533.
Plagioclase, 75.
Plagioclasiques (roches), 75.
Plagioclasique (basalte), 86.
Plagioclasique (dolérite), 84.
Plaines, 12.
Plaines basses, 13.
Plaine basse du nord de l'Europe, 255.
Plaines d'inondation, 212.
Pläner, 543.
Planerkalk, 551.
Plantes (action géologique), 248.
Planétaire (système), 342.
Planorbis euomphalus, 588.
— discus, 588.
Plasticité de la glace, 228.
Plateau, 13.
Plaques (division des roches volcaniques en), 317; volcans homogènes, 150.
Platycrinus, 419.
Platysomus, 445.
Plesiosaurus, 509, 526.
Pleurodictyum problematicum, 395.
Pleurotomaria; silurien, 375; dévonien, 397; carbonifère, 421; dyas, 445.
Plissement des couches, 307.
Pliocène, 604.
Pliocène italien, 611.
Pliosaurus, 527.
Plomb (région du), 390.
Plombières (dépôts minéraux), 294.
Plongement des couches, 307.
Pluies, 238.
Pluies atmosphériques, 240.

Plutonisme, 295.
Plymouth (groupe de), 407.
Podozamites, 491.
Poix minérale, 185.
Pœtschen (calcaire), 498.
Poids spécifique de la terre, 4.
Poissons siluriens, 378; carbonifères, 422; trias, 481, 491; jurassique, 505, 510; crétacé, 546.
Polaires (glaciers), 231.
Polarisation, 28.
Polaires (courants), 219.
Polissage des roches, 234.
Polyédrique (division), 288.
Polyhalite de Stassfurt, 456.
Polypes (travaux des), 245.
Ponces (pierres), 106.
Porcelaine 114.
Porcelané (jaspe), 114.
Pores remplis de matière vitreuse, 30; de liquides, 35; de gaz, 37; de formations cristallines, 32.
Pores dans les roches éruptives, 37.
Poreuse (structure), 24.
Porfido rosso-antico, 77.
Porosité 179.
Porphyre, 60; quarzifère, 61, 269; sans quarz, 68.
Porphyre amphibolique, 77; oligoclasique, 77; augitique, 84, 504; syénitique, 60; meulière, 63.
Porphyre granitique, 60.
Porphyre labradorique, 81.
Porphyriques (brèches) 112.
Porphyrique (structure), 23.
Porphyrique (tuf), 116.
Porphyrite, 77, 271; rothliegende, 451; trias alpin, 504.
Porphyrite amphibolique, 77; oligoclasifère, 77; micacée, 77.
Porphyroïde, 101.
Partage (groupe), 407.
Portland (calcaire de), 536.
Posidonia Becheri, 424; minuta, 490; Clarœ, 497; Bronni, 512.
Posidonomya, 424
Posidonomya (schistes), 424.
Post-carbonifère (période).
Potamides, 588.
Potassium (carbonate d'oxyde de), 191.
Potassique (sels) de Stassfust 456.
Potasse (silicates) 191.
Poteriocrinus, 419.
Potsdam (grès de), 384.
Poudingue, 24, 110.
Poupées, 21.
Pouzzolane, 118.
Primaires (formations) 341.
Prairies (les), 13.
Pré-silurien 344.
Préparation des lamelles des roches, 28.
Primitifs (terrains), 344.
Primordiale (zone), 381.
Prismatique (division), 290; volcans, 150; action de contact, 288.
Procène (formation), 542.
Processus hydrochimiques, 181.
Productif (houiller), 425.
Productus carbonifère, 420; dyas, 444; semireticulatus, 424; giganteus, 420; P. cancrini, 459; scabriculus, 420; horridus, 444; glaber, 43; striatus, 421; latissimus, 424; antiquus, 424.
Promorphisme, 31.
Propylite, 620.
Proterobase, 81.
Proterosaurus, 446, 454.
Protobastite, 91.
Protocardium, 486, 556.
Protogyne, 60.
Protogynique (gneiss), 61; granite, 61.
Protozoaires, 444.
Przibram, 364.
Psammite, 108.
Psammodus, 422.
Psaronius, 445.
Pséphite, 442.
Pseudomorphoses, 188.
Psilonotus (couches à), 513.
Psilophyton, 394.
Pteraspis, 377.
Pterichthys, 399.
Pterinea, 397.
Pteroceras Oceani, 530.
Pterodactylus, 505, 526.
Pterophyllum, 464.
Pterozamites, 464, 480.
Ptycholepis Bollensis, 511.
Puissance des couches, 302.
Puits, 6.
Puits artésiens, 6, 206.
Pumicite, 75.
Pupa, carbonifère, 422; muscorum, 641.
Purbeck, 532.
Puys, 125.
Pyrina pygœa, 549.
Pyramides de terre, 210.
Pyrite de fer, 20, 185.
Pyrite de cuivre, 20, 185.
Pyrite magnétique, 20.
Pyrope, 50.
Pyropissite, 595.
Pyroxène (voy. Augite).

