

ESSAI SUR LA GENÈSE
ET
L'ÉVOLUTION DES ROCHES

PAR

ALFRED VIALAY

INGÉNIEUR

MEMBRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

LAURÉAT DE L'ACADÉMIE DE DIJON

LAURÉAT DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES

Édition corrigée et complétée

PARIS (VI^e)

H. DUNOD ET E. PINAT, ÉDITEURS

47 et 49, Quai des Grands-Augustins

1918

Tous droits de reproduction, traduction et adaptation réservés pour tous pays.

ESSAI SUR LA GENÈSE ET L'ÉVOLUTION
DES ROCHES

ESSAI SUR LA GENÈSE ET L'ÉVOLUTION

DES ROCHES

ESSAI SUR LA GENÈSE

ET

L'ÉVOLUTION DES ROCHES

PAR

ALFRED VIALAY

INGÉNIEUR

MEMBRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

LAURÉAT DE L'ACADÉMIE DE DIJON

LAURÉAT DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES

Édition corrigée et complétée

PARIS (VI^e)

H. DUNOD ET E. PINAT, ÉDITEURS

47 et 49, Quai des Grands-Augustins

—
1918

Tous droits de reproduction, traduction et adaptation réservés pour tous pays.

ESAI SUR LA VIE

L'ÉVOLUTION DES ROCHES

ALFRED VIAL

PARIS

MAISON DE LA SCIENCE

Cet Essai est dédié à la mémoire

DE

MARIE-FRANÇOIS-EUGÈNE BELGRAND

INSPECTEUR GÉNÉRAL DES PONTS ET CHAUSSÉES
MEMBRE DE L'INSTITUT

GABRIEL-AUGUSTE DAUBRÉE

INSPECTEUR GÉNÉRAL DES MINES
MEMBRE DE L'INSTITUT

comme un faible témoignage de respectueuse reconnaissance.

Semur-en-Auxois (Côte-d'Or).

Le 15 janvier 1912.

INTRODUCTION

Placé en face de la très grande variété des roches silicatées massives, dont la nomenclature s'étend et se complique chaque jour, ainsi qu'on le voit, par exemple, par la dernière édition de *Elemente der Gesteinslehre* de H. Rosenbusch, le géologue est porté à se demander si ces types sont bien individualisés et s'ils ne seraient pas plutôt des formes de passage, résultant d'une évolution naturelle.

C'est dans cette préoccupation d'esprit que nous avons entrepris ce travail.

Nous rappelons tout d'abord, d'une façon succincte, les recherches et les études qui ont été faites, depuis près d'un siècle, par les chimistes et les géologues sur l'altération des minéraux et des roches, principalement sous l'action de l'eau chargée d'acide carbonique.

Après avoir exposé, dans leurs grandes lignes, les idées de l'école plutonienne actuelle et aussi les difficultés et les contradictions qu'elles soulèvent, nous reprenons l'étude de la formation et de l'évolution des roches en question, à un point de vue tout à fait opposé, en nous basant sur les considérations chimiques qui précèdent.

Partant des roches basiques, à 50 0/0 de silice, telles que basalte, mélaphyre et diabase, nous montrons que l'action lente, mais continue de l'acide carbonique, que l'on trouve partout et toujours à l'œuvre, puisqu'il est le produit ultime de la décomposition des végétaux, et auquel *aucun silicate ne résiste*, de cette

grande puissance de la nature, ainsi que l'a surnommé O. Volger, a pour résultat d'éliminer les bases, telles que la chaux, la magnésie, le fer et la soude, dans un ordre déterminé et d'amener ainsi graduellement par *métasomatization* (pour employer un néologisme des géologues américains), la roche à un état plus acide, riche en alumine, silice et potasse. C'est ainsi que la diabase passe successivement à la diorite, à la syénite et au granite plus ou moins quartzifère et le basalte à l'andésite, à la dacite, au phonolite, au trachyte, à la liparite. L'acide carbonique considéré à ce point de vue se comporte alors comme un *déminéralisateur*.

Nous arrivons ainsi à ce résultat assez inattendu que les roches silicatées *neutres et acides ne sont pas des produits magmatiques distincts, mais qu'elles sont dues à la modification chimique d'une roche basique*.

Le problème se trouve par là grandement simplifié, puisqu'il ne s'agit plus maintenant que de déterminer les conditions dans lesquelles cette dernière prend naissance.

Or, si nous nous reportons plus particulièrement aux recherches de W. T. Blanford (1), pour l'Abyssinie, de H. B. Medlicott et Blanford, pour le Deccan, de J. Geikie, pour le N. W. de l'Europe et de A. Geikie et J. Le Conte, pour le N. W. des U. S., nous voyons que les *gigantesques formations basaltiques* de ces régions ne sauraient être considérées comme éruptives. C. E. Dutton (*Hawaiian Volcanoes*) remarque d'ailleurs, d'après v. Richthofen, que, en ce qui regarde les États-Unis, elles n'ont pas pu se produire dans les mêmes conditions que les coulées de laves actuelles. Tout nous porte ainsi à y voir plutôt des *roches sédimentaires d'une nature spéciale*.

Étant donné que les phénomènes de la nature se reproduisent toujours identiques à eux-mêmes, on doit retrouver dans les sédiments actuels une roche analogue au basalte, au point de vue de la composition chimique. Les études des fonds de mer, tels que nous les font connaître les expéditions du *Challenger*,

(1) Nous avons, de parti pris, imitant en cela les auteurs étrangers, supprimé le signe distinctif M. dont on fait généralement en France précéder les noms des auteurs encore vivants.

du *Blake*... nous conduisent alors directement à la glauconie, à cette roche assez énigmatique, qui consiste en un *silicate complexe formé à froid, à partir de ses éléments, dans des conditions biologiques et chimiques encore imparfaitement connues*. Ce silicate a d'une façon générale la composition du basalte, mais il a surtout en commun avec lui les caractéristiques suivantes : *acide phosphorique et oxydes de titane et de vanadium dans les mêmes proportions*. Cette roche, par simple modification physique, par *diagénèse*, pour employer une expression de v. Gümbel, donne naissance au basalte, au mélaphyre et à la diabase. C'est ce que nous avons cherché à bien faire ressortir dans cet Essai. Parmi les nombreux arguments donnés, il y en a un de premier ordre, qui est relatif à la présence de *grains de quartz arrondis* dans les roches basiques, ainsi que J. P. Iddings et J. S. Diller l'ont indiqué les premiers. L'école plutonienne n'a pu donner la raison de ce fait, qui s'explique au contraire très bien, d'après les vues que nous soutenons.

Si le mode de formation des roches basiques est bien tel que nous l'avons exposé, on doit s'attendre à en retrouver, dans la nature actuelle, en voie de formation et d'évolution. Or, les belles études de G. F. Becker (*Geology of the Quicksilver Deposits of the Pacific Slope*, 1888) et de C. K. Leith (*The Mesabi iron-bearing District of Minnesota*, 1903) notamment, confirment pleinement cette induction.

Dans le chapitre des applications à la France, nous montrons enfin que les basaltes, phonolites, trachytes... de l'Auvergne, du Cantal, du Velay et du Vivarais, doivent être considérés comme les restes d'une couche continue puissante de glauconie, qui s'est déposée pendant le miocène et le pliocène (?), a été métasomatisée, puis exondée et tellement modifiée et ruinée par les agents atmosphériques qu'il est presque impossible actuellement d'en reconnaître la nature, encore moins l'origine.

Dans le deuxième livre, qui est relatif à la remise en mouvement des minéraux, nous revenons, à propos de la beauxite, de la gaize et de certains minerais de fer, à la glauconie qui leur a

donné naissance, pour bien faire ressortir encore combien *est grande l'altérabilité* de cette substance.

Le dernier livre est consacré aux phénomènes volcaniques. Nous montrons qu'ils n'ont jamais eu qu'une importance absolument négligeable au point de vue de la formation des couches terrestres, qu'ils résultent simplement *de la fusion de roches préexistantes, à la suite d'affaissements locaux et limités*, dont le processus a été bien mis en relief par J. Milne et l'école séismique du Japon, dans leurs belles études sur les tremblements de terre.

Bien que la France continue à être brillamment représentée sur le terrain de la géologie et de la pétrographie, on ne trouvera cependant dans cet Essai que de rares citations des travaux de ses savants, soit que nous ayons rencontré un terrain encore inexploré, conforme à nos idées, dans les études de Becker, Leith, Sandberger, ... soit encore que nous ayons voulu surtout faire connaître les grands traités de Bischof, Mohr, St. Hunt, Rosenbusch, Roth, ... qui, n'ayant pas été traduits, sont à peu près lettre morte pour beaucoup de nos compatriotes.

Nous ne nous sommes pas d'ailleurs contenté de citer ces auteurs, en renvoyant à leurs travaux, mais nous avons voulu, par de larges extraits, rendre pleinement leur pensée en des questions difficiles et controversées. Nous avons ainsi mis à la disposition du public scientifique tous les éléments qui lui permettront de se faire une opinion et de juger, en parfaite connaissance de cause, les vues nouvelles que nous lui soumettons.

LIVRE I

DE LA GENÈSE ET DE L'ÉVOLUTION

DES ROCHES SILICATÉES CRISTALLISÉES MASSIVES

ET DES SCHISTES CRISTALLINS

Our ideas as to the origin of igneous rocks are still « en pleine évolution ». Conditions are rapidly changing in consequence of discoveries in geology and physical chemistry.

J. J. H. TEALL (*Presid. Address Geol. Soc. L. Proc.*, 1901).

Omnes crystalli siliciferæ, scil. spathum agreste, pyroxenus, amphibolus, granatum, ceteræ, via humida ortæ sunt.

F. MOHR (*Theses, Geschichte der Erde*, 1866).

On voit, d'après ce que nous venons de rappeler, que les plus célèbres minéralogistes étrangers et les chimistes suédois, allemands, anglais, qui ont le plus travaillé sur les substances minérales et qui ont été à même d'observer les montagnes basaltiques, n'ont pas cru pouvoir regarder les basaltes comme des produits du feu, comme des coulées de laves.

F.-F. DAUBUISSON (*Mémoire sur les basaltes de la Saxe*, 1803).

CONSIDÉRATIONS CHIMIQUES

SUR L'ALTÉRATION DES ROCHES

Les premières recherches de cette nature semblent avoir porté sur le mode de formation du kaolin et remonteraient aux chimistes Allauu et Vauquelin. Ces auteurs considérèrent le phénomène comme consistant, d'abord, dans une désagrégation de l'orthose, puis dans la mise en liberté de l'alcali que les eaux enlevaient ensuite peu à peu.

Le chimiste Gehlen, qui reprit ces études dans un mémoire paru en 1814, montra que, s'il s'agissait d'un simple départ de la potasse, les autres éléments du minéral devraient conserver leurs proportions relatives, ce qui n'était pas le cas, et arriva à cette conclusion que le phénomène était plus complexe qu'on ne le supposait. Cette manière

de voir fut partagée par Berthier, qui pensait qu'une notable portion de la silice était entraînée en même temps que l'alcali.

Quelques années plus tard, Forchammer, Brongniart et Malaguti admettaient que la disparition de la silice était la conséquence de la présence de l'alcali et de la solubilité du silicate alcalin qui se séparait.

J. Fournet montra ensuite (*An. de Chimie et de Phys.*, t. LV, 1834), dans un travail très intéressant, que l'on peut regarder l'acide carbonique comme étant l'agent qui détermine la formation du kaolin et insista, à juste raison, sur le rôle considérable que joue cet acide dans l'économie de la nature. La silice mise en liberté par cet acide se trouve, disait cet auteur, à l'état gélatineux et est, par suite, soluble dans l'eau, dans l'eau chargée d'acide carbonique et de carbonates alcalins ⁽¹⁾. Elle se trouve ainsi déplacée et va se concentrer ailleurs et forme alors, soit de l'opale, soit des agates ou des cristaux de quartz hyalin, soit encore des zéolites telles que la mésotype, la stilbite.

Ebelmen, dans un mémoire important publié dans *An. des mines* (4^e série, t. VI, 1845), généralisa les aperçus de Fournet et montra que la transformation du feldspath en kaolin n'est qu'un cas particulier de la décomposition des silicates, sous l'action des agents atmosphériques.

Ses recherches portèrent d'abord sur les altérations éprouvées par le bisilicate de manganèse, la bustamite (variété calcifère du précédent) et le grenat mélanite.

Il trouva, pour le premier de ces minéraux, que la silice et la magnésie avaient complètement disparu, ainsi que la majeure partie de la chaux, que les protoxydes de fer et de manganèse avaient été transformés en peroxydes hydratés et se trouvaient, dans la matière noire, dans la même proportion que dans le minéral non altéré.

Quant à la bustamite, qu'il range dans le groupe des pyroxènes, il reconnut que les 5/6 de la chaux avaient à peu près disparu et que la silice avait été enlevée presque entièrement.

L'éminent ingénieur étudia ensuite les altérations que des basaltes provenant de localités diverses avaient éprouvées de la part des agents atmosphériques.

(1) La teneur en acide silicique de l'eau des geysers s'élève, pour 1.000 parties d'eau, à 0,5097 pour le grand geyser d'Islande d'après F. Sandberger, à 0,590 pour le même d'après Damour, et à 0,606 pour le grand bassin d'eau bouillante sur le bord du Rotomahana (Islande) d'après Smith. Cette silice gélatineuse serait maintenue en dissolution grâce au carbonate de soude et aussi à l'acide carbonique, car l'aération de l'eau en facilite grandement le dépôt.

En ce qui concerne celui de Crouzet, l'analyse lui montra qu'il y avait une très grande différence entre le basalte non altéré et le produit de son altération. Il y a eu fixation d'eau, et tous les éléments, sauf l'alumine, ont été entraînés, en proportions plus ou moins grandes. C'est ainsi que les 96/100 de la magnésie, les 9/10 du fer, les 5/6 des alcalis, les 2/3 de la silice et la moitié de la chaux ont été séparés. Enfin plus des 57/100 en poids de la roche ont disparu.

L'enlèvement presque complet de la magnésie semble pouvoir être rattaché, d'après l'auteur, à la décomposition du péridot, qui peut être entraîné en entier dans la décomposition de la roche.

Ces analyses conduisirent Ebelmen aux conclusions suivantes.

Dans la décomposition des silicates contenant de la chaux, de la magnésie, des protoxydes de fer et de manganèse, sans alumine, on constate toujours que la silice, la chaux et la magnésie sont éliminées et tendent à disparaître complètement. Quant au fer et au manganèse, tantôt ils restent dans le résidu, à un état d'oxydation supérieur, tantôt ils disparaissent comme les autres bases.

Dans la décomposition des silicates contenant de l'alumine et des alcalis avec ou sans les autres bases, l'observation prouve que l'alumine se concentre dans le produit de décomposition, en retenant une portion de la silice et que les autres bases sont entraînées avec une grande partie de la silice. Le produit final de la décomposition se rapproche de plus en plus d'un silicate d'alumine hydraté.

Ce principe comprend, comme cas particuliers, la décomposition de l'orthose et sa transformation en kaolin.

A partir de cette époque, les recherches sur la décomposition des silicates et sur les altérations des minéraux et des roches, études sur le terrain et expériences de laboratoire, deviennent de plus en plus nombreuses. Nous ne citerons que les principales.

Liebig (*Agriculturchemie*) conclut à ce que les silicates solubles dans l'eau sont complètement décomposés par l'acide carbonique.

Struve (*Ueber die Nachbildung der natur. Heilquellen*) trouve que la chaux, la soude et la potasse, ainsi que de petites portions de silice et une faible partie de chlorure de calcium (pour les gneiss, granites et schistes cristallins) entrent en dissolution.

Les frères W. B. et R. E. Rogers, connus par leurs beaux travaux de géologie, se livrent à des recherches importantes sur cette question (*Am. J. of science*, 1848).

Nous arrivons maintenant aux remarquables études que G. Bischof

a réunies et fait connaître dans son ouvrage : *Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie*⁽¹⁾.

Voici ce que dit l'auteur à ce sujet :

« Les silicates alcalins et alcalino-terreux, les silicates de protoxyde de fer et de manganèse sont décomposés par l'eau chargée d'acide carbonique, à la température ordinaire. La quantité d'acide silicique qui se sépare est nulle ou très faible.

« Le silicate de magnésie n'est pas décomposé par l'acide carbonique, lorsqu'il est seulement en suspension dans l'eau.

« Comme l'acide carbonique n'entre pas en combinaison avec l'alumine, il est clair que le silicate d'alumine ne peut pas être décomposé par cet acide.

« Le phosphate de chaux est dissous par l'eau chargée d'acide carbonique. »

C. Struckman (*Wöhler und Liebig An.*, 1835) est arrivé à des résultats qui sont en désaccord avec ceux de Bischof. Il trouva en effet, en opérant sur une dissolution étendue d'un silicate de potasse et de soude préparée artificiellement, que ce silicate est décomposé complètement par l'acide carbonique et que la silice se sépare. Il ajoute : « Dans les sources acidules (*Kohlensäurelinge*), on peut également trouver de l'acide silicique libre en dissolution... Au cours de la décomposition lente des silicates alcalins dans le sol, décomposition à laquelle l'acide carbonique prend une part importante, le silice se présente constamment à l'état libre, lorsqu'il y a un excès d'acide carbonique. »

Dittrich (*J. f. prakt. Chemie*, t. LXXIV) constata que les sols argileux (*Lehmboden*) et les porphyres cèdent principalement des alcalis à l'eau chargée d'acide carbonique.

Haushofer (*même périodique*, t. CIII) confirma les résultats de Dittrich.

Daubrée soumit des silex arrondis à l'action de l'eau chargée d'acide carbonique dans une sorte de trommel et constata, au bout de dix jours, que la potasse et l'acide silicique étaient entrés en dissolution.

Alfons da Cotta (*J. f. prakt. Chemie*, CIII) étudia l'action de l'eau

⁽¹⁾ Ce traité a eu deux éditions en Allemagne, en 1847-1854 et en 1863-1866. Il est regrettable qu'il n'en ait pas été donné une traduction en français. Bien que l'erreur y côtoie souvent la vérité, ainsi que nous le montrerons plus loin, cet ouvrage ne s'impose pas moins à la lecture et à la méditation des naturalistes, tant par sa puissante documentation que par son large esprit de critique.

chargée d'acide carbonique sur le carbonate de chaux. Il essaya également l'eau pure sur le feldspath, le granite, le gneiss, la syénite, le trachyte et le basalte et obtint, après évaporation, un résidu appréciable.

Nous avons à citer, dans le même ordre d'idées, une série de recherches sur l'action que l'eau pure exerce sur les minéraux et dont A. Kenngott publia les résultats dans le même périodique (t. CI, 1867).

Nous ne ferons que mentionner les études de Ludwig (*Archiv der Pharm.*, t. XCI), de G. Rose (*An. der Phys. und Chemie*, t. LXXXII, LXXXIV et LXXXV) ainsi que celles de Hoppe Seyler (*Zeit. der deut. geol. Gesel.*, 1873), ayant hâte d'arriver aux recherches plus complètes que J. R. Müller fit sur : *Die Einwirkung des Kohlensäurehaltigen Wassers uber einige Mineralien und Gesteine* (*Min. Mit. von Tschermak*, 1877).

L'auteur, après avoir rappelé brièvement les travaux de ses devanciers, dont il a été question ci-dessus, expose ses propres recherches, dans lesquelles il a fait agir de l'eau chargée d'acide carbonique, à une pression assez élevée, 3 1/4 atmosphères (?), et à la température de 12° C. environ.

Les minéraux essayés ont été les suivants : adulaire, oligoclase, hornblende, fer magnétique, minéral de fer magnétique, moroxite (variété d'apatite), spargelstein (variété d'apatite de nuance vert bleu), olivine et serpentine noble.

Après une durée d'environ quarante-cinq jours, l'auteur dosa les quantités dissoutes, qu'il a fait connaître par le tableau suivant, qui donne pour chacun des éléments, tels que SiO², Al²O³,... les 0/0 dissous.

MINÉRAUX	SiO ²	Al ² O ³	K ² O	Na ² O	MgO	CaO	P ² O ⁵	FeO	TOTAL
									0/0
Adulaire.....	0,1552	0,1368	1,3527	»	»	»	»	Traces	0,328
Oligoclase.....	0,237	0,1713	»	2,367	»	3,216	»	Traces	0,533
Hornblende.....	0,419	Traces	Traces	»	»	8,528	»	4,829	1,536
Oxyde de fer magnétique.....	»	»	»	»	»	»	»	0,942	0,307
Minéral de fer magnétique.....	Traces	»	»	»	»	»	»	2,428	1,821
Moroxite.....	»	»	»	»	»	1,696	1,417	»	1,529
Apatite.....	»	»	»	»	»	2,168	1,822	»	2,018
Spargelstein.....	»	»	»	»	»	1,940	2,12	Traces	1,976
Olivine.....	0,873	Traces	»	»	1,291	Traces	»	8,733	2,411
Serpentine.....	0,354	»	»	»	2,649	»	»	1,527	1,211

Ce tableau montre tout d'abord que la chaux et le protoxyde de fer ont été le plus, et la silice et l'alumine le moins, attaqués par l'eau chargée d'acide carbonique. Ce résultat s'accorde bien avec ce que l'on observe dans la nature, relativement au carbonate de chaux et de protoxyde de fer.

En ce qui concerne les deux feldspaths, l'adulaire et l'oligoclase, on voit se confirmer l'idée que Werner et Bischof avaient soutenue, à savoir que ces minéraux sont décomposés par l'eau chargée d'acide carbonique. Mais alors que ce dernier auteur n'admettait pas que l'acide silicique passât comme tel à l'état libre, c'est le contraire qui se produit, ce qui donne raison à Struckmans dont nous avons résumé les idées plus haut.

Le tableau ci-dessus montre qu'il a dû se produire de l'alumine hydratée qui est entrée en dissolution. Ce résultat semble en opposition avec les affirmations des chimistes, et notamment de Bischof. Mais les frères Rogers et Dittrich ont fait voir que l'eau chargée d'acide carbonique est en état de dissoudre l'alumine, en faibles quantités, il est vrai. Ce dernier a trouvé qu'un sol argileux, riche en humus, le porphyre décomposé et le basalte, pouvaient céder respectivement les proportions centésimales de 0,29 ; 0,007 ; 0,003 de protoxyde de fer et d'alumine à l'eau chargée d'acide carbonique.

Que l'oligoclase se décompose plus facilement que l'adulaire, il n'y a rien là qui doive nous surprendre, puisque le premier de ces minéraux est plus riche en soude et en chaux. Zirkel (*Petrographie*, t. II) avait déjà fait remarquer que la décomposition des feldspaths et leur passage à l'état de kaolin se produisent d'autant plus rapidement qu'ils sont moins riches en silice, et que ceux qui sont riches en potasse sont beaucoup plus difficiles à décomposer que ceux qui sont riches en chaux et en soude. Nous trouvons dans ce fait la raison des différences que l'on constate dans la formation des kaolins. Nous comprenons aussi beaucoup mieux par là les altérations que l'on a reconnues, jusqu'à une grande profondeur, pour les granites, les syénites et les gneiss.

Pour l'hornblende, c'est vraisemblablement à l'état d'hydrate que l'acide silicique a été séparé, comme pour l'adulaire et l'oligoclase.

Cette influence de l'acide carbonique permet de se rendre compte de la variété des pseudomorphoses que Blum, Bischof et d'autres savants ont décrites pour l'hornblende. Nous jugeons mieux par là également les altérations profondes que présentent les roches,

dans lesquelles l'hornblendé entre comme élément principal.

Ce que Bischof dit, au sujet de l'altération de l'hornblende, concorde bien avec les résultats des expériences que nous analysons. « Quand la chaux et le protoxyde de fer sont enlevés à l'hornblende, on obtient la chlorite. Si l'alumine disparaît en même temps, alors c'est la serpentine qui prend naissance. Enfin, si toutes les bases disparaissent, à l'exception de la magnésie, les minéraux que l'on obtient sont la stéatite et le talc. »

L'auteur du mémoire conclut de ses recherches comparatives sur la durée de la décomposition des minéraux que c'est la *pression qui est le facteur le plus important*.

L'oxyde de fer magnétique est très résistant et semble devoir persister, comme l'avait indiqué Zirkel. Ce fait semble tenir à la grande affinité du protoxyde de fer pour le sesquioxyde. Bischof l'avait également signalé.

L'apatite est aussi assez résistante. Zirkel (*Mik. Beschr. der Min. und. Gest.*) a dit des apatites : « Malgré leur solubilité dans l'acide chlorhydrique, les apatites sont une des substances qui résistent le plus longtemps aux agents de décomposition et même dans les roches très altérées, à côté de l'hornblende et de l'augite, qui ont été moléculairement modifiées, elles continuent à se montrer avec toute leur fraîcheur. »

Les analyses relatives à la moroxite, à l'apatite ordinaire et au spargelstein montrent cependant que ces minéraux sont attaqués, que l'eau chargée d'acide carbonique agit sur eux plus vivement que sur les feldspaths et l'hornblende. La chaux se sépare à l'état de bicarbonate de chaux, pendant que l'acide phosphorique se dissout seul de son côté. Pour la moroxite, par exemple, les proportions centésimales sont de 1,417 pour l'acide phosphorique et de 1,696 pour la chaux qui ont été dissous. On ne saurait songer à une dissolution du phosphate de chaux en nature.