Q

Quader (formation des), 542.
Quadersandstein, 542.
Quarz, granite, 58; granite et felsitporphyre, 61; diorite, 75; trachyte quarzifère, 64; andésite, 84; mélaphyre, 82; basalte, 85; fi-

lons, 196; cavité, 196; roches éruptives 261.
Quarzbrockenfels, 111.
Quarz d'eau douce, 48.
Quarz concrétionné, 48.
Quarzite, 47; laurentien, 347; huronien, 354.
Quarzifère (porphyre), 249.
Quarzifère (trachyte), 64.
Quebeck (groupe), 384.
Quercus, 597.
Quaternaire, 621.

R

Radiolites (voy. Hippurites).
Raibl (couches de), 499.
Rammelsberg, 392.
Rastrites, 372.
Rauchwacke, 45; dyas, 454.
Ravins du Colorado, 208.
Reading (série de), 580.
Reccaro (calcaire de), 497.
Receptaculites Neptuni, 394.
Récifs, 246.
Redressement de couches, 305.
Réduction, 185.
Reflux, 220.
Régularité dans le contour des continents, 10, 172.
Régularité dans le relief de la terre, 16.
Reingraben (couches de), 498.
Relief de la terre, 11, 16.
Renne, diluvien, 640.
Renversement des couches, 498.
Répartition des terres et des mers, 8.
Reptiles, 491, 547.
Rétinite, 63.
Retzia, 464, 472.
Rhétien, 483, 502.
Rhamphorhynchus, 526.
Rhénans (terrains schisteux), 401.
Rhin (delta du), 217.
Rhin (grauwacke), 401.
Rhinoceros, 594.
Rhizocorallium, 468.
Rhodocrinus, 425.
Rhyncholites, 473.
Rhynchonella, silurien, 373; dévonien, 397; jurassique, 508; parallelipipeda, 397; cuboïdes, 397; decurtata, 479; rimosa, 512; varians, 520; lacunosa, 528; depressa, 549; Montelliana, 556; Mentzeli, 472; octoplicata, 562; psittacea, 610; pugnus, 397.
Rhyolithe, 64.
Rissoa alpina, 503.
Rivages (lignes de), 165.
Roches, 19; pénétrabilité, solubilité, 179; éléments, 39; microscopie, 37; passages, 24; changements métamorphiques, 288; hydrochimiques, 181; éruptives, 56.
Roches cristallines, 22.
— simples, 39.
— composées, 56.
— massives, 56.
— orthoclasiques, 56.
— plagioclasiques, 56.
— orthoclasiques quarzifères, 58.
— orthoclasiques sans quarz, 67.
— plagioclasiques avec hornblende, 75.
— plagioclasiques augitiques, 79.
— plagioclosiques avec diallage ou hypersthène, 89.
— plagioclasiques avec olivine ou serpentine, 91.
— composées, massives, sans feldspath, 95.
— élastiques, 105.
— argileuses, 112.
— éruptives, 260.
— plutoniques, 264.
— sédimentaires, 273.
— zoogènes et phytogènes, 281.
Röth, 466, 496.
Rogenstein, 44, 466; formation, 280.
Rostellaria macroptera, 580.
Rotalia, 561.
Rothliegende, 442, 446; paléontologie, 449; phénomènes volcaniques, 450.
Rudistes, 557.