Quant à l'olivine, Zirkel (*mém. cité*) remarque qu'elle est souvent altérée. De tous les minéraux soumis à l'action de l'eau chargée d'acide carbonique, c'est le minéral qui est le plus souvent attaqué. L'acide silicique se sépare vraisemblablement à l'état d'hydrate, et la magnésie ainsi que le protoxyde de fer à l'état de carbonates. Mais si ces deux dernières substances se forment assez facilement, on peut affirmer qu'au cours des phénomènes de serpentinisation, il se produit également de l'oxyde de fer magnétique et de l'oxyde de fer hydraté.

De même que pour l'olivine, il ne semble pas que, pour la serpentine, l'assertion de Bischof, à savoir « que le silicate de magnésie n'est pas décomposé par l'acide carbonique » puisse être admise. Les analyses de ce minéral montrent que c'est le contraire qui se produit.

Le processus de la serpentisation, qui est si souvent observé dans le monde minéral, ne peut pas, par suite, être considéré comme le terme de la décomposition par les agents atmosphériques, de la *Verwitterung* ou du *Weathering*, pour employer les expressions concises des Allemands ou des Anglais. Tout semble montrer, au contraire, que la serpentine n'a, elle-même, qu'une durée limitée et que ses éléments doivent rentrer dans la circulation de la nature.

L'auteur, après avoir présenté ces remarques, arrive aux conclusions suivantes :

1° Tous les minéraux et roches que nous avons expérimentés sont décomposés par l'eau chargée d'acide carbonique ;

2° Au cours de ces altérations, nous avons constaté que la chaux, les oxydes de fer, de manganèse, de cobalt, de nickel, de potasse et de soude passaient à l'état de carbonate ;

3° Pour l'adulaire et l'oligoclase, de faibles quantités d'acide silicique, vraisemblablement à l'état de silice hydratée, sont éliminées d'une façon constante à l'état de dissolution ;

4° Il est rare que l'alumine soit dissoute en quantité sensible ;

5° L'adulaire résiste notablement plus longtemps que l'oligoclase ;

6° La coloration rouge du feldspath peut être considérée comme le premier stade de la décomposition. La kaolinisation se produit ultérieurement ;

7° L'hornblende est plus facilement décomposée que le feldspath ;

8° L'augmentation de pression a plus d'influence que l'augmentation de durée ;

9° On ne peut pas conclure, du peu de résistance de l'oxyde de fer magnétique à l'action de l'acide chlorhydrique, à sa décomposition plus ou moins facile par l'eau chargée d'acide carbonique. De tous les minéraux et roches qui ont été soumis à l'expérience, c'est le minéral le moins attaquant ;

10° L'apatite se dissout plus facilement qu'on ne pourrait le supposer, d'après l'aspect qu'elle présente sous le microscope ;

11° L'olivine est le minéral qui s'est décomposé le plus facilement ;

12° Le silicate de magnésie est également attaqué et la serpenti-

sation ne peut pas être considérée comme le résultat ultime de la transformation.

Depuis la publication du mémoire de R. J. Müller, nous n'avons guère à signaler que les études de W. Hoffmann sur l'action de l'eau ordinaire sur les silicates (*Leipzig*, 1882) et des recherches, d'un ordre plus restreint, de A. Johnstone sur l'action de l'eau pure et de l'eau saturée d'acide carbonique sur les micas (*Quart. J. of the geol. Soc. London*, t. XLV, 1889).

Le premier de ces auteurs ayant fait agir de l'eau pure sur l'idocrase, l'épidote et l'olivine et ayant analysé ces minéraux avant et après cette opération, constata qu'ils avaient été faiblement attaqués et arriva à cette conclusion que ces silicates s'étaient dissous dans l'eau comme tels, sans éprouver de décomposition.

Ayant opéré de même sur un assez grand nombre de corps, il reconnut que la réaction alcaline, déterminée au moyen du papier de tournesol, ne se produisait que lorsque le composé n'était pas très acide, mais qu'elle cessait quand le rapport de l'oxygène de la silice à celui de la base dépassait le nombre 3.

A. Johnstone, après avoir rappelé ses précédentes recherches, dans lesquelles il faisait intervenir l'acide carbonique, étudia l'action de ce dernier sur les micas.

Il partage ceux-ci en deux groupes. Le premier comprend les variétés anhydres, la muscovite (y compris le lépidolite...) et la biotite (y compris la phlogopite et le lépidomélane...). Ces micas passent graduellement, par l'augmentation de la teneur en eau (de 2,5 à 6 0/0), à la seconde division relative aux micas hydratés, comprenant, d'une part, la muscovite hydratée, connue sous les noms de margarodite, gilbertite, damourite, la paragonite, séricite dans laquelle la soude remplace en partie la potasse, de l'autre la voigtite ou biotite hydratée.

L'auteur fit agir sur ces différents micas de l'eau pure et de l'eau distillée saturée d'acide carbonique et prolongea ses essais pendant une année.

En ce qui concerne la muscovite, l'aspect dans les deux cas avait changé; les minéraux à la fin se rapprochaient de quelques-unes des variétés de la muscovite hydratée. Rien des éléments n'avait pas été dissous; il y avait eu simplement hydratation.

Pour la biotite, avec l'eau pure, il y eut simplement hydratation. Mais avec l'acide carbonique, le minéral fut attaqué et de la magnésie et du fer furent dissous. Le minéral s'était en même temps hydraté.

L'auteur pense que, si l'expérience avait été prolongée, la biotite eût passé à l'état de muscovite hydratée et ajoute qu'il est possible que les écailles de muscovite hydratée que l'on trouve dans les schistes à hornblende, dans les gneis et dans les granites, proviennent d'une biotite altérée.

Il prit ensuite de la biotite hydratée, voigtite, vermiculite ou pyrosclérite et soumit ces minéraux à l'action prolongée de l'eau chargée d'acide carbonique. Ils perdirent alors de la magnésie et du fer, qui furent transformés en carbonates et, comme tels, entraînés par des phénomènes de dissolution.

L'auteur signale en terminant ce fait que, lorsque des micas anhydres ou peu hydratés prennent une teneur en eau plus élevée, ils augmentent en même temps de volume.

CHAPITRE I

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES ROCHES SILICATÉES CRISTALLISÉES MASSIVES D'APRÈS LE POINT DE VUE PLUTONIEN ACTUEL

Avant d'appliquer à la genèse et à l'évolution des roches silicatées cristallisées massives une méthode d'interprétation qui ressort des considérations chimiques précédentes, nous commencerons par présenter la manière de voir généralement admise aujourd'hui, en prenant principalement pour guides dans cette délicate question : *Elemente der Gesteinslehre*, 3^e édition (1910), de H. Rosenbusch, et *Allgemeine und chemische Geologie* (1879-92), de J. Roth, monuments superbes élevés à la géologie, telle que nous la révèlent les nombreuses observations qui ont été faites à la surface du globe, surtout depuis un demi-siècle.

Ces savants auteurs, ainsi que leurs nombreux disciples, font dépendre les roches en question d'un magma qui représenterait la partie centrale non encore consolidée du globe. Comme elles diffèrent par leur nature chimique, et peut-être plus encore par leur structure, assez notablement les unes des autres, on leur a appliqué le mode de division suivant.

Les premières, les roches *plutoniennes*, résulteraient d'éruptions avortées, incomplètes, en ce qu'elles ne seraient pas arrivées au jour. Elles se seraient arrêtées, à un certain niveau, au milieu des roches sédimentaires ou autres préexistantes, se seraient insinuées dans leur masse à la faveur de leur état de fusion, les auraient soulevées et y auraient formé des amas étendus et d'épaisseur souvent considérable, que l'on désigne actuellement, d'après Gilbert, sous le nom de *laccolites*.

Ces roches qui sont ainsi arrivées à leur état de consolidation défi-

nitif dans les profondeurs du sol ont reçu des géologues français le nom de *plutoniennes* et des géologues allemands celui de *Tiefengesteine*, qui indique mieux leur mode de consolidation final.

Les éléments qui les composent sont de deux espèces. Les uns proviennent d'une première cristallisation lente dans le magma initial et sont plutôt *idiomorphes*, ainsi qu'on le comprend facilement. Les autres sont d'origine postérieure et se sont formés lors de la consolidation définitive. La température du milieu étant plus basse que dans le premier cas, la séparation et la cristallisation ont eu lieu relativement rapidement, aussi les éléments sont-ils plutôt *alotriomorphes* en même temps qu'ils présentent des dimensions moindres. La différence qui existe entre ces deux genres d'éléments peut cependant ne pas être toujours très marquée. C'est pour ce dernier motif que l'on dit d'une pareille roche que ses éléments présentent une *seule génération* ou qu'il n'y a eu qu'un *seul temps de cristallisation*.

Les roches *éruptives*, qui constituent la seconde division ont pu, par suite de circonstances plus favorables, s'élever jusqu'au jour et s'épancher à la surface du sol en coulées ou en nappes. De là le nom très expressif d'*Ergussgesteine*, par lequel les géologues allemands les désignent. La consolidation de ces roches ayant eu lieu très rapidement, les éléments du deuxième temps n'ont pas pu se former aussi facilement que dans le cas précédent. Seuls les éléments *intramagmatiques* sont bien constitués. Ils se présentent alors dans une sorte de pâte plus ou moins vitreuse (*Grundmasse*), dans laquelle on aperçoit comme une sorte d'ébauche de cristallisation, connue sous le nom de *microlites*, qui correspondent au *second temps de cristallisation*. La structure de ces roches est finalement plus ou moins *porphyrique*.

Tels sont les deux faciès principaux qu'on distingue pour les roches magmatiques. Mais, à côté de ces deux grands types, il convient de placer celui des roches de filons, qui se présentent d'une façon assez particulière et que nous étudierons plus loin.

Enfin certains géologues de l'école plutonienne ont pensé qu'il y avait lieu d'établir des distinctions entre les roches magmatiques anciennes et les roches magmatiques relativement récentes, datant de la période tertiaire. De ce nombre est le professeur Bücking, de Strasbourg, qui a donné le tableau d'ensemble ci-dessous, que nous reproduisons d'après W. Bruhns (*Petrographie*, 1903).

Tableau systématique des roches magmatiques les plus importantes

CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES	CARACTÉRISTIQUES MINÉRALOGIQUES	PLUTONIENNES		ÉRUPTIVES	
		FACIES GRANITIQUE	FACIES FILONEN	ANCIENNES	PLUS RÉCENTES
Alcalis..... 7-10 0/0 Ter. alc..... 4-5 0/0 Silice..... > 60 0/0 jusqu'à... 80 0/0	Feldspath potassique + quartz. Feldspath sodique + quartz.	Granite. Granite sodique.	{ Aplite. Pegmatite. Porphyre granitique. }	Porphyre quar- tzière. Porphyre felsi- tique. Pechstein. Kératophyre quartzifère.	Liparite vitreuse. Pechstein, Ponces, Obsidienne. Pantellerite.
Alcalis..... 7-15 0/0 Ter. alc..... 2-9 0/0 Silice..... < 60 0/0	Feldspath potassique sans quartz. Feldspath sodique id. Feldspath alcalin + néphéline (éléolite). Feldspath alcalin + leucite + néphéline. Leucite + néphéline.	Syénite. Syénitesodique. Syénite éléolitique. Syénite éléolithique avec leucite.	{ Porphyre syéni- tique. Minette. Porphyre rhom- bique. Porphyre syéni- tique éléolithique Id. avec leucite. }	Orthophyre. Kératophyre.	Trachyte et verres. Trachyte sodique et verres. Phonolite. Leucitophyre.
Alc. jusqu'à 3 0 0 Ter. alc... 10-15 0/0 Silice..... > 55 0/0 jusqu'à... 70 0/0	Feldspath sodo-calcique + un minéral du groupe des micas, du groupe du pyroxène, du groupe de l'amphibole.	Diorite.	{ Porphyrite dioritique. Kersanite. }	Porphyrite. Pechstein.	Andésite acide (Dacite). Andésite.
Alcalis..... 1-12 0/0 Ter. alc..... 10-30 0/0 Silice..... < 55 0/0 jusqu'à... 53 0/0	Pyroxène avec ou sans olivine et avec ou sans feldspath sodo-calcique. Pyroxène avec ou sans olivine et avec néphéline. Pyroxène avec ou sans olivine et avec leucite.	Gabbro. Norite. Péridolite. Pyroxénite. Théralite. Missourite.	{ — — — }	Diabase, Méla- phyre et Pi- crite. — —	Basalte feldspa- thique. Basalte à néphé- line, Néphéli- nite, Téphrite, Basanite. Basalte à leu- cite, Leucite, Téphrite, Ba- sanite.

On peut rapprocher ce tableau de celui que donne J. Roth (*op. cit.*, II^e vol.) sous la dénomination de « Tableau synoptique des roches plutoniques » qui, s'il est plus complet au point de vue de la désignation des espèces, n'établit pas, par contre, de distinction entre les roches plutoniennes, les roches éruptives et les roches filoniennes.

Le tableau de Bücking montre que la teneur en silice varie entre 80 et 50 0/0. Les géologues ont pensé qu'il convenait de tenir compte également de ce caractère chimique et ont alors partagé les roches en trois types : *acide*, contenant plus de 65 0/0; *neutre*, contenant de 65 à 52 0/0, et *basique*, contenant moins de 52 0/0. Comme l'albite est le silicate le plus riche en silice — de 66 à 69 0/0, — on voit facilement que, lorsque la teneur en silice est supérieure à ces chiffres, la roche doit nécessairement contenir de la silice à l'état libre.

Comme les roches plutoniennes et éruptives proviennent d'un même magma, un écart aussi important dans la teneur en silice a tout lieu de surprendre. Les géologues plutoniens se sont ingénies à en chercher et à en donner la cause. Tout d'abord l'ancienne école de Phillips, Durocher, Bunsen... admettait qu'il existait dans la nature deux types fondamentaux de roches, le type trachytique et le type pyroxénique et que les autres roches, intermédiaires au point de vue de l'acidité, en dérivait par des mélanges. Quant aux deux types extrêmes, ils les rapportaient à deux niveaux distincts du magma central, le niveau le plus basique, qui correspond à une densité plus grande, étant évidemment plus rapproché du centre de la Terre. Suivant que la base du dyke d'éruption correspondait à l'un ou à l'autre de ces niveaux, on devait avoir une roche acide ou une roche basique et dans l'intervalle des types intermédiaires.

St. Hunt (*Chemical and geological Essays*, 1875), qui discute ces hypothèses, fait les remarques suivantes : « Bunsen a, comme on le sait, calculé la composition normale de ces magmas supposés trachytiques et pyroxéniques et a pensé que les roches magmatiques en sont dérivées, soit séparément, soit par mélange, de telle sorte qu'il existe une relation constante entre la teneur en alumine, chaux, magnésie et alcalis et la teneur en silice de la roche. Si cependant on examine les analyses des roches magmatiques de Hongrie et d'Arménie faites par Streng et destinées à appuyer cette manière de voir, on trouve de tels écarts entre les résultats réels et ceux qui ont été calculés que l'hypothèse de Bunsen paraît plus que douteuse. » Aussi semble-t-il que cette théorie soit actuellement à peu près abandonnée. On admet-

es dénominations
ont avoir été
tristes dans la
par J.W. Tudd)

trait plutôt aujourd'hui que les roches si différentes que nous examinons se seraient produites par un processus de *différentiation* (*Spaltung*) d'un magma primitif. C'est l'idée que soutiennent notamment Zirkel et Rosenbusch.

Voici ^{maintenant} d'après ce dernier auteur (*op. cit.*) comment se succéderaient les éléments qui se sépareraient dans un magma en voie de cristallisation.

« 1° Les *éléments les plus anciens* provenant d'un magma en voie de cristallisation sont certains produits accessoires (*Neben-und Übergengentheile*), tels que phosphates, composés du fer, spinellides, zircon, silicotitanate de chanx (titanite), perowskite... Nous les comprendrons sous la dénomination d'*apatite* et *composés du fer*.

« 2° Ce stade est celui de la séparation des silicates de Mg et de Fe et plus tard Mg-Ca, et de Fe-Ca, tels que l'olivine, la biotite, l'amphibole, le pyroxène... Nous leur donnerons le nom de *silicates colorés*. Dans ce groupe, *la séparation des orthosilicates précède celle des métasilicates*, de telle sorte que l'olivine précède le pyroxène dans les phénomènes de cristallisation.

« 3° Puis *les silicates terreux, alcalino-terreux et alcalins* se séparent suivant l'ordre de basicité décroissante, de telle sorte que l'anorthite cristallise avant les feldspaths alcalino-terreux et ceux-ci avant les feldspaths alcalins, la néphéline avant la leucite. Les substances de ce groupe peuvent être dénommées *silicates non colorés*, bien qu'ils comprennent aussi beaucoup d'éléments colorés d'une façon intense, tels que l'ægirine, l'arfvedsonite.

« 4° La *silice anhydre* (quartz) et les *produits de consolidation amorphe* se séparent en dernier lieu.

« La cristallisation d'un de ces quatre groupes ne commence pas cependant seulement après que celle du groupe précédent est terminée; le commencement de chacun des groupes empiète un peu sur la fin du groupe qui précède, de telle sorte que l'ordre de succession indiqué se rapporte plus au commencement des séparations qu'à leur durée totale.

« Des anomalies pour les quatre règles se produisent presque exclusivement entre le deuxième et le troisième groupe, en ce que pour certaines roches, diabase et basalte, le labrador s'est séparé avant l'augite. L'explication de ce fait tiendrait aux proportions pondérales des éléments, ainsi que Bunsen l'a déjà indiqué.

« Il résulte de l'ordre de succession dans la séparation des éléments

qu'un magma en voie de cristallisation devient de plus en plus acide, à mesure que sa consolidation se produit, de telle sorte qu'un reste amorphe du magma (verre de la roche) n'a nullement la composition initiale du magma, mais devient de plus en plus pauvre en Mg, Fe et Ca et de plus en plus riche en alcali et en silice. »

L'ordre de séparation des éléments permettrait, d'après l'école plutonienne, d'expliquer les deux faits suivants : la *formation zonée des minéraux* et la *résorption ou corrosion magmatique*. Le premier de ces phénomènes s'observe très bien sur les feldspaths, qui sont constitués par des couches dont la basicité va en diminuant à mesure qu'on s'éloigne du noyau. Quant à la corrosion magmatique, elle résulterait de ce que le milieu devient de plus en plus acide et peut par suite attaquer des minéraux antérieurement formés. Ce phénomène est assez visible pour l'hornblende et le mica, qui présentent souvent sur leurs bords une auréole sombre consistant en grains de magnétite et d'augite, ainsi que le fait remarquer Bruhns.

A. Lacroix (*Les Enclaves des roches volcaniques*) remarque que l'ordre dans la consolidation des éléments, tel que le présente Rosenbusch, souffre des exceptions, même dans les roches volcaniques. W. Bruhns (*op. cit.*) arrive à des conclusions identiques. Tschermak (*Wien. Ak. Sitz.*, t. XLVII) avait déjà constaté, au cours d'études sur le granite, que la consolidation des éléments ne suivait pas une règle invariable. H. L. Vogt (*Die Theorie der Silikatschmelzlösungen*, 1904), qui se place au point de vue des doctrines plutoniennes, dit également qu'il ne saurait admettre la loi de Rosenbusch.

Il semble, à première vue, que les minéraux qui s'isolent du magma, devraient suivre l'ordre de l'échelle décroissante des températures, de telle sorte qu'en laissant de côté certains minéraux accessoires tels que le zircon, le corindon, l'olivine..., le quartz par exemple qui est le plus infusible, devrait s'isoler le premier, alors que nous voyons, au contraire, qu'il se dépose le dernier et se moule sur le feldspath. Une pareille hypothèse serait inexacte pour l'école plutonienne, qui admet que, d'après l'observation, l'ordre de consolidation des éléments est simplement réglé par la nature du dissolvant. Il s'en faut cependant de beaucoup que les chimistes soient d'accord sur ce point, et nous citerons notamment les critiques serrées et puissantes que F. Mohr a exposées dans son remarquable traité : *Geschichte der Erde* (4^{re} éd., 1866), dans le chapitre intitulé : *Die Einreden des Plutonismus*.

Les pétrographes et chimistes de l'école plutonienne, pour donner

une base solide à leurs spéculations, ont cherché à reproduire par voie sèche les roches que nous examinons. Nous mentionnerons les belles études de Fouqué et Michel Lévy (*Synthèse des minéraux et des roches*, 1882), de Friedel, Sarrazin, St. Meunier... Ces auteurs n'ont pas cependant pu dépasser la série des roches basiques comprenant les basaltes, labradorites, andésites, leucotéphrites, néphélinites, limburgites. Tous leurs efforts pour s'élever aux roches neutres et encore plus aux roches acides, telles que le granite, ont échoué.

L'orthose pourrait bien être obtenu par fusion, mais il se présente alors sous la forme d'une masse visqueuse qui se laisse étirer en fils. Après fusion, il a perdu sensiblement de son poids spécifique. Sa densité tombe de 2,574 à 2,323 d'après Rammelsberg, de 2,574 à 2,409 d'après Hayes, de 2,5883 à 2,3073 d'après Thoulet. Ces derniers chiffres ne changent pas, que la matière soit soumise à un réchauffement lent ou rapide. Le quartz présente des modifications analogues. Sa densité tombe de 2,663 à 2,228 d'après Ch. Sainte-Claire Deville et de 2,63 à 2,19 d'après Greville Williams. Cette diminution dans la densité s'observe d'ailleurs pour les roches elles-mêmes, quand elles ont été refondues, ainsi qu'on le voit par les quelques chiffres suivants :

	AVANT FUSION	APRÈS FUSION	
Granite	2,680	2,427	Delesse
—	2,751	2,496	—
Porphyre pétrosiliceux.....	2,576	2,301	—
—	2,623	2,349	—
Syénite	2,710	2,43	Cossa
Diorite quartzifère.....	2,667	2,403	—
Diorite sans quartz.....	2,779	2,608	Delesse
Porphyrite (porphyre rouge antique)	2,763	2,486	—
Gabbro	3,100	2,664	—

Dans l'impossibilité où ils étaient de rendre compte de la formation de l'orthose et encore plus du quartz par un phénomène de simple fusion, les pétrographes ont fait appel à des minéralisateurs en se basant sur les recherches de Hautefeuille, de Friedel et Sarrazin ou encore sur les belles expériences de Daubrée, expériences dans lesquelles ce savant arriva à obtenir du quartz, en faisant agir de l'eau sur du verre à une température d'environ 400° (*An. des mines*, 1858).

Des recherches de même nature avaient déjà été faites par Ebelmen, de Sénarmont, A.-C. Becquerel. Ebelmen employait l'acide

borique, Becquerel la soude caustique, Forchhammer le chlorure de sodium, Daubrée l'acide fluorhydrique... Le premier de ces savants, en fondant de l'acide borique avec de l'alumine et en chauffant jusqu'à volatilisation le premier de ces corps, avait obtenu du corindon, de même qu'une expérience de Hautefeuille ~~avait donné~~ ^{donna} du quartz par fusion de la silice dans le tungstate de soude. Mais ces très curieuses recherches sont-elles bien d'accord avec les phénomènes naturels? En ce qui concerne spécialement l'acide borique et l'acide fluorhydrique, comme agents de minéralisation, on sait que ces substances sont d'une excessive rareté, qu'on ne les rencontre guère que dans les tourmalines, les topazes... On comprend alors facilement qu'elles ne peuvent pas avoir coopéré à la formation de ces masses énormes d'orthose, de quartz,... que nous observons tous les jours et qu'il y a lieu, par suite, de chercher une autre explication pour ces grands phénomènes naturels.

La présence de certains minéraux dans les roches granitiques et notamment dans les filons et les amas ou *Stockwerke*, que Rosenbusch considère comme des roches plutoniennes ou éruptives, montre bien d'ailleurs qu'elles ne peuvent pas avoir une origine magmatique.

Nous citerons entre autres la *Gadolinite*, silicate (à 23 0/0 de silice environ) d'yttrium, cérium, lanthane, glucinium, fer..., qui a été trouvée dans les environs de Fahlun et dans le granite de l'Oural; la *Samarakite*, niobate d'uranium, de fer, d'yttrium...; la *Tscheffkinite*, silicotitanate de cérium, lanthane, didyme, fer...; l'*Allanite*, silicate anhydre d'alumine, chaux, fer et cérium; le *Polycrase*, titanotantalate d'uranium, zinc, fer, yttrium, cérium, aluminium... Ces substances jouissent à peu près toutes des mêmes propriétés qui sont les suivantes. Si on les porte au rouge, elles donnent lieu très subitement à des phénomènes lumineux. En même temps leur poids spécifique est le plus souvent augmenté, mais, parcontre, leur chaleur spécifique est devenue moindre. Elles ont, dans tous les cas, pris plus de cohésion et perdu la propriété qu'elles possédaient de se dissoudre dans les acides. De pareils minéraux ne *présentent pas deux fois ce phénomène* et ne retrouvent pas notamment leur solubilité dans les acides. En ce qui concerne plus spécialement la gadolinite, qui a été l'objet d'études intéressantes de la part de H. Rose (*An. der Phys. und Chemie*, t. LIX) et de Scheerer, elle présenterait un accroissement assez marqué de densité. Cette dernière passerait de 4,287 à 4,453, suivant le premier de ces auteurs, et de 4,33 à 4,63, suivant le second. Cette

contraction plus intime de la matière rend bien compte des phénomènes calorifiques et lumineux qui se sont produits. En même temps la gadolinite prend un tout autre aspect. La couleur noire se change en une couleur vert clair.

Les autres minéraux que nous avons cités présentent les mêmes propriétés, plus ou moins atténuées cependant. C'est ainsi que l'allanite n'offre qu'un changement assez faible de sa densité, mais par contre une insolubilité marquée dans les acides. Scheerer (*An. der Phys. und Chemie*, t. LI) fait à ce propos la remarque suivante : « Le pouvoir qu'a un minéral de se dissoudre dans les acides dépend non seulement de la nature de ses éléments constituants, mais encore du groupement de ses atomes. » On peut citer, à l'appui de cette manière de voir, le cas de l'épidote qui présente, à l'état naturel, une densité de 3,403, et alors qu'elle a été portée au rouge, une densité de 3,271 seulement. Elle était insoluble dans le premier cas et devient soluble dans le second, par suite d'un changement d'état moléculaire (*An. der Phys. und Chemie*, t. LXVIII).

Tous ces minéraux ont reçu, en raison des phénomènes qu'ils présentent, par suite de l'action de la chaleur, le nom de *pyrognomoniques*.

Leur présence dans le granite ou dans les filons qui l'accompagnent montre bien que ces roches n'ont pas pu se former par voie de fusion ignée.

F. Mohr (*op. cit.*), à qui nous empruntons la plupart de ces faits caractéristiques, insiste également sur la présence de l'oxyde de fer magnétique dans les basaltes, les dolérites, les diorites, que l'on désigne habituellement sous le nom de roches noires (mélaphyres) et montre que, si la roche avait été produite par fusion, ce minéral aurait dû entrer en combinaison avec la silice. Il rappelle à ce propos l'exemple classique de l'emploi du sable quartzueux dans le soudage du fer.

Si les roches dont nous nous occupons avaient pénétré à l'état de fusion dans des terrains sédimentaires ou s'étaient déversées à la surface du sol, on devrait s'attendre à ce qu'elles auraient dû modifier ces terrains, dans leur voisinage immédiat. Or Casselmann (*An. der Phys. und Chemie*, t. LXXXIX), qui est pourtant partisan de la théorie plutonienne, affirme que les lignites du Nassau, aux points où ils ont été pénétrés par le basalte, ne présentent jamais de propriétés différentes de celles qu'ils ont à une certaine distance. Ce fait montre bien qu'ils n'ont pas été soumis à l'action d'une chaleur intense,

résultant d'une température de 1.000° à 1.200°. Mitscherlich n'a-t-il pas affirmé également que l'on voit des filons de basalte en grand nombre traverser des calcaires, notamment les couches du muschelkalk, près de Cassel (dans l'Eifel) sans que celui-ci ait subi la moindre modification ^{chimique}? Mais nous n'insisterons pas sur ce dernier point, attendu que l'on pourrait nous opposer les expériences de J. Hall et de G. Rose, bien que celles-ci ne concordent peut-être pas avec les phénomènes naturels.

En ce qui concerne l'action que des roches éruptives auraient pu exercer (*Métamorphisme de contact*) sur des combustibles fossiles, nous voyons que, d'après différents auteurs, elle aurait donné lieu à la production de coke. Est-il besoin de dire que le coke est un produit de la distillation artificielle de la houille et qu'il ne saurait, par suite, se produire dans la nature, à moins que ce ne soit dans des houillères en feu?

Il ne peut s'agir que d'anthracite, et c'est ce qu'ont remarqué Delesse pour le bassin de Newcastle, Ch. Martins pour Commentry, ⁽²⁾Grüner pour la même localité, Kudernatsch et Hussak (*Jahr. der k. k. geol. Reichs.*, Wien, t. VI, 1855) pour la houille du lias près de Steierdorf (Banat), Warmholtz pour le gisement de houille près de Sulzbach à l'est de Saarbrücke (*Karsten Archiv...*, t. X, 1837).

La plupart de ces auteurs ont constaté que l'anthracite était prismatisée et ils ont conclu de cette particularité que la houille avait été modifiée par des phénomènes calorifiques. En réalité l'action est d'une tout autre nature.

Les lignes de contact étant des lignes de moindre résistance, les eaux de surface peuvent s'y introduire plus facilement. Elles modifient alors la houille dans le voisinage immédiat du lieu où elles circulent et, par l'oxygène qu'elles portent, elles éliminent lentement les matières volatiles ainsi que le sulfure de fer et font finalement passer le combustible à l'état d'anthracite ⁽¹⁾. La réduction de volume qui en résulte et surtout l'état moléculaire de l'anthracite produit, lequel a une densité plus élevée que la houille — 1,45 au lieu de 1,25 — déter-

(1) Des phénomènes de même nature se sont produits, sur une vaste échelle, pour la partie du bassin houiller sise à l'est des monts Alleghanis. Les couches de houille ayant été fortement plissées et faillées dans cette région, les eaux de surface, en pénétrant plus facilement dans le gisement, ont déterminé la formation de l'anthracite dite de *Pennsylvanie*. On se rend parfaitement compte de cette modification par le contraste qui existe entre la partie est et la partie ouest qui n'a pas subi de dérangement et où la houille est, par suite, restée à l'état bitumineux (*Origin of the Pennsylvania anthracite*, John Stevenson. *Bul. of the geol. Soc. of America*, t. V).

(2) *Bull. Ste géol. de France*, tome VIII - 1850 à 1851.

minent un retrait dans la masse, qui se traduit par des effets de prismatisation. Il arrive très souvent en même temps que la roche silicatée massive au contact est, elle-même, très altérée et passe à une sorte de kaolin ou de *toad stone*, comme on le voit en lisant la très intéressante note de Martins citée plus haut.

Nous avons dit, à propos des roches plutoniennes ou roches à un seul temps de consolidation, qu'elles se seraient insinuées au milieu des terrains préexistants, les auraient soulevés sur des épaisseurs souvent considérables et sur de vastes surfaces et y auraient formé des sortes de *laccolites* qui se seraient lentement consolidés. S'il en était ainsi, ces roches, à l'état plus ou moins visqueux, devaient se présenter sous la forme d'une sorte de coin qui séparait les couches et les isolait les unes des autres. Il résultait de cette disposition que la tête de cette coulée *intrasédimentaire* ne devait pas tarder à se consolider. C'était donc finalement comme si un corps solide était entré de force au milieu d'autres corps solides plus ou moins déformables. Étant donné l'intensité des phénomènes de frottement, on comprend facilement que de pareilles actions ne pouvaient se produire que sur des aires très limitées, *en supposant même qu'elles s'y soient jamais produites*, et qu'elles ne pouvaient par suite donner naissance à ces masses énormes de roches silicatées massives que nous découvrons actuellement au milieu des terrains sédimentaires. Nous sommes ainsi conduits à écarter une pareille interprétation, de même que les géologues, qui nous ont précédés, ont repoussé la théorie des *cratères de soulèvement*, telle que L. de Buch l'avait présentée, parce qu'elle était en opposition avec les phénomènes naturels les plus certains.

CHAPITRE II

DE L'ÉVOLUTION DES ROCHES SILICATÉES CRISTALLISÉES MASSIVES, BASIQUES, NEUTRES ET ACIDES AU POINT DE VUE CHIMIQUE

Après avoir présenté dans ses grandes lignes la théorie plutonienne, telle qu'elle est admise actuellement, et avoir montré quelques-unes des contradictions qu'elle soulève, nous allons maintenant chercher, en nous basant sur les considérations chimiques exposées plus haut, à nous rendre compte de la manière dont ces roches se sont constituées.

Nous examinerons tout d'abord les plus basiques, telles que les diabases, mélaphyres et basaltes, roches à 50 0/0 de silice en moyenne, parce qu'elles nous semblent les plus voisines de la roche que nous considérons, dans notre système, comme étant la *roche initiale*. Nous écartons d'ailleurs les roches contenant de 40 à 50 0/0 de silice, telles que les péridolites, les pyroxénites, les théralites, augitites, ... qui sont des formes incomplètes des précédentes.

Les basaltes sont les roches tertiaires et récentes de cette famille. Les mélaphyres sont antérieures; elles appartiennent à la période permienne ou carbonifère. Quant aux diabases, elles sont encore plus anciennes.

BASALTES ET MÉLAPHYRES. – Voici comment Rosenbuch (*op. cit.*) les définit :

« Les *basaltes et les mélaphyres* sont des roches porphyriques, quelquefois grenues, de couleur plus ou moins sombre, allant jusqu'au noir, d'aspect mat, qui sont caractérisées principalement par l'associa-

tion d'un feldspath calco-sodique avec l'augite. Il existe des types riches et des types moins riches et même très pauvres en olivine; mais ces deux derniers sont les plus rares. Les éléments accessoires sont l'oxyde de fer magnétique, qui est abondant, et l'apatite. On y trouve également le pyroxène rhombique, l'hornblende, le quartz, le graphite, le fer natif et, en très petites quantités, la biotite et des spinelles, ceux-ci d'une façon très générale. »

On distingue généralement les basaltes en *dolerite* (dénomination d'Haüy), quand le grain est bien visible à l'œil nu, en *anamésite* (dénomination de v. Leonhard), quand il est moins net, et enfin en *basalte proprement dit*, quand on ne le distingue plus.

A côté des basaltes ainsi définis, il y a lieu de ranger ceux qui contiennent de la leucite et de la néphéline.

Rosenbusch donne des premiers la définition suivante :

« Les **Roches à leucite** comprennent les roches éruptives (*Ergussgesteine*) néo et paléo-volcaniques, tantôt à structure grenue, tantôt à structure porphyrique, d'une couleur variant du gris cendré au gris foncé et au noir, qui sont caractérisées par l'association leucite-augite et par l'absence des feldspaths. Il y a des espèces à olivine et des espèces sans olivine. Les dernières portent le nom de *leucitites* et les premières de *basaltes à leucite*. Les deux renferment, comme éléments accessoires, des composés du fer (magnétite ou ilménite) et de l'apatite. La néphéline accompagne toujours la leucite. La prédominance du premier de ces minéraux conduit aux roches à néphéline. Les leucitites et les basaltes à leucite forment des coulées et des filons. »

Cette roche est très riche en potasse, jusqu'à 7 0/0, alors que la basalte ordinaire n'en renferme que 1 0/0.

La structure des leucitites est presque toujours holocristalline, tandis que celle des basaltes à leucite est plutôt holocristallo-porphyrique.

Ces roches se rapprochent beaucoup, comme composition, des basaltes ordinaires. La teneur en silice y est pourtant un peu moins élevée, oscillant entre 45 et 50 0/0.

Les basaltes à leucite sont assez communs.

Si nous passons aux roches à néphéline, voici ce que nous lisons dans l'ouvrage de Rosenbusch :

« On désigne sous le nom de **Roches à néphéline** des roches éruptives (*Ergussgesteine*), qui sont caractérisées par l'absence d'un feld-

spath comme élément principal et par l'association néphéline-augite. »

Aux éléments principaux il faut joindre, comme éléments accessoires, l'apatite et les composés du fer (magnétite titanifère et ilménite).

L'olivine est assez répandue et sert à différencier les *basaltes à néphéline* des *néphélinites*.

Ces roches sont moins riches en silice que les roches à leucite. Leur teneur en cette substance ne semble pas dépasser 45 0/0.

On trouve tous les termes intermédiaires entre les basaltes à leucite et à néphéline et les basaltes à feldspath. On les désigne sous les noms de *basanites* quand ils sont riches en olivine, et de *téphrites*, quand ils ne contiennent pas ce dernier élément.

Les pétrographes ont cherché à se rendre compte du motif pour lequel les roches basiques contenaient tantôt des éléments feldspathiques, tantôt des éléments feldspathoïdes ou même un mélange des deux. Nous compléterons ce que nous avons dit de la théorie plutonienne, telle qu'elle est admise aujourd'hui, en donnant, à ce propos, l'opinion d'A. Lacroix. Le savant pétrographe (*op. cit.*) pense « que la cause de l'absence ou tout au moins de la grande rareté de la leucite dans les roches grenues consolidées en profondeur (ou roches *plutoniennes*) doit être cherchée dans l'influence des agents volatils, qui, dans un magma fondu ayant la composition de la leucite, favorisent la formation d'orthose et de néphéline ou de sodalite, alors que la leucite se produirait seule en l'absence de minéralisateurs ».

Ces deux corps, feldspath et leucite, sont d'ailleurs très voisins l'un de l'autre, car, d'après le même pétrographe, les cristaux de leucite d'une leucotéphrite, qu'il décrit, auraient été transformés en orthose.

Si nous passons maintenant aux **DIABASES**, que nous avons séparées des basaltes et mélaphyres, pour nous conformer à une façon de voir généralement admise, nous en donnerons, d'après le savant pétrographe allemand, la définition suivante :

« Toutes les *diabases* sont éruptives (*Ergussgesteine*) à grain gros, moyen et même petit, rarement porphyriques, qui, à l'état non altéré et dans les régions non plissées, ne sauraient être distinguées des *tho-*

léites et des *dolérites*, c'est-à-dire des basaltes à structure *intersertale*⁽¹⁾ et présentent une couleur foncée, alors qu'à l'état altéré et dans les régions plissées, elles sont le plus souvent de couleur verdâtre. Ce qui caractérise ces roches, c'est l'association d'un feldspath calco-sodique à l'augite. Il faut ajouter, comme éléments accessoires, l'apatite et des composés du fer (magnétite et ilménite), le pyroxène rhombique, le quartz, l'olivine en faible quantité, et enfin l'hornblende et la biotite.

« La *chlorite*, que l'on rencontre partout dans les diabases des régions plissées (schisteuses) et qui provient de l'augite, au point de remplacer complètement celle-ci, imprime à la roche un aspect particulier qui lui a fait donner le nom de **Grünstein**. Les carbonates de formation secondaire y sont très répandus. »

E. Dathe (*Mikros. Untersuch. über Diabase*) y signale la présence de grains de pyrite de fer.

Les basaltes, mélaphyres et diabases présentent le caractère très constant d'avoir une teneur élevée en titane. C'est ce que C. G. Gmelin avait constaté pour un basalte des environs de Wetzlar (v. *Leonhard Basalt-Gebilde*). R. Apjohn (*Chem. News*, t. XXVI, 1872), en étendant ses analyses, montra qu'il en était de même pour les diabases. Il reconnut de plus que toutes ces roches contenaient toujours du vanadium, mais en moindre proportion (voir *Tableaux d'analyses de Rosenbusch*). V. Roussel (*C. R. Ac. des Sc.*, t. LXVII, 1873) indique pour les basaltes de l'Auvergne des teneurs en oxyde de titane et de vanadium allant jusqu'à 1,95 et 0,023 0/0 respectivement. Nous montrerons plus loin quel est le mécanisme très simple par suite duquel ces deux éléments se trouvent incorporés dans ces roches.

Application aux roches basiques des principes chimiques exposés plus haut. — L'eau circulant dans les roches par les failles, les diaclases ou même dans leur intimité à l'état d'eau de carrière, on doit s'attendre à ce que l'acide carbonique⁽²⁾ résultant de la combustion

(1) La structure *intersertale* consiste en ce que, dans les coins des plagioclases, il y a des restes plus ou moins gros d'un verre fortement dévitrifié et présentant des cristallites et microlites de composés du fer, de feldspath et d'augite. — Nous ne définissons pas des autres termes relatifs à la structure qu'emploie Rosenbusch, parce qu'ils se comprennent d'eux-mêmes.

(2) Les recherches de Boussingault et Lévy (*C. R. Ac. des Sc.*, t. XXXV, 1852) ont montré que l'air d'un sol riche en humus contient jusqu'à 23 fois et celui d'un sol qui vient d'être fumé jusqu'à 250 fois plus d'acide carbonique que l'air atmosphérique.

plus ou moins lente des matières ulmiques dont elle est chargée, modifie, transforme, *métasomatise*, pour employer une expression des géologues américains, des roches considérées comme originelles et leur imprime, avec le temps, des caractères absolument différents. Cette action se produira partout avec une grande intensité, dans les parties superficielles, en raison de la prédominance de cet acide, et plus profondément, au-dessous du *niveau hydrostatique*, en raison d'une pression plus forte, ainsi que nous l'avons indiqué d'après Müller. On retrouve d'ailleurs dans les roches cristallisées, sous forme d'inclusions, les gaz résultant de l'oxydation des matières ulmiques. Tous les géologues connaissent les belles recherches de C. Sorby sur cette question. Dewar et Ansdell ont montré que le volume de ces gaz pouvait atteindre 5 fois celui de la roche, pour un gneiss. A. Tilden (*R. Soc. Proc. Lond.*, t. LX, 1897) a trouvé que la proportion de ces gaz, qui sont constitués par CO_2 , CO , CH_4 , N_2 , H_2 , peut s'élever à 78 0/0 pour le premier de ces gaz pour un gneiss à pyroxène, à 20 0/0 pour le second dans un basalte, à 10 0/0 pour le troisième dans un basalte, à 5 0/0 pour le quatrième dans un granite et à 83 0/0 pour le dernier dans un gabbro.

Pour en revenir aux roches basiques, nous venons de voir qu'elles sont essentiellement formées d'augite et d'un feldspath calco-sodique. Cherchons à nous rendre compte de ce qui se passera pour chacun de ces éléments.

L'augite est, comme on le sait, un silicate de chaux, de magnésie, d'alumine et de fer. La proportion de silice y oscille autour de 50 0/0 environ, la chaux y varie de 18 à 23 0/0, tandis que la magnésie n'entre guère que pour 13 à 16 0/0.

Sous l'action lente d'une eau chargée d'acide carbonique, ce minéral tendra à perdre successivement sa chaux et sa magnésie et un peu de silice, alors que l'alumine qui n'est pas attaquée se maintiendra sans changement. Il passera alors à des espèces voisines dans lesquelles la chaux tombera au niveau de la magnésie, c'est-à-dire que finalement l'augite se métasomatisera en hornblende, laquelle est, comme on le sait, plus pauvre en chaux et plus riche en magnésie que l'augite. Mais étant donné que cette modification se fera progressivement, on devra voir apparaître, dans la masse, des minéraux tels que l'ouralite, le diallage, l'enstatite, la bronzite, l'hypersthène, que les minéralogistes rangent, avec raison, entre le pyroxène et l'amphibole.

Si le diallage prédomine, la roche tendra, par suite de la présence de cette substance, à devenir un **Gabbro**. Enfin, comme le protoxyde et le sesquioxyde de fer de l'augite tendent aussi à disparaître, ils donneront, en se combinant, de l'oxyde de fer magnétique, en même temps qu'il se formera de l'olivine plus ou moins riche en fer.

Les modifications successives que nous venons d'indiquer sont bien conformes à ce que l'on connaît.

Nous lisons par exemple dans Bruhns (*op. cit.*) que l'on désigne sous le nom d'ouralite une hornblende verte, filamenteuse, d'un aspect un peu soyeux qui, dans beaucoup de roches, est une pseudomorphose de l'augite. Non seulement la forme extérieure de ce dernier minéral y est encore très bien conservée, mais de plus on trouve souvent à l'intérieur des restes d'augite non transformée. Les filaments de l'hornblende sont, dans la plupart des cas, parallèles à l'axe principal de l'augite.

Dans un intéressant mémoire [*Über den Gabbro und den sog. Schilferfels des Harzes (N. Jahrb. f. Min., 1862)*], A. Streng donne, à propos de ces transformations, d'importantes observations.

Il montre notamment que l'augite est souvent intriquée d'une façon singulière avec le diallage. Ces deux minéraux se distinguent facilement l'un de l'autre par leur couleur et leur dureté. On voit, dans un même cristal, le passage graduel de l'un à l'autre. L'une de ses extrémités est brune, et consiste en augite, alors que l'autre, qui est du diallage, est tendre et verte, tandis que, dans le milieu, on a un mélange des deux nuances. L'auteur conclut de ce que le diallage est hydraté que c'est l'augite qui lui a donné naissance.

Passant ensuite à l'hypersthène, que l'on rencontre fréquemment dans ces roches, il montre qu'il fait partie d'une série comprenant les trois termes : enstatite, protobastite et hypersthène, qui présentent ce caractère que la magnésie et le fer se remplacent réciproquement. L'enstatite est le terme initial, le plus riche en magnésie et le plus pauvre en fer, l'hypersthène, au contraire, le terme final, le plus pauvre en magnésie et le plus riche en fer.

Quant à l'hornblende, elle s'y montre rarement seule. Le plus souvent elle est intriquée régulièrement avec le diallage et avec l'augite. Elle est parfois tellement filamenteuse qu'elle se présente comme de l'asbeste. En ce qui concerne plus particulièrement l'augite, ce dernier minéral est entouré par une croûte brillante de couleur brun foncé ou vert émeraude d'hornblende, dont les filaments le pénètrent au point d'en amener la disparition.

L'auteur résume finalement ces modifications dans le tableau suivant : 1° transformation du labrador cristallisé en labrador compact ; 2° transformation de l'augite en diallage ; 3° transformation de l'augite en hornblende ; 4° transformation du diallage en hornblende ; 5° transformation de l'augite, du diallage et de l'hornblende en mica. Il montre enfin, dans un schéma récapitulatif (auquel nous renvoyons), d'après des analyses chimiques, comment se produisent ces modifications.

On pourra également lire avec intérêt le mémoire de H. Williams : *On the paramorphosis of pyroxen to hornblende in Rocks* (*Am. J. of sc.*, 3^e série, t. XXVIII, 1884).

J. Lehmann a, dans son bel ouvrage : *Untersuchungen über die Entstehung der alkrySTALLINISCHEN Schiefergesteine* (1884), décrit des modifications du même genre. « La résistance du pyroxène semble être assez faible et il cède facilement à une transformation en amphibole, qui se présente tantôt sous la forme de smaragdite, tantôt sous celle d'actinote... Ça et là il s'est également séparé de la biotite, en écailles minces, d'un brun foncé, à côté de l'amphibole. »

Cette même question de la transformation de l'augite en ouralite a d'ailleurs été longuement traitée par J. Blum dans un important ouvrage (*Die Pseudomorphosen des Mineralreiches*, 1843). Cet auteur rappelle notamment que G. Rose, lors de son voyage en Asie, après avoir remarqué l'association de ce minéral avec l'hornblende, avait constaté des intrications de même genre pour d'autres variétés de l'augite, telles que le diallage et l'hypersthène. Bischof (*op. cit.*) a également signalé nombre de faits analogues.

Les analyses de Rammelsberg (*Mineralchemie*), v. Rath (*An. der Phys. und Chemie*, t. XCV, 1855) montrent bien d'ailleurs que la teneur en chaux est pour l'hornblende un peu inférieure à celle en magnésie.

Quant à l'oxyde de fer magnétique, Bischof (*op. cit.*) rappelle que Forchhammer a décrit une transformation de l'augite donnant simultanément naissance au minéral en question et à l'hornblende. Il montre de plus que ce minéral se présente également comme un produit de transformation de l'hypersthène.

Si nous passons à l'autre élément essentiel des diabases, mélaPHYRES, basaltes, on ne sera pas surpris de voir, d'après ce que nous avons dit plus haut, qu'il doit, en même temps, tendre à un feldspath de moins en moins calcique, qui pourra être compris entre l'andésine et l'anorthite. Rosenbusch (*op. cit.*) dit même que l'on a pu

souvent constater la présence de cristaux d'orthose dans des types limites voisins des andésites et des porphyrites.

La structure des basaltes et des mélaphyres est très compliquée, très variée. La masse peut être *holocristalline* et consiste alors en plagioclase, augite et oxyde de fer magnétique, plus rarement en olivine. Ou bien elle est *hypocristalline*, lorsque aux éléments précédents vient se joindre un ciment de nature vitreuse. Elle peut enfin, par la disparition de ses éléments cristallisés, devenir *vitrophyrique*. Comme la roche, dans ce dernier cas, reste encore très basique, on se trouve assez naturellement conduit à regarder la pâte vitreuse comme étant constituée par des plagioclases plus ou moins hydratés. Rosenbusch a, en effet, montré que les pâtes vitreuses étaient généralement hydratées. Nous verrons d'ailleurs plus loin l'orthose prendre cet aspect amorphe, devenir ainsi en partie colloïdal dans les pétrosilex, obsidiennes, ponces...