S

Saarbrück (couches de), 426.
Sable, 106; volcanique, 106.
Sables verts, 542.
Sables verts inférieurs, 582.
Sables verts moyens, 584.
Sable pumicitique, 107.
Sabal, 597.
Salbande, 313.
Séculaires (changements de niveau), 164, 169.
Sagenaria (voy. Lepidodendron).
Sagenopteris, 464.
Salina (groupe de), 384.
Salzkammergut, 394.
Salés (lacs), 278.
Salifère (argile), 455.
Salses, 254.
Samland (ambre), 597.
Sanidine, 187; felsitporphyre, 61; trachyte quarzifère, 64; trachyte, 69; phonolithe, 70.
Sarigues, 642.
Sarmatique (étage), 606.
Sassafras, 597.
Saurichnites, 446.
Saurichthys, 473.
Sauriens, 481.
Saussurite, 89.
Scalaria groënlandica, 610.
Scapbites, 556.
Scandinavie, 625.

Schalstein, 117.
Schalstein (brèche de), 408.
Schaumkalk, 470.
Schieferletten, 114.
Schistes cuivreux, 46.
— ardoisiers, 115.
— chloriteux, 49, 102.
— houillers, 411.
— bitumineux, 114.
— argileux, 114, 281.
— inflammables, 46.
— siliceux, 47.
— alunifères, 115.
— de la grauwacke, 115.
— marneux, 507.
— huroniens, 354.
— du dyas, 447.
— ottrélitifères, 104.
— paragonitiques, 102.
— sériciticques, 102.
— amphilogitiques, 102.
— graphitiques, 102.
Schisteuse (structure), 25.
Schistosité, 312.
Schillerfels, 91.
Schillerspath, 91.
Schizodus, 444.
Schizoneura, 468.
Schlern (dolomie de), 498.
Schlott, 390.
Schörl (voy. Tourmaline).
Schörlfels, 96.
Schoharie (zone), 407.
Schussenreid, 645.
Schuttkegel, 124.
Schybick (sel de), 607.
Sciurus, 590.
Scoriacée (structure), 24.
Scorie, 106.
Scorpions, 422.
Scyphia (calcaire à), 530.
Sécrétion, 21, 22.
Sédiments (formation des), 275.
Sédimentaires (roches). Division, 275.
Seiss (couches de), 496.
Seismographe, 159.
Sel gemme, 40; répartition, 41; dyas, 454; Stassfurt, 456; grès bigarré, 466; muschelkalk, 470; keuper, 480; tertiaire, 607; Wieliczka, 607.
Sel marin, 201.
Sel vert, 607.
Selles (structure en), 507.
Semionotus, 464.
Semi-cristalline (structure), 24.
Sénonien, 559.
Septaria, 21.
Septaria (argile à), 598.
Sequoia Couttsiæ, 590.
Sérapis (temple de), 166.
Sériciticques (micaschistes), 102.
Série de couches, 303.
Serpentine, 50; laurenten, 547; huronien, 355.
Serpules, 247.
Serpula coacervata, 532.
Serpulite, 532, 535.
Sewen (calcaire de), 559.
Siebengebirge, 618.
Sigillariées, 394.
Sigillaria, 417, 443.
Silex, 47.
Silex corné, 48.
Silicates (décomposition des), 190.
Silicates d'oxyde de fer, 185.
Siliceuses (roches), 112.
Siliceux (guhr), 282.
Silicique (acide) par les sources, 154; par les animaux, 244.
Sillons glaciaires, 623.
Silurien, 366; paléontologie, 369; division, 377; répartition, 378; phénomènes volcaniques, 386; tableau, 385; résumé, 391.
Simosaurus, 465.
Singes, 601.
Siphonia, 562.
Scandinaves (glaciers), 625.
Smaragdite dans le gabbro, 89.
Soissonnien (étage), 582.
Solfatare, 140.
Solenhofen (couches), 531.
Solubilité des roches, 179.
Sources, 199, 205.
Sources chaudes, 153.
Sources salées, 198.
Sources temporaires, 206.
Somma, 127.
Soulèvements, 164; exemples, 165.
Soufre, 21; produit volcanique, 140.
Spath pesant (barytine), 46.
Sparagmite, 110.
Spatangues (calcaire à), 551.
Spatangus Hoffmanni, 599.
Spathique (fer) en limonite, 51.
Spécifique (poids) de la terre, 4.
Speeton-clay, 551.
Sphærolithique (structure), 24, 61.
Sphærosidérite, 50, 412, 507.
Sphærococcites, 508.
Sphærulites, 557.
Sphéroïde (porphyre), 61.
Sphéroïdes (division des roches en), 318.
Sphenophyllum, 394, 415.
Sphenopteris, 394, 416, 443.
Sphenopteris distans, 424.
Spinelle dans le marbre, 43; le trachyte, 70.
Spirifer, 378; dévonien, 396; carbonifère, 420; dyas, 444; trias, 464; cultrijugatus, 397; disjunctus, 396; fragilis, 464; macropterus, 396; speciosus, 396; undulatus, 444; Mentxeli, 464, 472; Walcotti, 511; rostratus, 512; verrucosus, 514.