Parmi les variétés provenant de la dégradation de la roche par voie chimique, par suite du départ des bases, notamment de la chaux, il en est une qui a été l'objet d'études nombreuses et importantes, le **Gabbro**.

Le gabbro est une roche grenue qui consiste principalement en plagioclase basique (labrador) et diallage. Lorsque l'olivine est en quantité relativement importante, on a le *gabbro à olivine*. Le plagioclase est souvent altéré, *saussuritisé*. La roche qui en résulte, d'une couleur variant du gris blanc au gris vert, est riche en zoïsite et en grenat. Le diallage est caractérisé par un éclat bronzé, qui le rapproche de la bronzite. L'olivine est le plus souvent transformée en serpentine. Comme minéraux accessoires, la roche présente du mica, de l'hornblende, du pyroxène rhombique, de l'oxyde de fer magnétique, de l'ilménite, de l'apatite.

Cette roche ne s'écartant pas sensiblement de celles qui dérivent immédiatement des diabases dans le processus évolutif, sa composition chimique est à peu près la même que celle de ces dernières. La teneur en silice y est voisine de 500/0. Aussi le quartz manque-t-il dans le type normal et ne se rencontre-t-il que dans certains types limites. Ces roches présentent une grande richesse de variétés, avec passages graduels aux *diorites* et aux *péridotites*.

La couleur habituelle de ces roches est comprise entre le brun et le violet. Quand elles passent au vert, ce phénomène est dû à la formation de chlorite ou d'actinote.

Le diallage qui caractérise surtout la roche est souvent intriqué avec des lamelles de bronzite et d'hypersthène et surtout d'hornblende. Le talc s'y présente fréquemment comme produit d'altération, avec calcite et silice. La biotite, toujours brune, se montre souvent intimement associée à la magnétite, au pyroxène et à l'amphibole. Lorsque la roche est pauvre en diallage et riche en pyroxène rhombique, elle porte le nom de **Norite**. Si elle se charge en même temps d'olivine, on a la *norite à olivine*.

A. E. Törnbohm a, dans un important mémoire [*Om Sv. vigtig. Diabas-och Gabbro Arter* (Kong. Svens. Vet., Ak. Handl., 1876)], décrit les roches à hypersthène ou **Hypérites**, comprises sous forme de filons ou de laccolites dans la région du gneiss à magnétite de Vermland, depuis le bord nord du lac Wener jusqu'à la frontière de Norvège. Cette roche est intermédiaire entre le gabbro et la norite et consiste principalement en plagioclase basique, augite, hypersthène, olivine et apatite. L'auteur dit « que l'hypérite, composée originairement de labrador, d'augite, d'hypersthène et d'olivine, donne naissance à une roche dioritique formée d'oligoclase, d'hornblende, de grenat et de quartz. Celle-ci diffère si complètement de la première que, si on n'avait pas suivi pas à pas la modification des éléments dans leurs différents stades, on ne pourrait pas supposer qu'il y a entre elles un lien de parenté. On ne saurait dire actuellement quelle en est la cause; il semble cependant que la présence du quartz doit y contribuer. Bien que ne pouvant pas être séparée de l'hypérite, au point de vue géognostique, cette modification dioritique ne peut cependant pas pétrographiquement être confondue avec elle, mais elle devrait plutôt être considérée comme une roche distincte. C'est pour cette raison que nous l'appellerons **Hypérite-diorite**, dénomination qui sera regardée certainement comme incommode, mais qui a l'avantage de rappeler tout à la fois le faciès dioritique de la roche et ses rapports avec l'hypérite. »

Nous lisons plus loin : « A mesure que les zones d'hornblende s'avancent de plus en plus à l'intérieur du diallage, au point de le faire complètement disparaître, la roche passe à la diorite. En même temps il se produit une transformation pour la masse du feldspath, et, au lieu des éléments feldspathiques bruns, allongés, on constate un agrégat à petits grains de plagioclase de couleur claire, d'orthose et de quartz absolument comme dans le cas précédemment décrit de l'hypérite-diorite... Quand l'hornblende se montre en quantité plus

importante, le quartz manque rarement, alors qu'on ne le rencontre pas dans les variétés de la roche plus riches en diallage. Le quartz se présente soit indépendamment à l'état de grains cristallins, soit à l'état d'inclusions dans l'hornblende, à côté souvent d'autres inclusions consistant en petits grains de couleur brune, vraisemblablement de titanite. »

L'auteur examine ensuite la question de la **gabbro-diorite** d'une façon générale et présente quelques remarques importantes, notamment la suivante. « L'hornblende et les espèces de pyroxène s'équivalent jusqu'à un certain point. Alors que les éléments pyroxéniques augmentent en nombre et en grandeur, le premier diminue et peut même, dans certaines variétés, principalement quand elles sont riches en olivine, se réduire au point de remplir seulement les vides des grains de pyroxène.

Voici maintenant sa manière de voir sur la genèse des minerais de fer de *Taberg*.

« La roche composée d'olivine, d'oxyde de fer magnétique et de plagioclase, avec mica brun et apatite, comme éléments accessoires, qui forme la montagne de minerai de *Taberg* dans le Småland et qui a été décrite par A. Sjögren, sous le nom d'olivinite à magnétite, pourrait être considérée comme étroitement apparentée à la gabbro-diorite, bien qu'elle ne puisse pas convenablement être comprise sous cette appellation, si vaste qu'elle soit.

« Dans cette montagne on ne rencontre, comme cela ressort du mémoire de Sjögren, auquel nous renvoyons, ni pyroxène, ni amphibole, et on ne peut, par suite, appeler la roche ni un gabbro ni une diorite. Malgré cela, elle a un air de famille avec les gabbro-diorites riches en olivine, aussi bien au point de vue de la nature du feldspath que de l'aspect et du mode de développement du mica et de l'apatite. Il n'y a pas d'autre roche suédoise avec laquelle l'olivinite puisse être aussi bien comparée, et quand on sait combien la teneur de la gabbro-diorite peut varier, en un même gisement, on comprend que l'olivine puisse prédominer au point de faire disparaître complètement les éléments pyroxéniques.

« Dans l'olivinite de *Taberg*, l'olivine semble avoir été le premier élément qui se soit individualisé. Il y forme un agrégat de grains cristallins plus ou moins réguliers, puis la masse d'oxyde de fer magnétique s'est séparée dans leurs intervalles. Des grains plus petits d'oxyde de fer magnétique se montrent cependant quelquefois à l'intérieur de

l'olivine, d'où l'on peut conclure que les deux minéraux aient pu se former en même temps. En dernier lieu est venu le plagioclase. On le rencontre uniquement, comme élément irrégulier, de remplissage entre les deux précédents, auxquels il est subordonné au point de vue de la quantité. »

L'auteur décrit ensuite le porphyre à hornblende : « La roche consiste en une pâte à petits grains de couleur gris vert, dans laquelle sont disséminés abondamment des cristaux de 3 à 5 centimètres de longueur bien formés. Sous le microscope, la pâte se montre composée principalement d'augite, d'hornblende et de plagioclase. Le plagioclase (anorthite?) est le plus souvent fortement modifié. Il se présente, non avec ses formes propres, mais seulement comme matière de remplissage entre les grains d'augite et d'hornblende. Comme éléments accessoires, il y a du quartz et de l'apatite. Le quartz se montre disséminé, en assez grande quantité, sous la forme de petits grains irréguliers. L'apatite se présente sous forme d'éléments isolés à contours peu nets. De petits grains de titanite et de sulfure de fer se voient abondamment, interposés entre les parties d'augite et d'hornblende. »

Nous venons de dire qu'une roche basique, à 50 0/0 de silice, composée essentiellement de plagioclase et d'augite, sous l'action lente, continue de l'eau principalement chargée d'acide carbonique, *cette grande puissance de la nature*, comme l'a appelé O. Volger, ce *déminéralisateur auquel aucun silicate ne résiste*, perd d'abord de la chaux, puis de la magnésie, du fer, un peu de silice et qu'elle se transforme ainsi graduellement en une roche plus acide présentant, comme éléments principaux, un plagioclase moins basique et de l'amphibole.

Dans les conditions ordinaires, la chaux, qui est ainsi extraite de la roche, ne s'élimine pas complètement sous la forme de calcite, mais se retrouve comme éléments secondaires dans l'*épidote*, silicate hydraté d'alumine, de chaux et de fer. Bruhns (*op. cit.*) indique bien en effet cette substance comme un produit de décomposition très répandu provenant de l'augite, de l'hornblende, du mica et du feldspath. Nous rappellerons à ce sujet les observations de Blum (*op. cit.*), de Lemberg (*Zeit. der deut. geol. Gesel.*, t. XXIX, 1877), de Kalkowsky (*Min. Mit. von Tschermak*, 1876), de Rosenbusch (*Mikros. Physiog. der mas. Gesteine*, 1877) qui ont vu ce minéral prendre naissance aux dépens de l'augite, de l'ouralite, avec formation souvent de quartz. On a reconnu qu'il pouvait également dériver des plagioclases. C'est ce qu'ont

observé Blum (*op. cit.*) pour l'oligoclase d'un *Grünsteintrachyt* de Hongrie, d'un *Felsitporphyr*, de la diorite, de schistes dioritiques, Knop (*N. Jahr. f. Min.*, 1863), pour l'oligoclase de schistes chloriteux, Rosenbusch pour les plagioclases des diabases (*Mikros. Physiog. der mas. Gesteine*, 1877). A. Schenck, qui étudie également cette question dans son mémoire : *Die Diabase des oberen Ruhrtals*..., 1884), explique la formation de cette substance secondaire par l'action des produits de décomposition de l'augite ou de l'hornblende sur les feldspaths non décomposés et dit avoir remarqué que, lorsque le feldspath est très décomposé et l'augite très peu, l'épidote est peu abondante, tandis que, lorsque l'augite est très altérée, il y a beaucoup d'épidote.

L'ilménite ou fer titané ne persiste pas comme tel dans la roche, en voie d'évolution. On le voit passer à l'état de *Titanite* ou silico-titanate de chaux. Le fait a été observé par de nombreux auteurs, par Schenck (*mém. cité*), Ch. Callaway (*On the prod. of secondary minerals... Malvern Rocks, Quart. J. of the geol. Soc. Lond.*, t. XV, 1889). v. Gümbel (*Die Palæoeruptivgesteine des Fichtelgeb.*, 1874) pensait que le leucoxène, qui accompagne le fer titané, pouvait être considéré comme un élément primaire. Rosenbusch, qui s'éleva contre cette manière de voir (*Mik. Physiog. der mas. Gest.*, 1877) dit que le leucoxène, lorsqu'on le rencontre isolé, est une pseudomorphose du fer titané. Fouqué et Michel-Lévy (*Bul. Soc. géol. France*, série 3, t. VI, 1878) ont également montré que la substance biréfringente qui borde le fer titané des ophites est constituée par du sphène. Nous verrons plus loin que, lorsque la métasomatization de la roche est plus avancée, ce minéral se détruit à son tour pour donner naissance à des oxydes de titane, de même que le quartz alors se montre plus abondamment, comme produit de l'évolution ultime des silicates.

Il y a un minéral, le grenat, que nous avons vu apparaître d'une façon plus ou moins discrète, au cours de l'évolution de la roche, surtout lorsqu'on le compare à l'épidote. Si nous nous reportons à Bischof nous constatons que ce minéral peut résulter de la transformation de l'augite, qui passe en même temps à l'état d'hornblende. Il cite Forchhammer qui aurait reconnu, dans le gisement de minerai de fer d'Arendal en Norvège, que l'augite se décompose très souvent en hornblende et en grenat. « Un cristal d'augite à angles arrondis était resté complètement inaltéré. Sur un autre on reconnaissait très bien l'hornblende. Un troisième montrait encore distinctement dans sa forme extérieure la cristallisation de l'augite, pendant qu'à l'intérieur

on voyait des feuilletts d'hornblende bien développés et, à côté, des grains et même des cristaux de grenat... Partout où la modification s'était produite, le mélange indiquait une densité plus grande que pour le minéral originel, pendant que les surfaces s'étaient un peu affaissées et que les arêtes apparaissaient plus nettes. La comparaison des densités de l'augite (3,2 — 3,5), du grenat (3,5 — 4,2) et de l'hornblende (2,9 — 3,4) montre bien que la modification supposée s'était produite. Au point où la transformation avait atteint son plus haut degré, les intervalles entre les parties de grenat et d'hornblende étaient remplis par de la calcite. » D'après Forchhammer la formation de ces minéraux résulterait simplement d'une distribution différente des éléments. S. Calderon (*Sur les modifications des roches ophitiques*, C. R. Ac. des Sc., CXI, 1890) a montré que le grenat se présentait comme *produit secondaire* dans les ophites, soit en filonnets, soit dans des druses, associé à des carbonates, comme Cohen l'avait déjà indiqué.

Les trois types que nous venons d'examiner, basaltes, mélaphyres et diabases, présentent le caractère commun d'être des roches *amygdaloïdes* (*Mandelsteine*). On constate, dans leur masse, la présence de cavités plus ou moins allongées, disposées généralement en lignes, qui ont été remplies, après coup et d'une façon plus ou moins complète, par des produits résultant de l'altération de la roche. Ces *amygdales* ont été l'objet d'études nombreuses et importantes de Lasius, v. Buch, Nöggerath, Kenngott, Fuchs, Haidinger, v. Leonhard, Tschermak... Ces auteurs admettaient tous que les cavités s'étaient formées au moment où les roches s'étaient épanchées et qu'elles avaient dû être produites par les bulles de vapeur qui s'y trouvaient emprisonnées. Nöggerath (*Ueber die Achatmandeln in der Mel.*, 1849) montra, contrairement aux idées soutenues par Haidinger, que les cavités sont toujours en communication avec le corps de la roche par des canaux qui ont permis le remplissage, et que les dissolutions n'ont pas transsudé par les parois des amygdales. Enfin Tschermak. [*Ein. Beil. zur Bildungsges. der Mandeln* (*Wien. Akad. Sitz.*, t. XLVIII, 1863)] fit voir que ces amandes pouvaient être considérées comme des produits filoniens, en ce qu'elles se trouvent disposées *en chapelets sur des fissures de la roche*.

Pour les diabases, les amandes consistent le plus ordinairement en calcite et en substances chloritées. On y trouve cependant aussi du quartz, de l'épidote, du plagioclase, souvent de l'asbeste, de la pyrite

de fer et de cuivre, de la blende, de la magnétite, des zéolites. Lorsque ces minéraux et notamment la calcite ont disparu, par suite de l'action des agents atmosphériques, on a des roches qui sont pleines de cavités.

On peut rapprocher des diabases amygdaloïdes les roches qui ont été désignées sous le nom de *Variolites* (*Blattersteine*), roches basiques à 50 à 52 0/0 de silice, dont les amandes sont constituées par de la calcite plus ou moins altérée.

Pour les mélaphyres, l'amande est surtout constituée par de la calcédoine sur laquelle sont implantés des cristaux d'améthyste. On y trouve aussi de la delessite, du spathfluor, des pyrites, de la pyrolusite, de l'épidote, de la malachite, des zéolites et, parmi celles-ci, de la prehnite, de l'analcime, de la chabasie, de l'harmotome, de la stilbite, de la desmine, de la laumontite. Ces minéraux, comme le dit très bien Roth (*op. cit.*), proviennent de la roche elle-même et peuvent être considérés par suite comme des *produits secondaires*. Cet auteur fait remarquer de plus que ces mêmes produits se *rencontrent dans les fissures de la roche*.

Dans les basaltes, basalte proprement dit ou dolérite, les amandes sont constituées par de l'opale, de la calcédoine, de l'hornstein, du quartz, de la delessite, des zéolites...

Si les éléments feldspathoïdes se zéolitisent facilement et contribuent à former les amygdales, les éléments feldspathiques interviennent également dans une certaine mesure. Nous voyons, dans l'ouvrage si documenté de Roth, que Fischer trouva le plagioclase de la diorite de Fribourg-en-Brigau transformé en prehnite, que Höfer constata que l'andésine des porphyres mélaphyriques de Steffanekowa était métasomatisée en heulandite, que, d'après Pumpelly, le labrador des *Grünsteins* du lac Supérieur présente des pseudomorphoses de prehnite et d'analcime, et enfin que, d'après Rosenbusch, les plagioclases des *Pikrites* (roches apparentées aux diabases à olivine) se transforment quelquefois en petites sphères de zéolites à structure radiée.

Nous allons, pour terminer cette étude, examiner les particularités que la présence de la magnétite, en grande quantité, détermine pour ces roches.

On trouve au Groenland, près d'Ovifak et en certains points de l'île de Diskö, un basalte à faciès variant de la structure grenue à la structure porphyrique compacte, dans lequel on constate la présence

de masses de fer natif, pouvant atteindre un volume de plusieurs mètres cubes. Ce fer contient souvent du graphite et est alors cassant. S'il en est exempt, il est au contraire ductile, comme on le voit par la très bonne description qu'en ont donnée V. Steenstrup et J. Lorenzen (*Meddelelser om Grønland*, 4. Hefte.) Ce fer contient du nickel, comme les fers météoriques, ce qui a fait supposer à A. E. Nordenskiöld (*Redogörelse för en Exp. till Grönland*) qu'il s'agissait de masses de fer qui seraient tombées de l'espace dans le basalte, au moment où les couches se formaient. Daubrée pensait au contraire que le fer pouvait avoir une origine profonde, qu'il provenait du magma central du globe et qu'il avait été entraîné et amené au jour par la roche éruptive. En réalité le mode de formation est beaucoup plus simple. Le fer résulte de phénomènes de réduction, que des eaux chargées de matières ulmiques⁽¹⁾ déterminent pour l'oxyde de fer magnétique préexistant. Quant au carbone, qui est le terme extrême de la réduction, il se sépare en même temps à l'état de graphite. On comprend très bien cependant qu'il puisse être entraîné plus loin, et qu'il ne soit pas toujours associé au fer natif. C'est ainsi qu'à Upernivik, le basalte se montre simplement chargé de graphite. La présence du fer à l'état natif avait déjà été signalée par Andrews (*An. der Chemie und Pharm.*, t. LXXXV, 1833) dans le basalte du comté d'Antrim, dans celui de la Chaussée des Géants, ainsi que dans le trachyte de l'Auvergne. Toujours dans le même ordre d'idées, nous mentionnerons l'observation de F. Bähr relative au fer métallique trouvé dans un fragment de bois pétrifié près de Katharinenholm (Småland) (*Liebig und Kopp Jahresb. Chem.*, 1831).

On sait que le basalte se présente très souvent sous la forme de prismes généralement hexagonaux ou encore de masses plus ou moins sphéroïdales.

Les mélaphyres, les diabases et les gabbros, et même les trachytes ou roches encore plus acides nous offrent la même particularité. Les géologues de l'école plutonienne les attribuent généralement au retrait qu'un refroidissement brusque aurait produit dans la masse en voie de consolidation. S'il en était ainsi, on devrait voir se produire un phénomène de même genre lors de la solidification des laves actuelles

(¹) Les observations de Heuglin (*Reisen nach dem Polarmeer*) pour le Spitzberg et de Rink pour le Groenland montrent le rôle important que jouent les tourbières (avec les matières ulmiques qui en proviennent) dans la zone polaire.

qui offrent à peu près la même composition chimique. Or il ne semble pas que pareil fait ait jamais été observé. Bien plus, Monticelli a fait remarquer (*London and Edinb. Phil. Magas.*, t. I, 1832) que, au cours de travaux publics, on eut occasion de mettre à découvert une coulée de lave qui s'était avancée dans la mer et qu'on avait constaté alors, contrairement à ce que l'on supposait, qu'elle ne présentait pas la moindre fissure. Mohr (*op. cit.*), qui a fait de cette question l'objet de recherches et d'études très intéressantes, a reconnu que seuls présentaient cette propriété les basaltes qui étaient riches en oxyde de fer magnétique. Comme ce dernier minéral a une densité assez forte, 5,09 d'après v. Leonhard et 5,18 quand il est très pur d'après Quenstedt, il en résulte, au moment de sa formation, un retrait dans la masse qui se traduit par des formes prismées⁽¹⁾. L'hexagone, que les fissures déterminent, résulte d'ailleurs de ce que cette figure est le polygone régulier du plus grand nombre de côtés avec lequel on puisse couvrir une surface. Si le retrait, au lieu de se produire parallèlement à un plan, se fait radialement, alors à la place de prismes on a des masses plus ou moins sphéroïdales. Delesse (*C. R. Ac. der Sc.*, t. XLVII, 1858) avait bien montré que la densité était beaucoup plus grande au centre que sur les bords dans le cas où le trachyte, le phonolite, le trapp, le basalte présentaient des formes prismées, mais n'avait pas donné la cause chimique du phénomène.

Nous avons vu dans les pages précédentes que, sous l'action d'eaux chargées principalement d'acide carbonique, la roche basique, telle que basalte, mélaphyre et diabase, tendait à se modifier, par suite du départ de la chaux, de la magnésie, du fer et que, de ses deux éléments principaux, le feldspath tendait à devenir plus acide, tandis que l'augite se rapprochait de l'amphibole en passant par des formes intermédiaires.

Les roches nouvelles ainsi produites sont la **DIORITE** pour les roches plutoniennes et l'**ANDÉSITE** plus ou moins *dacitique* pour les roches éruptives (*Ergussgesteine*).

Rosenbusch donne de la première la définition suivante :

« Les roches *dioritiques* sont des roches plutoniennes, à éléments

(1) Nous avons fait voir plus haut que la prismatisation de l'antracite était également due à une augmentation de densité.

plus ou moins hypidiomorphes, plus ou moins gros, très rarement porphyriques, de couleur allant du gris au gris vert, qui sont caractérisées minéralogiquement par l'association d'un feldspath calcosodique avec un ou plusieurs membres de la famille du pyroxène, de l'amphibole et de la biotite. On y trouve presque toujours du quartz, ainsi qu'un feldspath alcalin en quantités très variables. Comme éléments accessoires, nous signalerons l'apatite, les composés du fer et un peu de zircon. Il faut y joindre le titanite, la pyrite et plus rarement de l'orthite et du grenat. »

Roth y indique de plus la présence de la cordiérite.

Il y entre, comme on le voit, deux éléments typiques nouveaux, la biotite et la cordiérite, dont nous chercherons à préciser plus loin le mode de formation.

Si on compare les tableaux d'analyses chimiques des diorites et des diabases, tels que les donne l'ouvrage de Rosenbusch, on voit qu'alors que, pour les diabases, la silice dépassait très peu 50, elle s'élève jusqu'à 56 et même 60 0/0 pour les diorites. De même l'alumine va en augmentant. Quant à la chaux, elle a diminué très sensiblement, tombant de 10 à 5 0/0 environ. Il en est de même pour la magnésie. Si la soude commence à diminuer, par contre la potasse passe de 4 en moyenne à 2 et même 2,5 0/0. Tous ces faits sont bien d'accord avec les résultats des recherches chimiques exposées plus haut.

Les diorites sont, avons-nous dit, le produit d'évolution des diabases et des gabbros. On comprend très bien alors la remarque suivante de Rosenbusch. Après avoir indiqué que les diorites, où le quartz se présente abondamment, se relie, tant au point de vue chimique qu'au point de vue minéralogique, d'une façon étroite et ininterrompue, à la granitite normale, au granite amphibolique et au granite à pyroxène, il ajoute : « D'un autre côté, les diorites passent successivement et par tous les degrés intermédiaires (*ganz allmählich und durch alle Zwischenglieder*) aux roches gabbroïques et à leurs membres limites péridotiques et pyroxéniques. On peut alors se figurer une série *absolument ininterrompue* allant des granitites et des syénites aux roches gabbroïques en passant par les diorites. » Comment pourrait-il en être ainsi, si les roches en question provenaient de magmas plus ou moins distincts, dont les éléments une fois produits conserveraient de plus leur individualité?

Les diorites se chargent plus ou moins de quartz et passent ainsi à un type plus acide. Rosenbusch remarque qu'en pareil cas « les

diorites sont en même temps plus riches en feldspath et que leur feldspath est en même temps plus acide. Comme ici, de même que dans les granites, les périodes de la formation (*Ausscheidung*) des éléments principaux colorés, des feldspaths et enfin du quartz, bien qu'empiétant les unes sur les autres, sont cependant nettement séparées, l'idiomorphisme des éléments colorés est aussi plus marqué que celui des feldspaths, au point d'être souvent complet. Les feldspaths calco-sodiques sont également plus ou moins complètement idiomorphes, l'orthose et le quartz ne le sont, par contre, jamais ». Ces diorites riches en quartz sont désignées sous le nom de *Tonalites*.