Spirifer disjunctus (couches à), 404.
Spirifers (grès à), 404.
Spiriferina, 472.
Spirigera, 420.
Spirigerina gregaria, 500.
Spiza (sel), 607.
Spondylus, 497.
Spongites (calcaire à), 530.
Stangelgneiss, 98.
Stalagmites, 197.
Stalactites, 197.
Stassfurt, 456.
Staurolithiques (schistes), 104.
Staurotide, 20.
Sternbergerkuchen, 600.
Sttettin (sables de), 598.
Stigmaria ficoïdes, 394, 417, 424, 443.
Stiper-stones, 379.
Stonesfield (ardoise), 521.
Stromberg (calcaire de), 532.
Stratification, 24, 301.
Stratifiés (volcans), 121; caractère, 121; conditions d'éruption, 141; éléments, 122; sous-sol, 126; division, 122; répartition, 133; Europe, 133; Afrique, 135; Asie, 135; Australie, 136; Amérique, 136; Océanie, 137; éteints et actifs, 138; activité, 139; normale, 139; éruption, 142.
Strehlen (marne de), 558.
Strigocéphales (calcaire à), 405.
Strigocephalus, 397.
Strokr, 155.
Strophalosia, 444.
Strophomena depressa, 374.
Structure des roches, 22; des volcans homogènes, 149; des terrains massifs, 316; des filons minéraux, 321.
Structure fluidale, 35.
Stylemis, 526.
Stylina, 525.
Stylolithes, 470.
Subapennine (formation), 611.
Subcarbonifère (formation), 442.
Substances organiques comme agents réducteurs, 185; minérales dans les fleuves, 200; dans la mer, 201; dans les sources, 198.
Succinea oblonga, 641.
Suessonien, 582.
Sulfate de fer, 184.
Sulfurique (acide), 140.
Sulfureuses (sources), 154.
Syénite, 60, 67; formation, 267, 270; silurien, 388; trias, 490; jurassique, 540.
Syénitique (gneiss), 68.
Syénitique (granite), 60.
Syénitique (porphyre granito-), 387.
Symétrie de structure des filons, 321.
Synclinaux, 305.
Syringophyllum, 371.
Syringopora, 371.