Les diorites forment, comme nous l'avons vu, le passage du type extrême basique au type acide. Elles empruntent des éléments aux uns et aux autres et sont par suite très variées au point de vue minéralogique. On y distingue les espèces suivantes : **Diorite augitique**; **Diorite à hypersthène**; **Diorite à amphibole**; **Diorite à mica**; **Diorite augitique quartzreuse** (*Quarzaugitdiorit*) (toujours avec amphibole); **Diorite à hypersthène, mica et quartz**; **Diorite à amphibole quartzreuse**, ou **Diorite quartzreuse**; **Diorite à amphibole, mica et quartz** et **Diorite à mica et quartz**.

Si nous passons maintenant aux **ANDÉSITES**, qu'au point de vue évolutif nous avons rapprochées des diorites, nous en trouvons dans Rosenbusch la définition suivante.

« Les *Andésites*, y compris les *Porphyrites* et les *Trachyandésites*, sont des roches éruptives (*Ergussgesteine*) porphyriques qui, dans une pâte assez complexe, de couleur gris clair ou rouge et alors à structure poreuse (*poroses Gefüge*), ou de couleur allant du gris foncé au noir ou vert et brun et alors le plus souvent à structure compacte, renferment des cristaux de feldspath calco-sodique, de biotite, d'amphibole et de pyroxène. Comme éléments accessoires, on trouve toujours de l'apatite, des composés du fer, quelquefois du zircon, souvent du titanite, de l'olivine et de l'orthite dans les deux groupes, du grenat et de la cordiérite limités en apparence aux andésites, et les minéraux de l'Hautyène seulement dans les andésites trachytiques. »

Cette définition, comme on le voit, est à peu près identique à celle que l'auteur donne pour les diorites, à cette légère différence près, qu'il indique de la cordiérite, alors qu'elle ne semble pas figurer dans l'autre roche. Quant à la composition chimique, elle présente beaucoup d'analogie avec celle de la diorite, autant du moins qu'on puisse le reconnaître pour des roches de passage aussi variées.

La biotite ou mica magnésien que nous voyons apparaître dans ces roches se montre comme un produit de modification de l'amphibole, ainsi que cela ressort des nombreuses observations suivantes.

Th. Fergus (*Am. J. of. sc.*, t. VI, 1848) constata dans un Grünstein près de Boston que la surface de la roche exposée à l'action de l'atmosphère était couverte de houppes de mica noir, tandis qu'à l'intérieur on ne trouve plus de mica, mais de l'hornblende. G. Tschermak [(*Ueber secundäre Mineralbildungen in dem Grünsteingeb...* (Wien. Ak. Sitz., t. XL, 1860)] observa qu'il s'était produit dans la roche un mica brillant brun de formation secondaire qui reposait sur des cristaux d'hornblende ou même les pénétrait. A. Streng (*mém. cité*) dit « que l'on voit très souvent le mica noir en petites paillettes au milieu du diallage ou de l'augite ou sur leurs bords, de telle sorte qu'au premier instant on peut croire qu'il s'agit d'une auréole d'hornblende; ces minéraux sont aussi complètement pénétrés de mica ». Il ajoute que très souvent, entre les paillettes de mica, il y a des lits très fins de quartz, de telle sorte qu'on a ainsi des minéraux qui consistent en couches alternantes de mica et de quartz. L'analyse qu'il donne montre bien qu'il s'agit d'un mica magnésien assez riche en potasse (7,59 0/0). Cet auteur revient très longuement, et d'une façon encore plus nette, sur le passage de l'amphibole à la biotite, dans un autre mémoire [*Ueber die Diorite und Granite...* (N. Jahr. f. Min..., 1867)].

Roth (*op. cit.*) donne de nombreuses observations du même genre, notamment de F. Sandberger, v. Lasaulx, Blum, des Cloiseaux... Nous renverrons également à Bischof (*op. cit.*) pour des descriptions analogues.

Quant à la cordiérite, elle semble provenir des éléments magnésiens qui finissent par se modifier au contact d'eaux chargées d'acide carbonique. Comme d'après les recherches chimiques que nous avons exposées plus haut, la magnésie se montre plus résistante que la chaux, on ne s'étonnera pas de voir ce minéral apparaître, dans le processus évolutif de la roche, plus tardivement que l'épidote qui est surtout calcique. La cordiérite étant peu abondante dans les roches que nous examinons et ne se présentant pas en pseudomorphoses, à ce que nous sachions, il est assez difficile de se rendre compte exactement de sa genèse. L'étude des *Gneiss à cordiérite*, que nous examinerons plus loin et où on trouve ce minéral plus fréquemment, ne semble pas, d'ailleurs, jeter un grand jour sur cette question. Nous

signalerons seulement ce fait qu'il résulte d'une analyse de v. Gumbel (*Ostbayerische Grenzgebilde*, 1868) que la magnésie fait presque complètement défaut dans la masse d'un gneiss à cordiérite qu'il examina.

On observe quelquefois dans les diorites une structure très spéciale qui leur a fait donner le nom de *Diorites orbiculaires*. La partie centrale du sphéroïde qui présente la composition de la roche même est enveloppée par des couches sphéroïdales alternativement claires et foncées, constituées, les premières par des plagioclases, les secondes par la roche ou mieux par un mélange pauvre en feldspath et formé de pyroxène et d'hornblende.

Les gabbros présentent également quelquefois ce mode de structure [*The orbicular gabbro of Dehessa, Calif. (Am. Geologist, t. XXXIV, 1904)*].

On se rend compte facilement de cette disposition, si on remarque que les gabbros et les diorites peuvent être considérés comme formant le prolongement des diabases qui, comme nous l'avons dit, se présentent souvent sous la forme de couches sphériques emboîtées les unes dans les autres. Or les vides que laissent ces dernières entre elles ne peuvent pas persister indéfiniment. Ils se combleront lentement à l'aide des minéraux les plus solubles que les eaux qui circulent ont extraits de la roche et qui, dans le cas présent, sont des plagioclases. On a là finalement comme une sorte de filonnets sphériques.

Faisant un pas de plus dans l'évolution des roches, nous arrivons maintenant aux **SYÉNITES**, pour les roches plutoniennes, et aux **PHONOLITES**, et **TRACHYTES**, pour les roches plus récentes.

Nous donnerons la définition des premières d'après Rosenbusch.

« Toutes les *Syénites* sont des roches plutoniennes (*Tiefengesteine*), pauvres en quartz, à structure hypidiomorphe grenue ou porphyrique, dans lesquelles l'élément dominant est un feldspath alcalin. On trouve partout un ou plusieurs membres de la famille de la biotite, de l'amphibole et du pyroxène qui lui sont associés. Suivant l'absence ou la présence d'un feldspath calco-sodique, on distingue les deux variétés de Syénites, *Syénites alcalines* et *Syénites calco-alcalines* ou *Syénites normales*. Les *Monzonites* (syénites augitiques plus ou moins riches en plagioclase) forment une troisième variété indépendante.

Comme éléments accessoires, il y a lieu de mentionner les composés du fer, l'apatite et le zircon. Dans les trois variétés, on trouve également d'une façon générale le titanite. L'olivine, la sodalite et la néphéline sont limitées à quelques membres de la famille de la Syénite. »

D'après le même auteur, le quartz manque presque toujours et, quand on le rencontre, il est toujours allotriomorphe et se présente comme le plus récemment formé. Enfin le mica appartient à la famille de la biotite. Sous l'action des agents atmosphériques, il passe souvent à la chlorite, comme dans les granites, et prend des nuances très pâles. Le mica blanc manque complètement.

Nous devons ajouter aux éléments accessoires le corindon, qui devient quelquefois tellement abondant qu'il a fait donner à certaines de ces roches le nom de *Syénites à corindon*. Nous traiterons au livre II de la genèse de cette substance ainsi que des spinelles.

On voit le zircon apparaître dans cette roche, alors qu'on n'en constatait pas la présence en quantité sensible dans les stades antérieurs. Ce minéral n'est pas un composé simple comme on l'admettait, mais un assemblage d'oxyde de zirconium et de silice, dont la densité varie suivant la proportion de ce second élément [*Ueber die Isomorphie der Zinnsäure, Kieselsäure und Zirconsäure*, G. Rose (*An. der Phys. und. Chem.*, t. CVII, 1859)]. Il semble résulter de la décomposition d'un zirconate sous l'action de l'acide carbonique, de même que la silice s'isolera à peu près complètement de ses bases, quand nous arriverons à la roche ultime, qui est le granite. Que le zircon précède cette dernière dans le processus évolutif, il n'y a rien là qui nous doive surprendre; on sait en effet, par les combinaisons qu'il forme tantôt avec les acides, tantôt avec les bases, que c'est un corps relativement indifférent.

Nous avons présenté la syénite comme une roche intermédiaire entre la diorite et le granite. Cette manière de voir trouve sa confirmation dans les remarques suivantes. Commençons par celles de Rosenbusch.

« Toutes les syénites se rattachent de la façon la plus étroite aux roches granitiques correspondantes; elles leur sont reliées par de nombreuses formes intermédiaires et de passage, aussi bien au point de vue chimique et minéralogique qu'au point de vue des gisements; elles sont les formes les plus pauvres en silice des magmas granitiques. Cependant les passages ne sont pas l'effet du hasard (*willkürlich*), mais

nous trouvons les syénites alcalino-calciques associées géologiquement seulement avec les granites alcalino-calciques, tandis que, d'autre part, les syénites alcalines se trouvent dans les provinces géologiques des granites alcalins et passent à ces derniers. On a souvent donné le nom de *Syénites quartzzeuses* (*Quarzsyenite*) à de pareilles formes de passage entre les syénites typiques et les granites typiques. » Voilà pour les roches plus acides. Pour les roches plus basiques, A. Streng [*Ueber die Diorite und granite... (N. Jahrb. f. Min., 1867)*] dit « que les syénites et les diorites ont tellement de parenté qu'on ne peut tracer de limites entre elles ».

Rosenbusch fait un groupe à part des **Syénites à néphéline et à leucite** sous le nom de famille des **Syénites à éléolite et à leucite** qu'il définit de la façon suivante.

« Cette famille comprend les roches plutoniennes (*Tiefengesteine*) à structure idiomorphe, grenue, quelquefois aussi porphyrique, qui sont caractérisés par l'association d'un feldspath alcalin à l'éléolite (néphéline) ou à la leucite, avec disparition très accentuée souvent des éléments colorés. Les feldspaths calco-sodiques manquent complètement dans les types normaux et sont limités à des produits de dédoublement (*Schlierenartige Spaltungsprodukte*). La sodalite et la canérimite sont des produits accessoires fréquents et représentent, dans certains types, l'éléolite. Comme produits colorés on trouve le mica noir et plusieurs membres de la famille du pyroxène et de l'amphibole. Comme produits accessoires, il y a des composés du fer (souvent titanifères) en petite quantité, de l'apatite souvent abondante et du zircon en quantité variable. »

Le même auteur remarque, au point de vue chimique, que dans les feldspaths alcalins des syénites éléolitiques, de même que dans toutes les roches riches en alcali, on a trouvé souvent de la baryte s'élevant jusqu'à 1,54 0/0 dans la **Foyaïte** d'Alnö et aussi de la strontiane en petite quantité. La Foyaïte consiste essentiellement en orthose avec un peu de plagioclase, en éléolite rougeâtre et pyroxène (augite ordinaire et ægyrine) auxquels viennent s'ajouter la sodalite et le titanite. La syénite est liée de la façon la plus étroite à la foyaïte et passe graduellement à cette dernière.

Le mica des syénites éléolitiques est toujours du mica noir. On n'a pas signalé dans ces roches de mica blanc. Ce caractère leur est commun avec les syénites, comme nous l'avons vu.

Les tableaux d'analyses chimiques que donne Rosenbusch montrent

qu'il existe une grande analogie entre ces roches et les syénites que nous avons étudiées plus haut. Il semble cependant que la soude y soit en proportion plus notable.

Si nous passons maintenant aux **PHONOLITES** que, dans le processus évolutif, nous avons rapprochées des deux roches précédentes, nous tirons tout d'abord de l'ouvrage de Rosenbusch la définition suivante :

« Les *Phonolites*, au sens propre du mot, sont des roches porphyriques éruptives (*Ergussgesteine*), qui sont caractérisées par l'association de la sanidine et de la néphéline, comme éléments principaux. Dans la pâte compacte verdâtre, plus rarement brunâtre, à aspect plus ou moins gras, ou grise ou encore blanchâtre ou jaunâtre, mais alors plutôt finement grenue que compacte, on distingue toujours à l'œil nu la sanidine, plus rarement la néphéline. L'élément coloré principal est un pyroxène, rarement visible cependant à l'œil nu et à la loupe. On reconnaît souvent des prismes d'amphibole, d'un noir velouté, très brillants. Les minéraux accessoires, l'haüyne et le titanite sont très fréquents et reconnaissables à l'œil nu. Ces minéraux remplacent dans beaucoup de phonolites la néphéline. En pareil cas, ces phonolites correspondent aux syénites à sodalite des Foyaites. Les minéraux accessoires, l'apatite et le zircon, jouent un rôle peu important. Les composés du fer manquent souvent complètement. »

On voit apparaître dans cette roche une forme nouvelle du quartz, la tridymite, que Roth (*op. cit.*) considère comme un produit de transformation de la sanidine.

Rosenbusch distingue les phonolites en *phonolites trachytoïdes*, dans lesquels la teneur en sanidine peut s'élever à 70 0/0, et en *phonolites néphélinitoïdes*, pour lesquels cette teneur peut s'abaisser à 20 0/0. La différence entre ces deux variétés n'est pas marquée. Ils passent graduellement de l'un à l'autre, ainsi que le montrent les analyses chimiques. Les phonolites sont également reliés par tous les degrés intermédiaires avec les trachytes alcalins de tout genre.

« Les **phonolites à leucite** sont des roches éruptives (*Ergussgesteine*) de couleur variant du gris blanchâtre au gris foncé, qui sont caractérisées par l'association de la leucite, sans néphéline, avec un feldspath alcalin. Comme éléments de grande dimension, on remarque de la leucite, de la sanidine, quelquefois aussi du labrador, de la biotite, du pyroxène, du titanite et de l'haüyne. La pâte qui, comme structure, varie du grenu au compact, est le plus souvent holocristalline,

parfois aussi hypocristalline, et consiste en sanidine, leucite, augite, magnétite. Elle renferme quelquefois du feldspath calco-sodique. En même temps que celui-ci prend plus d'importance, on voit la quantité des éléments colorés changer. »

On peut toujours, d'après le même auteur, définir les **Leucitophyres** minéralogiquement « comme des phonolites, dont la sanidine est remplacée en grande partie par la leucite et qui se distinguent presque toujours par leur grande richesse en minéraux de l'haüyne. Ce sont des roches éruptives, porphyriques, de couleur verdâtre, grise ou brun jaunâtre, avec une pâte moyennement ou finement grenue, sur laquelle tranchent, à côté de la sanidine et du noséane (haüyne), des paillettes isolées de biotite et souvent aussi de la leucite ou ses pseudomorphoses (analcime...) et de l'ægryne. Le titanite y est très fréquent. »

C. Fr. Föhr a étudié dans un très beau mémoire (*Die Phonolithe des Hegaus*, 1883) la région qui se trouve au nord et à l'ouest de la chaîne jurassique de la Souabe. Nous lui empruntons les intéressants détails qui suivent, regrettant seulement que le manque de place ne nous permette pas de donner à cette analyse l'ampleur qu'elle mérite.

On trouve côte à côte, s'élevant au-dessus de couches du miocène, des basaltes et des cônes de phonolite. Ces deux roches sont, comme en d'autres points, reliées l'une à l'autre d'une façon tellement intime qu'il est difficile de dire quel est leur âge relatif. Le phonolite semble être cependant, comme ailleurs, de formation plus récente. Les phonolites sont revêtus d'un manteau de tufs tellement puissant que l'érosion n'a pas encore mis la roche vive à nu, pour les sommets de Rosenegg, et de Schoren. (Ces tufs se présentent, d'après nous, comme un produit d'altération par les agents atmosphériques de la roche sous-jacente au même titre que les limons, la *terra rossa*, pour les terrains calcaires.)

Si on considère le gisement le plus important, celui d'Hohentwiel, il se présente dans les conditions suivantes. Il a la forme d'un dôme (*Glockenforme*), sauf sur certains points où les flancs sont presque à pic. La roche a une couleur variant de gris noir à bleu noir que les agents atmosphériques modifient en l'amenant à des nuances plus gris clair, puis brun chamois. Ces changements de couleur semblent surtout provenir de la transformation de l'haüyne en natrolite sous l'action des eaux de surface chargées d'acide carbonique, qui pé-

nètrent facilement dans la roche pour les nombreuses diaclases qu'elle présente.

D'autres éléments de la roche, la néphéline, par exemple, se transforment également en natrolite

Les éléments principaux sont la sanidine en lames de couleur bleu clair et l'haüyne de couleur bleu gris, bleu clair jusqu'à bleu foncé et vert, ainsi que l'hornblende sous forme d'aiguilles cristallisées noires. Comme éléments accessoires, on remarque de l'augite et du titanite. Les cristaux les plus gros de sanidine sont riches en inclusions (apatite, néphéline, titanite).

L'haüyne traitée par la méthode de Sauer avec de l'acide chlorhydrique montre des cristaux de gypse.

Les analyses données par l'auteur indiquent, à côté des éléments connus, des traces de cérium, d'yttrium et de zirconium, 0,12 de Cu (Pb, Sn, Sb, As), 0,22 à 0,64 de Mn (Ni, Zn) 0; jusqu'à 0,39 de Cl et de 0,41 à 0,96 de SO^3 0/0. Il y a également du fluor qui semble lié à l'hornblende et non à l'apatite.

De même que dans beaucoup de basaltes et roches analogues, on a, dit l'auteur, rencontré dans le phonolite d'Hohentwiel, des traces sensibles de métaux denses, qui doivent se trouver, sous forme de silicates, vraisemblablement dans l'hornblende. Le tantale en fait partie, on ne saurait en douter.

Les tufs phonolitiques (qui proviennent, d'après nous, de l'altération de la roche, sous l'action des agents atmosphériques), sont particulièrement intéressants par leurs pseudomorphoses, provenant de la sanidine, de l'hornblende du mica... Ils contiennent de plus du rutile, de la calcédoine, de l'hyalite et de l'opale, ainsi que de nombreux *tubercules vitreux (glasartige) d'une couleur variant du brun rouge au gris noirâtre qui, d'après l'auteur, seraient des obsidiennes*. Föhr se rapproche ainsi de Fraas, qui les considérait comme des rétinites (*Pechsteine*). L'aspect est gras brillant et la cassure conchoïdale pour les échantillons frais. Le microscope montre que les morceaux qui semblaient le plus frais étaient altérés, vraisemblablement par le contact avec les eaux qui circulent. D'après l'analyse, ces échantillons présentent beaucoup d'analogie avec les rétinites. Ils renferment, pour 100 parties, 73 de silice, 10 d'alumine, 3,94 de soude, 0,79 de potasse, 2 d'oxydes de fer, 0,56 de chlore, 1,24 de SO^3 et 5 d'eau. La richesse en silice et en eau de cette roche montre qu'elle est surtout constituée par de la silice hydratée que teintent en vert des sels de fer.

Hohenkrähen a la forme d'un cône au lieu d'un dôme comme le précédent. L'auteur donne l'analyse de l'hornblende et montre que ce minéral est le support des métaux denses en quantité très appréciable, du manganèse notamment.

Discutant plus loin une analyse de la natrolite, Föhr dit que, contrairement à l'opinion de Rosenbusch, qui pense que la zéolitisation exige de l'eau et une température élevée, et qu'elle s'est produite dans les premiers temps de la consolidation de la roche, l'observation montre que les zéolites se déposent dans les fentes et les fissures par suite d'un pliénomène de lixiviation (*Auslaugungsprocess*) qui se continue actuellement. Cette zéolitisation s'accompagne du dépôt de calcite et de gypse formés dans des conditions analogues.

La roche de Gennersbohl a été attaquée par des eaux chargées d'acide carbonique, au point qu'elle a l'apparence d'un trachyte. L'analyse y indique 0,29 0/0 de SO^3 .

L'auteur, se basant sur l'identité presque absolue des syénites éolotiques et des phonolites, tant au point de vue chimique qu'au point de vue minéralogique, s'est demandé si les seconds ne renfermaient pas des métaux rares et denses comme les premiers et a fait, dans ce but, les recherches chimiques que nous avons rapportées et dans lesquelles il a trouvé la confirmation de ses suppositions. Il y a reconnu la présence du zirconium et d'autres métaux, notamment du cuivre, du plomb, de l'antimoine, de l'étain, du nickel, du zinc et en moindres quantités du nickel et du cobalt. Des recherches antérieures sur des phonolites de la Hesse avaient déjà indiqué une teneur en CuO , allant jusqu'à 0,27 0/0. Ces métaux se trouvent vraisemblablement dans la roche à l'état de silicates. Ce qu'il y a de certain, c'est qu'ils sont contenus dans l'augite et l'hornblende, comme l'avait indiqué Fr. Sandberger.

Poussant ses recherches plus avant, Föhr a voulu reconnaître si les filons de l'Hegau résultaient d'une sorte de lixiviation suivant la théorie de la « *Lateralsecretion* » de Sandberger et étudia, dans ce but, la natrolite, qui constitue l'élément principal des filons, comme nous l'avons dit plus haut. Là encore il retrouva bien les métaux denses de la roche en quantité appréciable. Ainsi se trouvaient confirmées, dans tous leurs détails, les idées qui avaient été émises par l'éminent professeur de Würzburg.

Nous arrivons pour finir aux **TRACHYTES**, qui font partie du stade évolutif que nous examinons.

Rosenbusch les définit de la façon suivante :

« Les *Trachytes*, au sens propre, sont des roches éruptives (*Ergussgesteine*) néovolcaniques, qui, dans une pâte amorphe, variant du gris clair au gris foncé, au jaunâtre, au rougeâtre, jusqu'au rouge, rude au toucher, contiennent des cristaux de feldspath alcalin et de feldspath calco-sodique, et en petite quantité de biotite, d'hornblende brune ou de pyroxène tantôt isolés, tantôt associés. Les *Orthophyres* et les *Kératophyres* se distinguent des trachytes par leur âge, qui est plus grand et par leur état de conservation qui est moins bon, et aussi par leur couleur plus fréquemment rouge et par la moindre porosité de la base amorphe, par l'aspect compact des feldspaths et par l'altération plus avancée des éléments colorés. Quand les orthophyres sont frais, on ne saurait les distinguer des trachytes. Comme éléments accessoires il y a de l'apatite, des composés du fer et du zircon. On y trouve assez régulièrement du titanite. »

Les gros cristaux de feldspath alcalins sont surtout la sanidine, plus rarement le microcline. Le feldspath calco-sodique est surtout du labrador et de l'andésine. La biotite est l'élément coloré le plus ancien. Dans les trachytes altérés, elle passe souvent à la chlorite. L'hornblende tend également à se transformer en chlorite. Le diopside vert est tantôt seul, tantôt associé à la biotite ou à l'hornblende. A côté de la biotite et du diopside, on trouve, dans les trachytes avec plagioclases basiques, presque toujours de l'hypersthène ou de la bronzite.

La pâte forme le plus souvent un agrégat holocristallin. On y trouve une base vitreuse amorphe en quantité variable qui, lorsqu'elle prédomine, conduit aux trachytes vitreux (*Hyalotrachyte*).

On a vu ci-dessus, à propos du basalte, que le fer natif du Groenland résultait de la réduction de l'oxyde de fer magnétique de la roche par les matières ulmiques que les eaux, qui circulent, portent avec elles. Supposons que le phénomène soit moins accentué, il pourra n'aboutir alors qu'à la formation du protoxyde de fer que l'acide carbonique élimine peu à peu à l'état d'un bicarbonate. C'est ainsi que Mohr (*op. cit.*) explique la disparition du fer des trachytes et, par suite, leur porosité, et cette rudesse au toucher qui leur a fait donner leur nom.

Les *Kératophyres* renferment dans une pâte variant de l'amorphe au grenu fin, et passant du vert (par la chlorite) au brun lorsque l'altération est plus avancée, des cristaux de feldspath alcalin et de diopside transformé le plus souvent en calcite et en chlorite. On trouve

comme minéraux accessoires, en faibles quantités, des composés de fer contenant du titane, de l'apatite et du zircon (Rosenbusch).

Leur feldspath alcalin est riche en soude, ce qui fait qu'on peut les rattacher aux syénites sodiques, comme le remarque Bruhns (*op. cit.*).