T

Tableau du développement organique, 337.
Tableaux des périodes, 338 et suiv.
Trachylite, 95.
Tachydrite, 456.
Taconique (système), 359.
Tæniodon Ewaldi (Protocardium), 486.
Tæniopteris, 480.
Talcschistes, 49, 102.
Talcschistes, 49.
Talk, 20.
Talqueux (granite) (voy. Protogyne).
Tann (grauwacke de), 382.
Tapanhoancanga, 111.
Taxites, 597.
Taxoxylon Göpperti, 597.
Tegel, 606.
Teleosaurus, 505, 526.
Tellina solidula, 606.
Telluriques (filons de Transylvanie), 620.
Températures, 5; accroissement selon la profondeur, 7.; abaissement de la température de la terre, 296.
Temps, 255.
Tentaculites, 378, 397.
Tentaculites (schistes à), 381.
Terebellum fusiforme, 582.
Terebratelles (bancs à), 475.
Terebratula silurien, 373; dyas, 444; trias, 472; jurassique, 548; T. elongata, 444, angustata, 479; vulgaris, 464, 472; cycloïdes, 472; logenalis, 521; numismalis, 512; indistincta, 501; diphya, 531; oblonga, 549; digona, 520; tamarindus, 549; Moutoniana, 556; carnea, 562; grandis, 599; gregaria, 503; pectunculus, 526; impressa, 528.
Termatosaurus, 486.
Termitides, 422.
Terrains, 301.
Terrains de transition, 367.
Terrains stratifiés, 301.
Terrains non stratifiés ou massifs, 313.
Terrains schisteux rhénans, 401.
Terre (forme de la), 3.
Terres (répartition des), 171.
Terrasses, 13.
Terrasses des fleuves, 215.
Tertiaire ancien, 580; récent, 600.
Tertiaire, 574; répartition, 612; disposition, 613; phénomènes volcaniques, 616.
Têtes de couches, 303.
Textularia, 561.
Texture (voy. Structure).
Thamnastræa, 525.
Thanet (sables de), 580.
Theca, 375.
Thécodontes, 505.
Thecosmilia, 525.
Thermes, 6.
Thracia, 549.

Thrissops, 505.
Thuites, 481.
Terre à foulon, 113.
Tinéides, 422.
Tithonique (étage), 331.
Tivoli (cascades de), 199.
Topferthon (argile à potier), 113.
Toit, 310.
Tokanu (sources chaudes), 155.
Topfstein, 49.
Tonalite, 76.
Tongrien, 613.
Torer (couches de), 494.
Tornatella globosa, 598.
Tortonien (étage), 613.
Tourbe (formation de), 251.
Touche (pierre de), 47.
Tourmaline, 96.
Tourmalinite, 102.
Tourtia, 551, 564.
Toxaster complanatus, 349.
Toxoceras, 546.
Trachyte, 69; tertiaire, 620; roches éruptives, 265.
Trachytique (conglomérat), 117.
— (cône), 409.
— pechstein, 72.
— tuf, 117.
Trachyte quarzifère, 64.
Trachyte sanidinique, 69; sanidin-oligoclasique, 69.
Tragos, 530.
Transgressive (stratification), 309.
Transition (terrains de), 367.
Transport par l'eau, 213, 222.
Trapp granulitique, 99.
Transversale (schistosité), 312.
Trass, 118.
Travertin, 44.
Tremadoc (groupe de), 379.
Trematosaurus, 465, 469.
Tremblements de terre, 157; ondulatoires, 157; par secousses, 157; centraux, linéaires, 158; transversaux, 158; propagation, 160; durée, 160; étendue, 161; action, 159, 161; fréquence, 161; conséquence d'affaissements souterrains, 202; hypothèses, 162.
Tremblement de la mer, 161.
Trenton (calcaire de), 384.
Trias, 463; anglais, 490; américain, 490; alpin, 493; d'Allemagne, 465; produits minéraux, 466; répartition, 486; rapports de gisement, 489; roches éruptives, 490.
Trichites, 54.
Triconodon, 533.
Tridymite, 29.
Trigonia navis, 519; costata, 520; clavellata, 528; caudata, 556; scabra, 558.
Trigonodus Sandbergeri, 470.
Trigonodus (calcaire à), 470.
Trilobites; silurien, 375; dévonien, 399; carbonifère, 422; dyas, 445; carbonifère, 422.
Triloculina, 599.
Trinucleus, 378.
Tripoli, 48.
Trochoceras, 375.
Trou des nains, 183.
Tschernose, 114.
Tubicaulis, 443.
Tufs, 116, 275; de Laach, 617; en Bohême, 619.
Tuf basaltique, 118.
— calcaire, 44.
— leucitique, 119.
— porphyrique, 116, 451.
— diabasique, 116.
— crétacé, 281; de Maëstricht, 563.
— phonolitique, 118.
— pumicitique, 118.
— palagonitique, 119.
— diluvien, 636.
— siliceux, 48.
— trachytique, 117.
Tuf (cônes de), 125.
Turbinolia sulcata, 559, 581.
Turbo, 397, 421, 445.
Turbonilla, 472.
Turonien, 558.
Turrilites, 556.
Turritella imbricataria, 581; terebellata, 581; turris, 606; nucleata, 513.
Tutenmergel (en cornet), 22.
Types collectifs, 422.
Typhis pungens, 582.
Typhons, 314.