« Les *Trachytes à sodalite* sont les trachytes alcalins dans lesquels on trouve un minéral de la famille de la sodalite (noséane, haüyne...). Ce sont des roches de couleur claire, jaunâtre, grisâtre ou blanc rouge, rudes au toucher, avec de grands cristaux de sanidine, auxquels viennent se joindre souvent de la sodalite en très petits cristaux, du diopside verdâtre, de l'ægyrine de couleur verte ou jaune rouge. »

Rosenbusch rattache aux trachytes à sodalite ainsi décrits les trachytes du type du Drachenfels. Ils diffèrent des trachytes à alcali par la présence de prismes plus ou moins grands de feldspath calcosodique de labrador, plus rarement andésine et oligoclase, entourés le plus souvent par un manteau de sanidine. Les éléments colorés sont surtout la biotite et l'hornblende, auxquels il faut joindre le diopside. La pâte, qui est surtout holocristalline, de couleur blanchâtre, grisâtre, jaunâtre, rarement rouge, consiste principalement en micro-lites de feldspath alcalins entre lesquels viennent s'insérer des pyroxènes riches en fer et en alcali et de l'amphibole ou encore du diopside. La structure est presque toujours trachytique, rarement orthophyrique. Dans les pores miarolitiques ⁽¹⁾ de la pâte, on constate la présence de la tridymite, de la sodalite, de l'ægyrine et d'autres minéraux.

Nous n'avons tant insisté sur cette description de Rosenbusch que parce qu'elle nous permettra de nous rendre mieux compte de la nature des trachytes de l'Auvergne, très voisins, comme composition, de ceux du Siebengebirge. L'éminent pétrographe allemand y rattache la roche trachytique formant les dômes de la chaîne des Puys, avec sa pâte blanche, friable, poreuse, que l'on appelle *Dômite* à cause du puy de Dôme.

On peut rapporter aux trachytes les *Porphyres rhombiques* (*Rhombenporphyre*), qui figurent sur le tableau que nous avons reproduit d'après Bruhns (*op. cit.*). « Ces roches renferment dans une pâte

(1) Rosenbusch désigne sous le nom de *structure miarolitique*, une structure qui serait résultée de ce qu'il se serait produit un retrait dans la masse du magma, lors de son passage de l'état amorphe à l'état cristallisé. Les éléments cristallins ne se touchent pas, et il existe entre eux des cavités dans lesquelles pénètrent librement les extrémités des cristaux.

variant de l'état finement grenu à l'état compact, de couleur gris perle ou gris verdâtre jusqu'à gris noir, prenant des nuances rouges ou brunes par altération atmosphérique, des cristaux de feldspath alcalins avec sections rhombiques aiguës. On y reconnaît difficilement des éléments colorés. » (Rosenbusch.)

Les trachytes s'accompagnent de tufs, sables ponceux, du Siebengebirge, de la Hongrie et de l'Auvergne... On les trouve très abondamment répandus dans les environs de Naples, dans les îles Ponza et dans toute la Campanie, où la présence de minéraux contenant du fluor leur donne un grand intérêt. Certains de ces tufs (*pouzzolanes* et *trass* de la vallée du Brohl) ont une grande importance au point de vue technique, en raison de leur emploi pour la fabrication des ciments à prise rapide. Les Ortophyres et les Kératophyres s'accompagnent également de tufs.

Telles sont les indications que nous puisons encore dans l'ouvrage si documenté de Rosenbusch.

Les trachytes présentent la propriété assez inattendue de constituer un gisement de soufre. Beaucoup de géologues, Rosenbusch, Roth... se reportant aux phénomènes de même nature des volcans actuels, ont pensé que le dégagement d'hydrogène sulfuré, qui donnait lieu au dépôt de soufre, correspondrait à la phase ultime de l'activité volcanique, qui s'était traduite par l'éruption des trachytes. Si cette manière de voir est assez séduisante, à première vue, au fond elle n'a rien que de très spécieux et ne résiste pas à un examen sérieux. Il importe tout d'abord de remarquer que ces roches remontent à l'époque très reculée du miocène, que leur activité devrait, par suite, être éteinte depuis longtemps, en admettant qu'elle ait jamais existé, et que, d'autre part, les basaltes et les roches neutres qui se sont formés à la même époque géologique, ne présentent pas les mêmes phénomènes, contrairement à ce que l'on serait en droit de supposer, d'après la manière de voir de ces auteurs.

En réalité la cause du dépôt de soufre est tout autre. Par suite de la porosité de la roche, les eaux y circulent avec une grande facilité, comme nous avons eu occasion de le remarquer pour les phonolites de l'Hegau, qui se rapprochent assez des trachytes pour qu'on ait pu les comprendre dans une même formation. Elles permettront alors aux matières ulmiques d'exercer leur action réductrice sur les éléments de la roche et notamment sur les sulfates que l'haüyne, le noséane, contiennent en assez grande quantité. Il va ainsi se pro-

duire des sulfures qui seront décomposés à leur tour par l'acide carbonique et qui donneront par suite naissance à de l'hydrogène sulfuré lequel, en arrivant au jour, produira par double décomposition, avec l'acide sulfureux indirectement formé, un dépôt de soufre. La quantité formée peut être assez importante pour donner lieu à une exploitation.

Nous avons vu, d'après les analyses de Föhr, que la teneur en SO^3 des phonolites peut s'élever à 0,96 0/0. Si nous prenons seulement le chiffre de 0,25 0/0, qui semble un minimum des différents chiffres qu'il indique, et si nous admettons que tout le soufre, qui s'y trouve contenu, se sépare sous la forme de ce métalloïde, nous obtenons facilement pour la quantité produite par 1.000 kilogrammes de roche,

$$2,5 \times 16/40 = 1 \text{ kil.}$$

et, par mètre cube de cette dernière, de

$$1 \times 2,5 = 2^{\text{kil}},5.$$

Mais tel ne sera pas le cas. Une partie de l'hydrogène sulfuré se perd dans l'atmosphère et une autre partie agit sur la roche sous la forme d'acide sulfurique résultant de l'oxydation lente de l'acide sulfureux. Cet acide, en réagissant sur les éléments feldspathiques de la roche, donne alors naissance aux *alunites* qui accompagnent presque toujours, comme on le sait, les gisements de soufre des trachytes. Nous sommes redevables aux chimistes et géologues du milieu du siècle dernier, Hoffmann, Bunsen, Forchhammer, des Cloiseaux, Ch. Sainte-Claire Deville, Fouqué... d'intéressantes études sur cette question. G. Ponzi [*La Tuscia romana e la Tolfa* (*R. Acad. dei Lincei*, 1876-77)] a remarqué qu'en même temps que l'alunite il s'est formé dans la masse, par voie de réduction des oxydes métalliques, des sulfures de fer, de plomb, de zinc, d'antimoine, de mercure. Nous trouvons là une confirmation des idées de F. Sandberger et de Föhr. Enfin Rosenbusch, à propos de la décomposition des trachytes, liparites et autres roches éruptives, par l'hydrogène sulfuré et l'acide sulfureux dans la période des fumerolles, remarque qu'il s'est produit une roche aluminifère (*alaunfels*), tantôt grenue, tantôt compacte, tantôt poreuse et caverneuse, constituée par un mélange d'opale et de quartz, avec de l'alunite, de la ludwigite et des quantités variables, mais toujours très faibles, de soufre, gypse, pyrites, kaolin, diaspore... Nous

aurons occasion de revenir sur la formation de cette dernière substance au livre II, à propos du corindon, des spinelles et des beauxites.

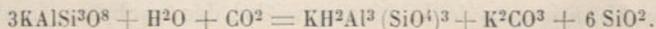
Nous arrivons maintenant au dernier stade de l'évolution de la roche. Il comprend le **GRANITE**, avec ses différents faciès, les **PORPHYRES QUARTZIFÈRES** et les **LIPARITES**.

Nous empruntons à l'ouvrage de Rosenbusch la définition suivante de la famille des *granites*.

« Tous les membres de la famille des *granites* sont, avec une structure grenue hypodiomorphe passant fréquemment à la structure porphyrique, caractérisés par l'association du quartz et d'un feldspath alcalin. Comme feldspaths alcalins, figurent l'orthose, le microcline, l'albite, la microp Perthite, la microclinperthite et quelquefois la sanidine.

« Selon qu'à côté des feldspaths alcalins, il y a ou non des feldspaths calco-sodiques (oligoclase, andésine, rarement labrador acide), on distingue deux variétés principales : *granites alcalino-calciques* et *granites alcalins*. L'association quartz et feldspath alcalin, qui est l'association principale, est, pour les deux variétés, mais plus abondamment pour la première que pour la seconde, accompagnée par les minéraux de la famille du pyroxène, de l'amphibole et du mica. Comme éléments accessoires, on trouve de petites quantités de composés du fer (magnétite, fer oligiste, ilménite), d'apatite et de zircon. Il faut y joindre le titanite, la cordiérite, la topaze, le grenat et la tourmaline. »

L'auteur fait remarquer que l'orthose, sous l'action de l'eau et de l'acide carbonique, se dédouble souvent en muscovite et en kaolin. L'équation qu'il donne pour la genèse du premier de ces minéraux montre qu'il se produit en même temps de la silice et du carbonate de potasse :



La réaction peut encore aboutir à la formation de kaolin, de carbonate de potasse et de silice.

Ce passage de l'orthose à la muscovite qui imprime un faciès tout particulier à la roche, a été observé par de nombreux savants. Comme il peut finalement permettre la formation d'une roche qui ne renferme

plus guère que du quartz et du mica blanc, le *Greisen*, nous y insisterons quelque peu.

Voici ce que dit Blum (*op. cit.*) à ce sujet : « C'est Haidinger (*Über einige neue Pseud.*, 1841) qui attira le premier l'attention sur la transformation du feldspath en mica. Parmi les cristaux de feldspath altérés contenus dans un mélange de minerai d'étain et de quartz de Sainte-Agnès dans le Cornwall, il se trouvait un exemplaire « dans lequel on remarquait un mica à petits grains, semblable au lépidolite gris verdâtre, comme matière de remplissage. La forme est d'ailleurs celle des cristaux mâclés de Carlsbad et d'Ellbogen, et à en juger extérieurement, c'était bien l'orthose de Mohs, riche en potasse. Comme le mélange des feldspaths ne contient que des trisilicates, il a fallu, pour former le silicate du mica, qu'il se soit séparé de la silice et que de la magnésie, que nous retrouvons si souvent dans des formations parasites, soit venue s'y ajouter. »

Blum rapporte qu'il trouva l'orthose du granite de Warrensteinach du Fichtelgebirge transformé en un mélange de mica blanc verdâtre à fines écailles. La modification avait commencé à l'extérieur, et s'était propagée vers l'intérieur, mais pas au point qu'on ne retrouvât souvent un noyau de feldspath. « L'état finement écaillé du mica semble n'être qu'un passage à l'état feuilleté, car souvent les pseudomorphoses sont recouvertes de paillettes de mica, qui y pénètrent sans ordre régulier, et se prolongent dans le mica écaillé. »

G. Rose (*An. der Phys. und Chemie*, t. LXXX, 1850) a trouvé, dans des druses du granite, de l'orthose plus ou moins transformé en mica. Il dit que la formation du mica *contredit formellement les idées qu'on pouvait avoir de la contemporanéité du feldspath et du mica et ajoute que celui-ci n'a pu se produire que par voie humide, comme l'a soutenu Bischof.*

G. Bonney, qui a observé le même fait dans un conglomérat altéré de la série huronienne (*Quart. J. of the geol. Soc. Lond.*, t. XLV, 1888) décrit, comme il suit, le mode d'altération du feldspath. « Un cristal de feldspath prend un aspect poussiéreux ; quelques taches de mica et un granule de quartz se sont isolés, puis ce dernier s'élargit comme s'il repoussait le mica qui forme un anneau irrégulier autour du grain. »

Kjerulf, Bischof, H. Credner ont fait des constatations analogues.

Pour en revenir au granite, nous voyons, d'après Rosenbusch, que les feldspaths calco-sodiques peuvent, comme les feldspaths alcalins, donner soit un mica de couleur claire, soit du kaolin, avec séparation

de carbonate de chaux, qui peut être entraîné ou prendre part à la formation secondaire de la pistacite.

Le quartz qui se sépare, comme nous l'avons dit plus haut, renferme de nombreuses inclusions liquides, de l'eau, plus rarement de l'acide carbonique liquide. Ce sont ces inclusions qui lui donnent l'aspect laiteux ou gras que l'on remarque souvent. On trouve encore dans le granite de longues et fines aiguilles paraissant opaques que l'on considère comme étant du rutile. S. Diller a décrit (*N. Jahrb. f. Min...*, 1883), dans un granite à biotite et amphibole des cristaux assez nombreux d'un minéral jaunâtre qui est de l'anatase. Ces cristaux ne se présentent pas dans la roche fraîche qui contient du titanite, et ce dernier disparaît par contre, comme on devait s'y attendre, dans la roche plus ou moins altérée.

Rosenbusch définit de la façon suivante les **liparites** et les **porphyres quartzifères**.

« Dans le sens strict du mot, les *Liparites* et les *porphyres quartzifères* sont des roches éruptives (*Ergussgesteine*) de magmas granitiques normaux qui, dans une pâte amorphe le plus souvent rocheuse (*steinige*), alors blanche, grise, jaunâtre ou rouge pâle jusqu'à rouge brique, plus rarement vitreuse et alors souvent foncée, noirâtre, rarement rougeâtre ou brunâtre, renferment des cristaux de feldspath alcalin, de feldspath calco-sodique et de quartz, et aussi, mais beaucoup moins abondants, de biotite.

« La différence entre les liparites et les porphyres quartzifères est une question d'âge. Ces derniers sont des roches paléovolcaniques prétertiaires, tandis que les premières sont des roches volcaniques tertiaires et, par suite, des porphyres quartzifères récents. »

Les cristaux sont formés par la sanidine pour les liparites, l'orthose pour les porphyres, plus rarement la micropertchite, l'albite, l'oligoclase, le quartz, le biotite, l'hornblende brune et quelquefois le diopside, plus rarement le zircon, l'apatite.

On rencontre également la cordiérite bleue dans les liparites et son produit de transformation, la pinite, dans le porphyre quartzifère, le grenat, l'orthite, la tourmaline, l'anatase, la topaze, le titanite et la muscovite. A propos de cette dernière, v. Lasaulx (*N. Jahrb. f. Min...*, 1869) dit que, contrairement à l'opinion de Laspeyres qui pensait qu'il n'y avait pas de mica blanc dans les roches éruptives récentes, il en a trouvé dans les roches du Puy de Pariou ainsi que dans celles de Volvic. Rosenbusch fait également remarquer que l'altération par

les agents atmosphériques détruit le feldspath de la pâte et détermine la formation d'un mélange de quartz et de muscovite (séricite) ou de kaolin, dans lequel la silice pénètre de l'extérieur sous la forme d'opale, de calcédoine et de quartz.

Les liparites et les porphyres quartzifères présentent quelquefois une pâte vitreuse le plus souvent riche en eau. On les désigne alors sous le nom de *vitrophyres*. Quand ils ne contiennent que peu de cristaux, ce sont les *Rétinïtes* (*Pechsteine*). S'ils en renferment beaucoup, ce sont les *porphyres à rétinite* (*Pechsteinporphyre*).

Les *Pantellérites* sont des roches liparitiques qui, dans une pâte verte, noir verdâtre ou noire, de nature tantôt ponceuse, tantôt vitreuse, tantôt trachytique, renferment des cristaux de sanidine, de diopside ou d'ægryrine et de cossyrite (variété triclinique d'amphibole) avec quartz ou amphibole et, comme éléments accessoires, du zircon et un peu d'apatite et quelquefois de l'olivine (Rosenbusch).

Les nombreuses analyses chimiques que donne le savant pétrographe allemand montrent que ces roches sont un peu moins acides que les précédentes, qu'elles sont relativement pauvres en alumine, mais par contre assez riches en soude et en potasse.

Les liparites et surtout leurs variétés vitrophyriques présentent deux structures assez caractérisées, la structure *sphérulitique* et la structure *perlitique*.

La première résulte de la présence, dans la pâte vitreuse, de sphérulites qui, dans les plus gros échantillons, se montrent sous la forme de petites sphères emboîtées les unes dans les autres, comme nous l'avons vu, aux proportions près, pour la diorite orbiculaire de Corse, de telle sorte qu'en coupe ces sphérulites affectent la forme de roses doubles, dont les pétales de couleur claire seraient séparées par une substance intermédiaire de couleur plus foncée. C'est ce que l'on voit très bien dans les *Litophyses*, qui se montrent fréquemment dans les roches pétrosiliceuses et vitreuses de la famille que nous examinons. Les sphérulites ont d'ailleurs, d'après Roth, une *densité plus forte* que la roche vitreuse qui les contient.

La structure perlitique apparaît dans les coupes sous la forme de lignes circulaires assez régulières ou de lignes polygonales, résultant de phénomènes de tension moléculaire qu'accuse d'ailleurs la double réfraction. Cette tension est quelquefois si intense, pour certaines roches de ce genre des environs d'Ochotsk, que les échantillons se

mettent en miettes sous le choc du marteau, comme le feraient des larmes bataviques. W. Watts [*On perlitic structure (Geol. Mag., 1896)*], décrit un pechstein perlitique de la Tweed River (New South Wales), dans lequel on voit des grains de magnétite en grande quantité et dit que la présence de ce minéral dans une roche à 75,5 0/0 de silice est bien faite pour surprendre. Nous retrouvons là une circonstance analogue à celle que nous avons signalée pour les basaltes prismés. Sauvage, dans son beau mémoire : *Description géologique de l'île de Milo (An. des mines, 4^e s., t. X, 1846)*, après avoir décrit les trachytes, les obsidiennes qui les recouvrent et qui semblent se présenter comme des produits d'altération, les gisements d'alunite que ces trachytes renferment, remarque que la roche poreuse est traversée par des bandes d'opale et de perlite, dont quelques-unes sont revêtues de soufre et d'alun. Il rattache la formation de ces dernières à l'action de l'acide sulfurique sur les éléments feldspathiques de la roche avec mise en liberté de la silice. On s'expliquerait ainsi la teneur, élevée des perlités en silice, qui va jusqu'à 73 0/0, d'après les tableaux de Rosenbusch.

Les liparites s'accompagnent presque toujours de ponces et d'obsidiennes, qui sont toutes des produits d'altération superficielle, ainsi que nous l'avons vu pour les phonolites. Les obsidiennes sont des liparites vitreuses de couleur grise, gris noir jusqu'à noire, dénuées de couleur à la lumière transmise, plus rarement rouges ou brunes, d'un éclat vitreux et à bords tranchants. Elles renferment des cristaux, comme la liparite, mais en moindre quantité. La structure perlitique s'y rencontre rarement. Elles contiennent très peu d'eau, au plus 1,5 0/0. Les nombreuses analyses que donne l'ouvrage de Bischof, auquel nous renvoyons, montrent que ce qui les caractérise chimiquement, c'est la prédominance de la soude sur la potasse, à l'inverse de ce que l'on constate pour les liparites, et une teneur en silice variant entre d'assez grandes limites. Il semble qu'un feldspath riche en soude ait été extrait de la liparite par les eaux chargées d'acide carbonique et se soit séparé avec de la silice libre dans les parties les plus superficielles de la roche. L'obsidienne, qui en résultera, ne pourra pas cependant persister indéfiniment et, au contact direct des agents atmosphériques, elle s'altérera plus complètement et par le départ des parties plus solubles passera finalement à l'état de *Ponce (Bimstein)*. On observe souvent des phénomènes du même genre quand l'obsidienne et la perlite se trouvent associées, ainsi que Roth le fait remar-

quer. Cette dernière s'altérant plus rapidement que l'autre disparaît en laissant des cavités dans la masse.

Nous sommes arrivés à la fin du stade que nous examinons. Il nous offre presque uniquement du quartz et de l'orthose qui lui-même passe d'une façon presque complète ou à la muscovite ou au kaolin. De pareils corps ne sont plus susceptibles de modifications chimiques et ne peuvent plus alors que se détruire mécaniquement pour aller, au sein des océans, concourir en partie à la formation de la roche initiale, par le processus que nous étudierons plus loin.

CHAPITRE III

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR L'ÉVOLUTION DES ROCHES SILICATÉES CRISTALLISÉES MASSIVES AU POINT DE VUE CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE

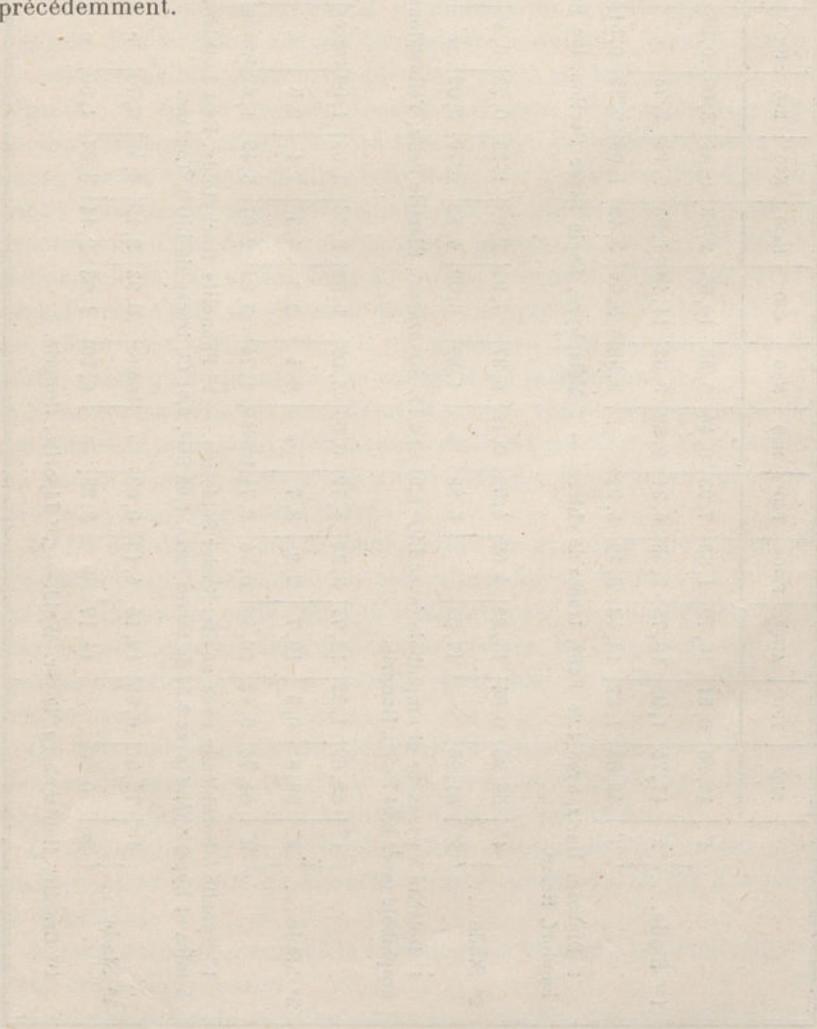
Nous avons cherché à montrer, dans les pages précédentes, qu'une roche basique à 50 0/0 de silice, basalte, mélaphyre ou diabase, abandonnée à elle-même dans la nature, tendait à passer graduellement et régulièrement à une roche acide ayant une teneur moyenne de 65 à 70 0/0 de silice.

Ces considérations étant d'une importance capitale pour la géologie, nous n'hésiterons pas à y revenir, pour fixer les grandes lignes du processus, en y joignant quelques remarques qui compléteront la thèse que nous soutenons,

Nous nous placerons tout d'abord au point de vue chimique et pour cela nous recourrons aux ouvrages de Rosenbusch et de Roth, qui mettent à notre disposition un ensemble imposant d'analyses bien classées par familles de roches. Quand on parcourt et étudie ces tableaux, on est immédiatement frappé de voir entre quelles limites étendues se meuvent les éléments, silice, chaux, soude..., pour une roche déterminée. Une pareille variation ne saurait s'expliquer si on admet, comme le font les pétrographes actuels, que la roche est magmatique et de plus que ses éléments se sont maintenus à peu près tels qu'ils étaient à l'origine. Avec l'idée d'évolution, il en va tout autrement. On comprend très bien alors que, suivant la texture de la roche, suivant les circonstances physiques dans lesquelles elle se trouvait, les modifications ne se soient pas produites de la même façon aux différents points, et que, par suite, la roche ne soit pas partout identique à elle-même. Cette variation est si grande que

quelques éléments minéralogiques du début ont été respectés et se sont maintenus jusque dans le type final, ainsi qu'on le verra plus loin. Ces quelques remarques montrent quelle est la complication de ces études. Elles permettent de se rendre compte de plus de la nomenclature touffue qui rend si difficile et, j'oserais presque dire, si rebu- tante, la lecture des grands ouvrages des pétrographes actuels.

Si nous revenons à notre sujet, nous considérerons, pour l'étude chimique, les quatre stades d'évolution que nous avons présentés précédemment.



	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	TOTAL	DENSITÉ		
1 ^{er} Stade	1'	47,36	0,51	16,79	4,53	7,93	0,44	6,53	10,08	2,85	0,84	3,05	0,26	0,48	100,61	3,081
	2'	47,74	1,02	16,75	2,55	6,31	0,52	8,32	11,40	1,93	0,44	2,73	»	»	99,41	2,69
	3'	49,08	1,82	13,43	6,49	5,92	»	9,58	8,92	3,42	1,00	0,32	0,51	»	100,49	»
1' Diabase, Hartz, avec 1,96 FeS ₂ , traces de chlore. — 2' Mélaphyre, Eagle River Section, lac Supérieur. — 3' Dolérite Landorf, Hesse.																
2 ^e Stade	1'	56,28	0,84	14,23	4,69	4,05	0,16	6,37	7,94	2,98	1,23	0,93	0,40	»	100,10	»
	2'	61,26	»	17,23	»	5,83	»	1,29	5,03	4,42	2,79	2,02	»	»	100,41	2,673
1' Dolérite à pyroxène et amphibole (avec LiO ² 0,01 Cl 0,17, SO ³ traces), Electric Peak, Yellowstone Park. — 2' Andésite à amphibole (avec 0,24 FeS ₂), Hongrie.																
3 ^e Stade	1''	62,69	1,22	12,77	3,22	4,79	0,60	3,09	5,02	2,39	3,63	1,06	traces	»	100,48	2,952(?)
	2''	56,8	0,5	19,7	2,2	3,7	»	0,4	2,2	4,3	7,1	2,5	»	»	99,14	2,588
	3''	64,76	0,42	16,48	0,74	2,74	traces	1,74	3,24	2,67	5,49	1,62	traces	»	100,32	2,562
1'' Syénite à hornblende avec augite, Nieder Sehlesien. — 2'' Phonolite trachytoïde, East Lothian, Ecosse. — 3'' Trachyte à mica et hypersthène (avec 0,33 de terres rares, 0,08 SO ³ , 0,01 Cl, traces de LiO ²), Toscane.																
4 ^e Stade	1 ^{iv}	72,5	0,66	12,16	4,13	0,03	»	traces	0,93	2,19	6,46	0,70	»	»	99,78	2,656
	2 ^{iv}	70,00	»	14,17	»	3,25	»	0,50	1,63	2,44	5,27	1,30	»	»	98,26	2,416
1 ^{iv} Granite, Hautzenberg, Bayer. Wald. — 2 ^{iv} Liparite, Hongrie.																

La silice, comme on le voit, croît d'une façon régulière du type basique au type acide, passant de 50 à 70 0/0. Bien que l'oxyde de titane soit une caractéristique de la roche basique, il s'y trouve en si faible quantité qu'il n'y a pas lieu d'en discuter la variation. L'alumine ne semble pas éprouver de changements sensibles. A en juger d'après les chiffres de 17,23 (andésite à amphibole) et de 19,7 (phonolite trachytoïde), elle aurait cependant une tendance à augmenter. Le sesquioxyde de fer, si on laisse de côté le chiffre de 4,13 relatif au granite, tend à diminuer notablement. Il en est de même pour le protoxyde. Il n'y a pas lieu de s'arrêter à l'oxyde de manganèse qui joue, comme masse, un rôle très faible. Pour la magnésie, la chute est très accusée et très régulière. Il en est de même pour la chaux, dont le pourcentage tombe très régulièrement de 40 à 4,50 environ. La soude diminue, elle aussi, car les derniers chiffres sont inférieurs à ceux du début et surtout à ceux des phases intermédiaires. Mais, par contre, la potasse va en croissant d'une façon très régulière, passant du chiffre très bas du début qui est très voisin de 1, à celui de 6 environ. Bien que l'acide phosphorique soit un élément caractéristique de la roche basique, au même titre que le titane, il n'y a pas lieu d'en discuter les variations, parce qu'au point de vue massif il est insignifiant.

Si nous résumons ces considérations, nous voyons à ne prendre que les éléments principaux, que la roche *s'enrichit en silice et en potasse et un peu en alumine, mais qu'elle s'appauvrit par contre très notablement en chaux, magnésie, soude et fer.*

Le fer se trouvait dans la roche initiale en grande partie à l'état de magnétite et lui imprimait un aspect noir foncé. Au fur et à mesure qu'il s'élimine par suite d'actions réductrices, *les nuances tendent à devenir plus claires*, sans cependant arriver au ton blanc clair du quartz, de telle sorte que, dans le stade final, la roche est plutôt de nuance rosée.

On doit cependant signaler les nuances verdâtres que prend la roche dans sa phase neutre, par suite de la présence de produits chloriteux et qui se montrent surtout accusées dans les *Grünsteins*.

La disparition du fer a, de plus, pour résultat de *faire baisser graduellement la densité de la roche et de l'amener du chiffre 3 à celui de 2,4 environ.*

Si l'on passe maintenant à la variation des éléments minéralogiques, voici ce que l'on observe.

La roche présente au début, dans sa phase basique, du pyroxène et

des plagioclases auxquels sont associés en très petites quantités des feldspaths alcalins, de l'apatite, du fer titané et de la pyrite de fer comme éléments caractéristiques.

Le premier effet de la circulation des eaux est de faire tomber graduellement la teneur en chaux. On voit alors les plagioclases passer de l'anorthite, du labrador, à des types plus acides. Il en est de même pour le pyroxène, dont le fer se sépare souvent sous la forme d'oxyde de fer magnétique en même temps qu'il se forme de l'olivine. Cette modification, cette transformation pour mieux dire du pyroxène, est assez complexe. Il tend à passer à l'amphibole en donnant des minéraux intermédiaires, tels que l'ouralite, le diallage, l'enstatite, la bronzite, et l'hypersthène, pour ne citer que les principaux.

La chaux des plagioclases et du pyroxène n'est cependant pas immédiatement entraînée, et on la voit persister pendant un certain temps dans la roche sous la forme d'épidote, de même que la magnésie, en s'éliminant ultérieurement, laissera, pendant un certain temps, des traces de sa présence sous la forme de cordiérite.

L'oxydation du sulfure de fer au contact d'eaux, qui restent faiblement aérées, donnera naissance à des sulfates et notamment à du sulfate d'alumine ou à des sulfates doubles qui, en réagissant sur les carbonates, produiront le corindon et les spinelles.

Nous devons joindre à ces produits toute la gamme des zéolites qui se formeront aux dépens des feldspaths ou mieux des éléments feldspathoïdes, avec départ de silice sous forme d'opale, de calcédoine et finalement de quartz.

Quand l'évolution a atteint le type neutre, la roche contient alors, comme éléments principaux, des plagioclases plus acides, ainsi que de l'amphibole. Mais ceux-ci s'altéreront, se métasomatiseront à leur tour. L'amphibole notamment passera à la biotite, qui, elle-même, pourra se transformer en chlorite ou en stéatite, si le minéral qui lui donne naissance est surtout riche en magnésie.

On voit se produire en même temps, par décomposition des zirconates, du zircon, qui se montre dans certaines syénites et qui permet de les caractériser.

Enfin la plupart de ces substances, en exceptant toutefois le quartz, le corindon, le zircon, se détruiront elles-mêmes, sous l'action continue des eaux chargées d'acide carbonique, et aboutiront finalement à de la silice, sous ses différentes formes, ou à des carbonates de chaux, de magnésie et de fer.

On peut dire que la roche tend ainsi à se simplifier. Elle ne présentera plus, dans son stade acide final, que du quartz et de l'orthose qui lui-même ne persistera pas indéfiniment, mais se transformera en muscovite, en séricite ou même, quand l'action des agents atmosphériques prédominera, en kaolin.

A ne considérer que les éléments principaux, le processus est tellement simple qu'il mériterait d'être retenu, alors même qu'il *correspondrait à une simple vue de l'esprit*, parce qu'il permet de dire immédiatement quelle est la composition chimique moyenne et partant minéralogique d'une roche. Seulement on ne devra pas oublier que, la métasomatation ne se faisant pas toujours très également dans toute la masse, il pourra s'y trouver des produits à peine altérés des stades antérieurs, et c'est ainsi, par exemple, que dans le granite, que nous considérons comme le produit du stade extrême, on pourra encore retrouver de l'amphibole et même du pyroxène.

On voit, d'après tout cela, que le pyroxène caractérise la roche basique, tandis que l'amphibole, qui en dérive, se trouve plutôt dans la roche acide. Cette particularité avait frappé G. Rose. Bien que ce chimiste et minéralogiste éminent ait bien vu le lien qui existait entre le pyroxène et l'amphibole. [*Ueber die Notwendigkeit Augit und Hornblende in einer Gattung zu vereinigen (An. der Physik und Chemie, t. XXII, 1831)*] et qu'il ait signalé des produits de passage, tels que l'ouralite et le diallage, il n'avait pas compris la raison de la distribution de ces deux éléments principaux dans les roches, ainsi que cela résulte du passage suivant : « L'hornblende se trouve surtout dans la syénite, et dans le trachyte et dans les laves, associée au quartz, au feldspath, à l'albite, au rhyakolite (feldspath vitreux), toutes substances qui semblent s'être formées par suite d'un refroidissement lent, attendu qu'on ne peut les obtenir cristallisées, ainsi du reste que l'hornblende, par la fusion de leurs éléments. L'augite se trouve dans le basalte et dans la lave avec l'olivine, qui peut être obtenue cristallisée, comme l'augite, par fusion de ses éléments, et dont Mitscherlich a également constaté la forme dans les laitiers. Lorsqu'on trouve du feldspath dans les laves, il y a en même temps de l'hornblende et pas d'augite, quand il y a de l'augite, il n'y a pas de feldspath. » Comme on le voit, c'est là la simple constatation, mais non l'interprétation d'un fait.

Nous allons maintenant, en prenant l'évolution des éléments de la roche comme fil conducteur, examiner le schéma de l'ordre de conso-

lisation des éléments, tel que nous l'avons donné d'après Rosenbusch.

Le savant pétrographe indique dans la phase la plus ancienne l'apatite, les composés du fer, les spinelles, le zircon, le titanite et la pérowskite. Si le phosphate de chaux et la magnétite apparaissent bien dès le début, il ne semble pas qu'il en soit de même pour le zircon, du moins en quantité appréciable. Le titanite et les spinelles se produisent également dans une phase ultérieure.

La seconde phase serait, d'après Rosenbusch, caractérisée par la séparation des silicates de magnésie et de fer, plus tard par ceux de magnésie et de chaux, et de fer et de chaux, comme l'olivine, la biotite, l'amphibole, le pyroxène... L'auteur ajoute que dans ces groupes la séparation des orthosilicates précède celle des métasilicates, de telle sorte que l'olivine cristallise avant le pyroxène... Nous ne saurions, pour les raisons données plus haut, souscrire à cette manière de voir. L'ordre de succession devrait être, d'après nous, pyroxène, amphibole, biotite... Quant à l'olivine qui procède du pyroxène, elle devrait être présentée comme un produit de cristallisation qui suit le pyroxène au lieu de le précéder.

L'auteur comprend, dans la phase suivante, les silicates riches en chaux, les silicates riches en chaux et alcali, et les silicates alcalins qui se séparent dans l'ordre de basicité décroissante, de telle sorte, dit-il, que l'anorthite cristallise avant les feldspaths riches en chaux et alcali et ceux-ci avant les feldspaths alcalins, la néphéline avant la leucite. Les feldspaths se séparent bien dans l'ordre de basicité décroissante, comme nous l'avons indiqué longuement dans les pages qui précèdent, mais on les voit se produire bien avant la phase en question, dès le début de l'évolution de la roche.

L'auteur comprend dans la dernière phase la silice anhydre et les produits amorphes de cristallisation (*Erstarrungsprodukte*) de la roche. Bien que le quartz se sépare en masse dans la phase d'évolution finale, on le voit cependant déjà apparaître dans les phases intermédiaires.

La comparaison que nous venons de faire est très délicate, et on le comprend facilement, puisque nous nous plaçons à un point de vue complètement opposé à celui de l'auteur, celui de l'évolution d'une roche au lieu de la consolidation d'un magma déterminé. Aussi n'insisterons-nous pas davantage.

Voici maintenant, d'après Brubns (*op. cit.*), quelle serait l'association la plus habituelle des minéraux dans une roche.

« Le quartz ne se rencontre pas avec la leucite, ou la néphéline et la mélilite, quand ces derniers minéraux prédominent. Cette règle ne semble pas comporter d'exception.

« Les plagioclases qui existent dans une roche peuvent avoir une composition différente ; le pyroxène rhombique et le pyroxène monocline, c'est-à-dire le pyroxène pauvre en alumine et le pyroxène riche en cette substance peuvent se trouver réunis.

« L'augite se rencontre plus fréquemment dans les roches riches en leucite et en néphéline que l'hornblende.

« L'olivine se rencontre rarement avec le quartz et avec l'orthose, quand cette dernière substance prédomine. Elle est surtout associée à l'augite, plus rarement à l'hornblende.

« La pérowskite se trouve surtout dans les roches à mélilite.

« L'amphibole et le pyroxène se rencontrent plus souvent avec le mica foncé qu'avec le mica de nuance claire.

« La muscovite ne se rencontre dans les roches plutoniennes (*Tiefengesteine*) qu'avec le quartz et l'orthose en grande quantité, tandis qu'elle fait défaut dans les roches éruptives (*Ergussgesteine*) riches en plagioclases. »

On voit d'après ce schéma, que la leucite, la néphéline et la mélilite seraient à considérer comme des minéraux de début, ce qui fait que l'augite se rencontrerait avec eux plutôt que l'hornblende.

L'auteur fait remarquer — ce qui est conforme à notre manière de voir — que l'olivine est plus souvent associée à l'augite que l'hornblende. Elle doit par suite se montrer rarement à côté de l'orthose.

L'amphibole et le pyroxène, qui ont disparu dans les phases ultérieures d'une façon générale, ne peuvent se rencontrer avec le mica blanc, qui se produit à ce moment-là, par suite de la métasomatization de l'orthose. On comprend que, dans ces conditions, ce minéral fasse défaut dans les roches riches en plagioclases, comme le dit très bien l'auteur.

Nous n'avons pas craint de nous appesantir sur toutes ces remarques, parce qu'elles sont d'une importance de premier ordre au point de vue de la thèse que nous soutenons.

Nous avons dit que les traits de la roche basique initiale n'étaient pas tellement oblitérés, que les éléments minéralogiques n'avaient pas tellement disparu, qu'on ne pût les retrouver dans les stades inter-

médiaires et même dans ceux de la fin, c'est ce que nous allons montrer par quelques exemples.

Si nous nous plaçons tout d'abord, au point de vue de la structure, nous voyons la forme prismée se poursuivre jusque dans les syénites, comme le remarqua Delesse, et la forme orbiculaire se manifester encore dans le type granite. Voici ce que Rosenbusch dit à propos de ce dernier. « Les couches plus ou moins sphériques consistent en zones alternantes, les unes de couleur claire, les autres de couleur foncée et riches en éléments colorés (biotite, hornblende, magnétite). Dans ces zones, il y a tantôt une disposition concentrique des éléments, de telle sorte que les orbicules se détachent facilement de la roche, tantôt une disposition radiale de ces mêmes éléments, ou bien il y a encore quelques éléments (biotite) disposés tangentiellement, tandis que d'autres (feldspaths) le sont radialement. La grosseur de ces sphères varie depuis 2 à 3 jusqu'à 30 centimètres de diamètre. Lorsqu'elles se sont comprimées les unes les autres, elles présentent une forme allongée, déchirée et presque ouverte (*aufgeblättert*). L'analyse chimique et les observations sur place montrent que les sphères se trouvent non pas dans le granite normal, mais dans un produit de liquation (*Spaltungsprodukt*) plus basique. » Plus loin l'auteur signale les concrétions basiques foncées (*basische Konkretionen*) extraordinairement développées, de toutes formes et de toutes dimensions, de la grosseur d'une noix jusqu'à la grosseur de plusieurs mètres cubes, qui sont intriquées (*verwachsen*) dans la roche normale et s'en détachent quelquefois. Elles passent graduellement à cette dernière, le plus souvent cependant elles s'en séparent d'une façon assez nette. Rarement elles sont séparées de la masse de la roche principale par un manteau plus clair, comme dans les environs d'Upsala en Suède. Elles renferment les éléments les plus anciens des granites (apatite, composés du fer, biotite, amphibole, pyroxène, plagioclase) plus abondamment que la roche normale et doivent être considérées comme des amas locaux d'éléments très anciens qui se sont séparés du magma. De là leur plus grande basicité et leur plus grande densité ». Le tableau d'analyses chimiques que donne l'auteur montre, dit-il, la parenté de ces concrétions avec certaines formations orbiculaires des granites.

A. G. Högbom a décrit les concrétions basiques du granite d'Upsala (*Om basiska utsöndringar*) dans *Geol. Fören... Förhandl.*, t. X, 1888. Il leur donne, comme on le voit, le nom de « sécrétions », à l'inverse

de Rosenbuch. Nous croyons cependant que l'appellation de ce dernier pétrographe est préférable, pour les raisons que nous avons indiquées.

Le granite en question a été décrit par Törnebohm sous le nom de granite ancien (*urgranit*). Il contient 67,3 de silice, 15,2 d'alumine, 1,2 de sesquioxyde de fer, 3,4 de protoxyde, 3,6 de chaux, 1,2 de magnésie, 3,4 de potasse et 3,8 de soude. Comme minéraux anciens, on y trouve du titanite, de l'apatite et du zircon.

Les concrétions, vues à quelque distance, semblent en général parfaitement distinctes du granite de couleur plus claire qui les renferme; mais, quand on les examine de près, on reconnaît que leurs éléments et ceux du granite se pénètrent intimement à la limite et que cette limite n'est pas facile à suivre en détail. Les concrétions sont toujours si intimement unies au granite qu'on n'arrive pas à les séparer par des coups de marteau et que la cassure se fait dans une direction quelconque. Enfin on aperçoit dans le granite des taches qui sont riches en hornblende, lesquelles se relient par des formes de passage avec les concrétions elles-mêmes.

La composition chimique de ces concrétions s'écarte beaucoup de celle du granite. Le plagioclase (principalement de l'anorthite) et l'hornblende avec le mica en forment la partie la plus importante, puis vient le quartz en quantité variable, mais toujours subordonnée. L'orthose manque ou est très rare. Comme minéraux accessoires, on trouve de la pyrite et de la magnétite et même du pyroxène, alors que le granite n'en renferme pas. Enfin la densité de la concrétion est de 2,94, ce qui indique qu'elle est nettement basique.

L'auteur, après avoir fait remarquer que ces concrétions se présentent non seulement à la limite du granite, mais encore dans toute la masse, conclut de ses recherches que ce ne sont pas des éléments étrangers au granite, mais que ces concrétions *en font partie intégrante* et qu'elles se sont formées dans le magma granitique avant sa consolidation (*innan denna ännu stelnad*).

J. A. Phillips, qui a étudié la question des concrétions de même nature dans le granite (*Quart. J. of the geol. Soc. Lond.*, 1879 et 1882), arrive à un résultat identique. « J'ai conclu, dit-il, que les inclusions arrondies se sont formées lors de la consolidation de la roche et qu'elles sont dues à l'action de forces de même nature que celles qui ont déterminé la production des concrétions sphéroïdales de la diorite orbiculaire de Corse. »

Les concrétions de nature basique dans le granite ont toujours frappé les géologues, qui ont cherché à préciser leur mode de formation. Parmi eux nous citerons v. Buch, G. Rose, Alluaud, Collomb, Jokély, Zirkel, Andrian, Brögger et Bäckström, H. Hatch... Le point de vue plutonien, auquel ces savants auteurs se sont placés, ne leur a pas permis de donner l'interprétation exacte du phénomène. Celle-ci se présente au contraire naturellement et très simplement quand, ainsi qu'on l'a vu plus haut, on suit la roche dans son évolution.

CHAPITRE IV

DU MODE DE FORMATION DES FILONS

On désigne sous le nom de **filons** des fissures ou des cassures, qui ont été remplies, après coup, par une masse ordinairement rocheuse, plus rarement métallifère. Les Allemands leur donnent dans le premier cas le nom de *steinige Gänge* ou *filons rocheux* et dans le second celui d'*Erzgänge* ou filons métallifères. Cette distinction n'a pourtant pas l'importance qu'on serait porté à lui attribuer.

Quoi qu'il en soit, ces filons se sont toujours formés, dans une roche préexistante, par un phénomène de lixiviation, au cours duquel les éléments qui se déposaient étaient empruntés à la roche encaissante ou à des roches voisines, que la cassure traversait.

Les géologues de l'école plutonienne admettent que les filons rocheux ont une origine profonde et qu'ils sont, de même que les roches silicatées massives qu'ils traversent, comme une émanation du magma central. Si les roches plutoniennes ou éruptives ne doivent pas être considérées comme provenant de ce magma, ainsi que nous l'avons montré antérieurement, il en est de même *a fortiori* des filons en question. On ne saurait comprendre d'ailleurs, étant donné souvent leur faible épaisseur qui les réduit à l'état de filonets, que des matières fondues, aussi infusibles que le quartz, le feldspath, aient pu s'élever jusqu'à la surface du sol à travers des roches déjà formées et présentant par suite une température relativement basse. La consolidation en eût été presque immédiate, et le filon n'aurait pu dépasser que de très peu le niveau du magma. Mais, en admettant même que le phénomène invoqué ait pu se produire, la masse de remplissage se fût refroidie rapidement. Elle s'offrirait alors sous la forme d'une matière vitreuse et non d'une matière cristallisée et ne présenterait de plus

qu'une densité beaucoup plus faible, ainsi que nous l'avons fait remarquer au chapitre I. Il résulte de ces quelques remarques que les filons n'ont certainement pas l'origine qu'on leur suppose.

Ils ne peuvent être alors qu'un produit de sécrétion de la roche déterminé par la circulation des eaux et rentrent par suite dans les roches que nous avons examinées plus haut. Nous n'aurions donc pas lieu de nous y arrêter, mais, étant donné que nous les avons fait figurer dans la classification de Bücking, nous allons les décrire rapidement en nous appuyant sur l'autorité de Rosenbusch.

Cet auteur les désigne sous le nom de **Lamprophyres**, empruntant cette dénomination à v. Gümbel, et fait remarquer qu'ils forment des filons assez minces, variant de quelques mètres à quelque centimètres et moins. Il les divise en trois groupes :

- Groupe de la *minette* et du *kersantite* ;
 - de la *vogésite ordinaire* ;
 - de la *comptonite et alnoïte*.

Nous n'examinerons que le premier.

Les minettes et les kersantites se distinguent les unes des autres par la prédominance de l'orthose dans les minettes, du plagioclase dans la kersantite, mais se ressemblent complètement au point de vue de la structure et du mode de formation géologique. L'élément coloré est, dans les deux cas, le mica noir, accompagné souvent de diopside, plus rarement d'hornblende. Comme minéraux accessoires, il existe de rares composés du fer, de l'apatite en plus grande quantité et un peu de zircon.

« Les minettes sont des roches de filon panidiomorphiquement grenues ou porphyriques, à structure holocristalline, qui accompagnent les roches plutoniennes (*Tiefengesteine*) granito-dioritiques, et qui sont caractérisées par l'association orthose et biotite. Elles renferment plus fréquemment du diopside que de l'hornblende et passent alors aux *minettes augitiques*. Elles sont riches en potasse. Quand la soude tend à l'emporter, elles passent aux kersantites. On y rencontre de l'olivine avec ses produits de décomposition.

« Les kersantites sont des roches de filon, hypidiomorphiquement grenues, qui accompagnent les roches plutoniennes (*Tiefengesteine*), granito-dioritiques et qui sont caractérisées par l'association, au point de vue minéralogique, du plagioclase et de la biotite. Le type pur, de même que celui des kersantites à hornblende, est rare ; les kersantites à augite l'emportent de beaucoup. On trouve des passages de l'une à

l'autre. La présence de l'olivine et de ses produits de décomposition permet d'y faire des sous-groupes. »

Nous arrivons maintenant aux filons métallifères qui ont une importance de premier ordre, tant au point de vue de la genèse des roches dont ils proviennent que de la vie économique et des richesses des nations. Ce qui les caractérise, c'est ce fait qu'ils se présentent sous la forme de zones symétriques par rapport à l'axe de la cassure. La nature minéralogique diffère souvent d'une zone à la suivante, ce qui montre que la composition du liquide qui circulait, s'est modifiée avec le temps. On a pu compter jusqu'à quatorze bandes symétriques qui différaient les unes des autres par la couleur, la structure et la composition minéralogique. Si les dépôts adhèrent généralement bien aux salbandes, par contre ils laissent souvent au centre un espace vide dans lequel on trouve des druses revêtues de cristaux à l'intérieur.

Une pareille disposition, la présence de substances absolument réfractaires comme les carbonates de fer et de chaux, la silice... ou encore l'association de minéraux cristallisés relativement fusibles que moule le quartz, des restes de liquides que l'on retrouve encore emprisonnés dans les quartz *anhydres* qui proviennent de la destruction des filons, toutes ces circonstances, disons-nous, montrent bien qu'une pareille formation est d'origine *aqueuse*. Cette opinion a été soutenue par de nombreux savants, Bischof, Mohr, St. Hunt..., mais on peut dire que c'est F. Sandberger qui a établi définitivement et d'une façon indiscutable ce mode de formation, dans une série de recherches et d'études qu'il a coordonnées et discutées dans un ouvrage magistral : *Untersuchungen über Erzgänge* (1882).