U

Ullmannia, 444.
Uncites gryphus, 397.
Unio; carbonifère, Anthracosia, 421; triasique, 481; wealdien, 554.
Urgonien, 564.
Ursus spelæus, 639.
Utica (schistes d'), 384.
Vaginata (calcaire à), 385.
Vagues, 220.
Vallées, 16; longitudinales, 16; transversales, 16; formation, 176.

V

Vallées d'érosion, 211.
Vapeur d'eau, 139.
Variolite, 81.
Veines, 22.
Venericardia planicosta, 581.
Vents, 240.
Vernueili (schistes à), 402.
Versant, 14.
Vers, 546.

Vertébrés, 399, 491.
Vésiculeuse (structure), 24.
Vespertilio, 590.
Vie organique, 242.
Vicht (couches de), 403.
Vienne (bassin de), 605.
Vieux grès rouge, 392; facies, 401, 406.
Virgloria (calcaire de), 497.
Virgula (couches à), 536.
Viridite, 79.
Volbartite, 459.
Vosges (grès des), 466.
Voltzia, 464, 468, 480.
Volcans, 120; stratifiés, 121; sous-marins, 139; activité normale, 139; éruption, 141; formation, 151; homogènes, 147; en nappes, 148; éteints et actifs, 138; liaison des volcans homogènes avec les volcans stratifiés, 150; volcans combinés, 151; en dômes, 152.
Volcans (groupes), 132.
Volcaniques (îles), 130.
Volcaniques (cônes), 122.
Volcaniques (séries), 131.
Volcaniques (produits), 122.
Volcans (répartition), 133.
Volcans de boue, 254.
Volcaniques (roches), 260.
Voluta atleta, 582; nodosa, 580; decora, 597.
Vulcanisme, 120.

W

Wacke, 88.
Wackenthone, 88.
Walchia, 443.
Walchia (grès à), 450.
Walkererde, 113.
Wealdenkohle, 252.
Wealdien, 552.
— inférieur, 532.
— supérieur, 532.
Weissliegende 447.
Wellenkalk, 469.
Weng (couches de), 498.
Wenlock (schistes de), 379.
Werfen (couches de), 496.
Wetterstein (calcaire de), 498.
Wetzschiefer, 115.
Widdrington (grès de), 484.
Widdringtonites, 483.
Wiederschiefer, 382.
Wicliezka, 607.
Wissenbach (schistes de), 402.
Woolwich (couches de), 580.

X

Xenacanthus, 422, 445.

Z

Zamites, 464, 480.
Zechstein, 442, 453; division, 455; filons, 456.
Zechstein (conglomérat), 453.
Zechstein (groupe du), 453.
Zechstein (calcaire de), 454.
Zéolithes; mélaphyre, 194; phonolithe, 193; basalte, 194.
Zinkblende, 45.
Zinc (sulfate de), 191.
Zinc (minerai de), 185, 191; gneiss, 348; carbonifère, 439; trias, 471.
Zinc (minerai de), granite, 362; Cornouailles, 409.
Zirkonsyénite, 68.
Zirconique (syénite), 68.
Zlambach (couches de), 494.
Zoantharia, 371.
Zones climatériques, 575.
Zone littorale, 8.
Zone primordiale, 378.
Zoogènes (roches), 274.
Zorg (schistes de), 382.
Zvittergestein, 96.

FIN DE LA TABLE ALPHABÉTIQUE.

Paris. Typographie Lahure, rue de Fleurus, 9.