Ce géologue éminent, en étudiant les filons des environs de Schapbach dans la Forêt Noire, avait été frappé de ce fait que la composition minéralogique et métallique d'un filon déterminé variait grandement suivant la nature des roches qu'il traversait (1). L'idée lui vint alors de faire une analyse complète de ces roches afin de reconnaître si les éléments des filons n'en proviendraient pas. Ici nous laissons parler l'auteur.

« Au lieu d'analyser en bloc (*Bauschanalysen*) de grandes quantités de minerai comme on l'avait fait jusqu'ici, j'isolai, toutes les fois

(1) W. J. Henwood [*On the metal deposits* (R. S. geol. Corn. Trans. t. V.)] avait déjà fait des constatations analogues, qui semblent bien exclure pour les filons une origine profonde.

que je le pus, les silicates constituant la roche, olivine, augite, hornblende et mica, et je soumis 10 grammes de chacune de ces substances à l'analyse qualitative. Le résultat de cette méthode, qu'on emploie depuis longtemps pour les eaux minérales, les produits métallurgiques... dans lesquels on recherche des substances qui y sont contenues en faible quantité, fut vraiment surprenant. A l'exception du tellure, de l'or et du mercure, je retrouvai dans ces silicate tous les éléments des filons... Dans l'année 1877, les recherches furent poussées assez loin pour que je pusse rapporter la provenance de la matière de remplissage des filons des districts miniers les plus importants de l'Allemagne à la roche encaissante. La raison pour laquelle des filons voisins, mais qui ne se trouvaient pas dans les mêmes roches, comme par exemple ceux de Wittichen et de Schapbach, différaient sensiblement, tient simplement à ce que le *mica des roches qu'ils traversent n'était pas le même*.

« Jetons un coup d'œil sur les métalloïdes et les métaux denses et nobles que l'analyse d'un échantillon de 10 à 20 grammes permet de découvrir dans l'olivine, l'augite, l'hornblende et le mica.

« La chose se passe très simplement pour l'olivine. Ici, à côté de la magnésie qui domine, on trouve le fer, le nickel, le cuivre, le cobalt, ce dernier cependant en très faible quantité, l'étain et l'arsenic n'ont été trouvés qu'en quelques points et seulement en très petite quantité.

« L'analyse est plus compliquée pour l'augite, surtout pour celle du gabbro, de la diabase, du mélaphyre, du porphyre augitique, de l'andésite augitique et du basalte. On a toujours constaté la présence du cuivre et du cobalt comme représentants de la magnésie et du protoxyde de fer, surtout du premier de ces métaux, du nickel et du plomb, puis de l'étain, du zinc; l'antimoine et l'arsenic n'ont été rencontrés jusqu'à présent qu'en quelques endroits, mais par contre on a trouvé abondamment l'antimoine et le plomb dans l'augite de la diabase d'Andreasberg dans le Harz.

« L'hornblende provenant de roches à hornblende anciennes renferme d'une façon très constante du cuivre, de l'arsenic et du cobalt, et également abondamment du nickel. Celle qui provient de roches plus récentes contient les mêmes éléments, mais en outre du plomb, de l'antimoine et de l'étain, et rarement du zinc et du bismuth.

« La plus grande complexité des métaux qui n'ont pas été observés jusqu'ici se rencontre dans le mica, et les recherches ont été poussées assez loin pour montrer que l'on peut distinguer certains groupes

dans lesquels on trouve des éléments déterminés plutôt que dans d'autres. C'est ainsi que tous les micas à lithine montraient une teneur constante en étain, qu'ils fussent des lépidolites, des zinnwaldites ou des micas foncés (*Rabenglimmer* de Breithaupt) et quelles que fussent les localités d'Europe ou d'Amérique du Nord dont ils provinssent. A l'exception des lépidolites, ces micas renferment le plus souvent aussi de l'arsenic, du cuivre, du bismuth et beaucoup d'urane, principalement ceux provenant des granites francs et non décomposés (non du Greisen) de l'amas granitique d'Eibenstock Neudecker de l'Erzgebirge et aussi du Cornwall.

« Les micas exempts de lithine, mais très riches en potasse, les vraies muscovites sont les plus pauvres en métaux denses, mais on y a presque toujours trouvé du cuivre et aussi de la baryte.

« Les micas blancs des gneiss dits *gneiss rouges* de l'Erzgebirge ne sont des muscovites ni au point de vue optique ni au point de vue chimique ; ils renferment, outre la potasse, beaucoup de magnésie ; ils sont pauvres en métaux denses, attendu qu'on n'y trouve que des traces d'étain, de cuivre, de cobalt et de nickel, et ils semblent être absolument dépourvus d'antimoine et d'arsenic...

« Les micas noirs des gneiss et des granites n'ont pas la même composition. Ceux qui proviennent des vieux gneiss (à un seul mica) de l'Erzgebirge contiennent surtout de l'arsenic, du plomb, du zinc et peu de cuivre... Ceux des gneiss du Nord-Est de la Forêt Noire sont très différents. On y trouve surtout du cuivre et du plomb et à côté de ceux-ci du bismuth ou de l'antimoine, des traces d'arsenic ; on y a également constaté la présence du cobalt et du nickel, mais en faible quantité...

« Les micas foncés provenant de la propylite de Schemnitz (trachyte à biotite de Szabo) sont très remarquables avec leur teneur élevée en arsenic, plomb, zinc, auxquels viennent se joindre le cuivre, le cobalt et l'antimoine en faible quantité. Par contre les rubellanes du basalte de Schima et d'Aschaffenburg contiennent abondamment de l'antimoine, du plomb, du cuivre, du cobalt et peu de bismuth, tandis que la rubellane de Pölma, à la limite de la Saxe et de la Bohême, quoique s'accordant bien autrement avec les autres, ne renferme pas d'antimoine, mais beaucoup d'étain...

« Je n'ai pas en vue, on le comprend facilement, de donner à nouveau la preuve que la baryte se trouve dans les feldspaths monoclines, plus rarement dans ceux triclines, la chaux principalement

dans ces derniers et avec elle la magnésie dans les augites et les hornblendes, et le fluor dans beaucoup de micas, plus rarement dans les hornblendes des roches anciennes cristallines, que ces différentes substances, disons-nous, se trouvent en quantité suffisante pour donner abondamment de la barytine, de la calcite, du carbonate de magnésie, du spathfluor, pendant que la silice qui provient des silicates doit se séparer dans la masse et s'y sépare aussi réellement...

« Pour former ces filons, il suffira que la baryte et la chaux se séparent à l'état de carbonates; ceux-ci se déposeront à cet état ou bien, sous l'action de sulfates solubles ou de fluorures alcalins, donneront par précipitation de la barytine et du spathfluor.

« Parmi le grand nombre des roches cristallines que j'ai soumises souvent à l'action de l'eau distillée, à la pression ordinaire, ou à une pression plus forte, il n'y en a pas une qui n'ait donné des sulfates solubles, lesquels avaient leur siège, ainsi que l'observation l'a montré, dans les inclusions liquides du quartz.

« Ces sels, de même que le chlorure de sodium et l'acide carbonique liquide, ont été inclus dans les roches cristallines au moment où elles se consolidaient, au même titre que les silicates et le quartz. Ils y jouent un rôle, au point de vue de la formation de sulfates difficilement solubles dans les filons; mais où leur importance apparaît, c'est dans *la production des sulfures métalliques qui résultent de phénomènes de double décomposition entre eux et les oxydes métalliques des métaux denses et nobles*. Dès qu'il y a des matières organiques en quantités suffisantes, ces sels et principalement le sulfate de soude sont réduits à l'état de sulfures alcalins, qui transforment les métaux nobles ou denses en produits sulfurés... »

La longueur de ce mémoire nous oblige bien à regret à ne pas pousser plus loin ces citations. Nous renvoyons donc à l'ouvrage de F. Sandberger, qu'on ne saurait trop relire et méditer.

L'auteur montre plus loin que l'on trouve des traces nombreuses de matières organiques soit comme inclusions, soit sous la forme de graphite, soit sous celle de substances organiques colorantes dans le spathfluor, les améthystes, les quartz enfumés de presque tous les filons.

F. Sandberger passe ensuite à l'étude des différentes combinaisons métalliques ou autres que contient le filon de Schapbach et indique notamment la présence de l'argent, à l'état natif, et aussi dans la Schapbachite (sulfure d'argent, de plomb et de bismuth), ainsi que dans la

plénargyrite (sulfure d'argent et de bismuth) de même que celle de l'or et du platine en faibles quantités dans la pyromorphite. Par contre le bore ne figure pas dans les différentes substances qu'il a étudiées. Mais cet éminent et actif géologue le découvrait peu après d'une façon très constante dans de nombreuses variétés du mica (*N. Jahr. f. Min...* 1883), projetant ainsi une vive lumière sur la formation de la tourmaline, de l'axinite et de la datolite. Enfin, en 1887, il signalait (*même périodique*) l'argent à la teneur de 0,001 0/0 dans le mica des gneiss de Schapbach, et rappelait d'après les recherches de Bischof que le silicate d'argent étant facilement soluble dans l'eau, ce métal est un des premiers que doit céder le mica.

Ces remarquables études qui venaient heurter brusquement les idées anciennes, en vertu desquelles les substances filoniennes auraient été amenées des profondeurs de la terre, soit sous la forme magmatique, soit par un processus pneumatolytique, pour employer une appellation de L. Vogt (*Om Dannelse af jernmalmsforekomster*, 1892) ou même encore par sublimation simple, soulevèrent, et on le comprend facilement, une très vive controverse. Parmi toutes les objections qui lui furent faites, nous ne retiendrons que celles de Stelzner, lequel soutenait que les dissolutions, qui avaient produit les filons, avaient bien pu s'épancher également dans la roche encaissante et qu'il n'était pas surprenant dès lors qu'on pût en observer les éléments dans ses principaux minéraux. Sandberger, toujours fidèle à l'observation et à l'expérimentation, reprit ses recherches et montra (*N. Jahr. f. Min...*, 1880) que ces métaux se retrouvaient d'une façon constante dans la roche, aussi bien à une distance de 1 à 2 lieues que dans le voisinage immédiat du filon. Ces métaux faisaient donc bien partie intégrante de la roche, au même titre que les silicates. Ainsi prit fin la controverse.

G. F. Becker (*A. Sum. of the geol. of the Comstock Lode., U. S. geol. Survey an. Rep.* 1882) a fait pour le district de Comstock des constatations analogues. Il a reconnu que les métaux précieux, or et argent, se trouvaient surtout dans l'augite de la roche qui est une diabase et que les parties décomposées de celle-ci ne contenaient plus guère que moitié de ce que donnaient les parties fraîches.

Si nous résumons ces recherches, nous voyons que les oxydes métalliques qui se trouvent dans les micas... le plus généralement sous la forme de silicates, sont extraits de la roche à l'état de carbonate par une sorte de lixiviation (*Auslaugung*) et qu'ils viennent se déposer avec le quartz dans la cassure, soit comme carbonates peu

solubles, soit le plus souvent comme sulfures, arséniures, séléniures... insolubles, par suite de phénomènes de double décomposition. De là vient la dénomination de « **Théorie de la sécrétion latérale** », qu'a employée l'auteur.

L'olivine, comme on l'a vu plus haut, est riche en nickel, cobalt, chrome. On doit y joindre le platine, dont Sjögren a montré la présence dans des serpentines provenant de la métasomatization de l'olivine (*Om platinans förm. Moder. Geol. Fören. Förhandl.*, III). Il ajoute : « Les trois métaux chrome, vanadium et platine semblent avoir une genèse analogue et se sont originellement formés dans une roche éruptive riche en olivine. » L'olivine provenant de l'augite, ainsi qu'on l'a vu antérieurement, les métaux en question doivent également se retrouver dans ce dernier minéral ; ils y ont été incorporés d'ailleurs par un processus qui n'a rien de plutonien, comme nous le montrons plus loin.

Nous allons faire l'application de ces doctrines à la formation des filons stannifères et des filons barytifères.

Le Dr Schröder a donné, au sujet des premiers, une intéressante étude [*Über die Zinnerzgänge des Eibenstocker... und die Entstehung derselben* (*Naturf. Gesel. Sitz.*, 1883)], d'où nous extrayons les remarques suivantes.

Les filons consistent en bandes disposées parallèlement et présentant des débris de quartz, de jaspe, de kaolin, au milieu d'une matrice constituée par du Greisen. On constate dans cette masse la présence de grains ou de gros cristaux de minerai d'étain, d'apatite, de spath-fluor, d'hématite, de limonite et quelquefois de bismuthite et de mica uranifère.

Les épontes de ce filon sont constituées par du Greisen qui, lui-même, passe graduellement au granite.

L'auteur supposant, conformément aux idées de Sandberger, que l'étain pouvait provenir du mica du granite, a fait l'analyse de cette dernière substance et a trouvé qu'elle contenait pour 100 : acide stannique (*Zinnsäure*), 0,223 ; fluor en quantités non dosées ; potasse, 8,514 ; lithine, 3,386 ; acide titanique, 0,569, et eau, 3,241... Ce mica est de plus riche en fer (6,096 de sesquioxyde et 12,422 de protoxyde). Par suite, c'est un mica ferrolithique riche en oxyde d'étain.

Schröder a cherché sous quelle forme l'étain se trouvait dans le mica. Après avoir écarté la cassitérite, il arriva chimiquement à

cette conclusion qu'il devait en faire partie à l'état d'un stannate.

Comme l'oxyde d'étain se comporte, dans bien des cas, à peu près comme la silice (voir le mémoire de G. Rose déjà cité, *Über die Isomorphie der Zinnssäure, Kieselsäure...*), il est probable que le stannate a été décomposé en même temps que les silicates par l'eau chargée d'acide carbonique et que l'oxyde d'étain s'est déposé dans les cassures en même temps et par le même processus que la silice, l'apatite, le carbonate de fer, la lithine... Kuhlman a d'ailleurs vérifié que le stannate de potasse était décomposé par l'acide carbonique. Enfin le quartz, en venant silicifier le kaolin, a produit le jaspe que nous avons signalé. Le filon serait alors un filon de sécrétion qui se serait produit conformément à la manière de voir de Sandberger.

En ce qui concerne la baryte, nous avons vu qu'elle était contenue principalement dans l'orthose à l'état d'un silicate. C'est un fait que Bischof avait déjà signalé. Cette teneur peut être assez élevée; A. Mitscherlich et Wittstein ont cité, d'après leurs analyses, le chiffre de 20/0. Il semble cependant que ce soit un maximum. Ce silicate est décomposé par l'acide carbonique, et la barytine qui résulte de l'action du sulfate de soude sur le carbonate produit vient se déposer dans les cassures de la roche. Cette séparation se produit dans des conditions assez particulières sur lesquelles Fournet, Rivot, Zippenfeld, Hardman (*Geol. Soc. of Ireland, Jour. V*), J. Dorlhac (*Soc. ind. Saint-Étienne, Bul., VIII, 1861-63*)... ont appelé l'attention. Alors que les épontes sont recouvertes de quartz, de carbonates et de minerais tels que la blende, la galène, le cuivre gris..., le sulfate de baryte, par contre, se trouve toujours au centre et ne contient jamais de métaux, et de plus, ne s'étend pas à une grande profondeur. Les auteurs cités plus haut ont insisté sur le fait de la disparition de la barytine en profondeur et de son remplacement par le quartz.

Les recherches de Bischof montrent bien quelle peut être la cause d'une semblable disposition. Le carbonate de baryte ne peut prendre la forme de barytine, en présence du sulfate de soude, que lorsque la température du mélange est inférieure à 24° C. environ. Or ces conditions ne peuvent se réaliser que lorsque la cassure ne présente plus qu'une lumière assez faible. La circulation des dissolutions, comme on le comprend facilement, se trouve alors très ralentie et la température peut s'abaisser assez pour que la réaction indiquée puisse se produire.

Aux filons se rattachent les *Amas* ou *Stockwerke* correspondant à des cassures plus ou moins grandes, plus ou moins régulières de la roche, qui ont été comblées par des *Aplites* ou des *Pegmatites*. Comme le dit Rosenbusch, ils rappellent par leur disposition les formations de sécrétion (cette expression n'est pas prise dans le même sens que celle de Sandberger). Le savant auteur ajoute : « Ces espaces miarolitiques offraient aux émanations gazeuses (par pneumatolyse), qui suivaient les éruptions, les chemins les plus faciles, et c'est ainsi que sont nés dans les pegmatites de nombreux minéraux rares qui, pour chaque groupe de roches plutoniennes (*Tiefengesteine*) forment un cortège caractéristique. Les éléments principaux, le feldspath et le quartz, y apparaissent avec une grande régularité, telle que les cristaux de quartz sont orientés parallèlement à l'intérieur d'une masse de feldspath, d'où le nom de *granite graphique* qui leur a été donné.

« Les minéraux caractéristiques des *pegmatites*, dans lesquelles le quartz se présente souvent comme quartz enfumé, sont la monazite, la xénotine, la triphylite et autres phosphates, les minéraux uranifères, la phénacite, le béryl, le chrysobéryl, la topaze et ses variétés, l'orthite, la gadolinite, la columbite, la tantalite, le polycrase, l'euxénite, l'eschynite, la thorite, la samarskite, la tourmaline, le pétalite, le lépidolite... »

Ces amas sont, comme on le voit, le gisement des *Terres rares* et du *mica blanc en feuillets de grande taille*.

- Les pegmatites ne diffèrent des masses filoniennes que par leurs grandes dimensions. Pour tout le reste, elles leur sont analogues.
- Comme elles, elles ont été extraites de la roche par un processus de lixiviation, qui a permis à des éléments finement répartis dans la roche et par suite inutilisables, de venir se concentrer sur un point déterminé, pour le plus grand avantage de l'homme qui les exploite.

CHAPITRE V

L'ÉTUDE DES GISEMENTS DE BASALTE LES PLUS IMPORTANTS MONTRE QUE CES ROCHES NE SONT PAS ÉRUPTIVES

Nous avons vu, dans les pages précédentes, qu'une roche basique à 50 0/0 de silice, diabase, mélaphyre et basalte, abandonnée à elle-même dans la nature passait graduellement à un type acide à 65 0/0, à partir duquel elle ne pouvait plus se modifier. Il en résulte que toutes les roches intermédiaires comprises sous les dénominations de *neutres* et *acides* relèvent d'un processus chimique et non de causes magmatiques.

Nous allons étudier maintenant la roche initiale dont elles dérivent et chercher à nous rendre compte des conditions dans lesquelles elle a pris naissance. Nous considérerons pour cela le basalte qui, étant plus voisin de nous dans le temps, est par là même plus accessible à nos moyens d'examen. La démonstration que nous ferons s'étendra d'ailleurs d'elle-même aux deux autres roches, mélaphyre et diabase, puisque celles-ci sont, comme nous l'avons vu, identiques à la première, tant au point de vue minéralogique qu'au point de vue chimique. Nous sommes bien d'accord sur ce point avec S. Allport [*On the relative ages of igneous Rocks. Geol. Mag., 1871*]. « Il est bien évident, dit ce géologue, que la différence que l'on constate actuellement entre les roches dites plutoniennes et les roches volcaniques (l'auteur veut parler des roches éruptives) est due au métamorphisme continu (*active*), auquel les premières ont été soumises, durant les longues périodes qui se sont écoulées depuis leur formation originelle. »

Nous pourrions prendre comme exemples dans cette démonstration les roches basaltiques du Plateau Central de la France, que tous les géologues connaissent bien. Mais outre qu'elles ne couvrent plus ac-

tuellement qu'une surface relativement restreinte, elles ont été tellement dérangées, tellement bouleversées et modifiées depuis leur origine qu'il est très difficile de suivre le phénomène dans ses grandes lignes. Nous nous adresserons alors à d'autres régions qui ont été bien décrites et pour lesquelles les inconvénients précités n'existent pas.

W. T. Blanford (*Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia*) classe les formations de l'Abyssinie de la façon suivante :

1° Calcaires d'Antalo ;

2° Série des trapps :

A. Groupe d'Ashongi ;

B. Groupe de Magdala ;

3° Série des roches volcaniques d'Aden en bordure de la mer Rouge ;

4° Formations récentes.

En ce qui concerne les calcaires d'Antalo « l'existence de couches de trapp (*trap beds*), qui sont interstratifiées avec les calcaires, est très intéressante, parce qu'elle indique, dans la période oolithique, la formation de la grande série des éruptions volcaniques dont les restes recouvrent encore tant de montagnes en Abyssinie. Elle montre aussi que les premières coulées de lave doivent, suivant toute probabilité, avoir été sous-marines, de même que les calcaires entre lesquels elles sont interstratifiées. Il y a de plus lieu de remarquer que les premières grandes éruptions de trapps, dont l'âge soit connu dans l'Inde, sont également de la période jurassique. »

Passant à la série des trapps, l'auteur remarque que la plus grande partie des plateaux d'Abyssinie, à l'exception de l'angle nord-est, est recouverte de roches volcaniques et signale près de Snaffé, sur la route qui va à Magdala, des collines composées de trachytes qui passent aux *claystones* et aux basaltes.

Le groupe d'Ashai, qui forme la base de la série, consiste entièrement en dolérites. Ces roches sont amygdaloïdes et contiennent des nodules d'agate et de zéolites, recouverts souvent de terre verte. On observe également des couches de cendres volcaniques ou de brèches dans lesquelles se trouvent fréquemment des cristaux d'augite.

Les lits les plus élevés de la série de Magdala se distinguent des lits inférieurs par la présence fréquente de couches épaisses de trachyte plus ou moins cristallin. Beaucoup de ces couches se présentent

sous la forme de colonnes. Quant aux dolérites qui leur sont associées, elles sont généralement compactes.

Des couches sédimentaires sont interstratifiées au milieu de cette série, consistant, à Jitta par exemple, en grès grossiers et en argile (*shale*) noire.

Enfin la série d'Aden consiste, dans le voisinage de Massowa, en trapps basaltiques et cendres, et fréquemment en scories interstratifiées dans des roches sédimentaires, telles que grès et conglomérats.

L'auteur fait remarquer que la grande dénudation, que la formation en question a éprouvée près de Zulla et de Massowa, permet de reconnaître qu'il *n'y a pas trace de dykes (vents) volcaniques par lesquels l'éruption se serait produite.*

Parlant plus loin des trapps qui surmontent les collines d'Adigrat, l'auteur dit qu'il est presque certain que c'est le reste de la grande masse des couches de trachyte et de dolérite de Lasta, Amhara et Shoa. On peut de plus inférer des récits des explorateurs que la chaîne élevée de Samyen en est également un autre reste. « S'il en est ainsi, il devait exister, sur la plus grande partie, si ce n'est sur la totalité de la partie nord de l'Abyssinie, au moins 4.000 pieds (1.200 mètres) de trapps en couches (*beds*) dont il ne reste plus que quelques vestiges. »

Si nous résumons la description du savant géologue anglais, nous voyons que l'Abyssinie présente des couches nombreuses et puissantes de basaltes, trachytes, ... interstratifiées dans des terrains sédimentaires, lesquelles sont elles-mêmes les restes de couches étendues qui ont recouvert une partie de cette région. Si ces couches étaient arrivées de la profondeur, on devrait trouver dans les vallées d'érosion profondes, les cheminées, les dykes par lesquels ces roches seraient arrivées au jour. Or Blanford reconnaît qu'il les y a cherchés et que, à son grand étonnement, il ne les y a pas découverts. Tout montre donc bien que ces basaltes *n'ont aucune connexion avec la partie centrale du globe et qu'ils ne peuvent, par suite, être que sédimentaires, comme le prouve bien d'ailleurs leur interstratification dans des terrains de cette nature.*

Si nous passons à l'Hindoustan, en prenant comme guide le bel ouvrage de H. B. Medlicott et W. T. Blanford (*A Manual of the geology of India*), nous voyons que la formation que l'on désigne sous le nom de *trapps du Deccan* s'étend sur 10 degrés en latitude et sur 16 degrés

en longitude, et qu'elle occupe une surface d'à peu près 200.000 milles carrés!

« La grande éruption du Deccan semble avoir commencé alors que les couches du crétacé supérieur finissaient de se déposer sur la côte du sud-est de l'Inde. Ces roches volcaniques forment la masse la *plus grandiose de couches (beds) de trapp, qu'on puisse trouver dans le monde et soulèvent, par suite, quelques problèmes des plus intéressants. Elles forment une grande série de couches de lave basaltique presque toutes horizontales ou paraissant avoir présenté cette disposition à l'origine. Elles ont une épaisseur verticale d'environ 4.000 à 5.000 pieds (1.200 à 1.500 mètres), dans quelques-uns des escarpements de Sahyadri et probablement de 6.000 pieds (1.800 mètres), là où elles sont plus épaisses et couvrent une surface qui est évaluée grossièrement à 200.000 milles carrés et qui, selon toute probabilité, est beaucoup plus grande....*

« On trouve aussi, en beaucoup de points de la partie occupée par les trapps, des couches épaisses de brèches volcaniques évidemment de formation subaérienne, car elles ne présentent pas cette disposition stratifiée qui caractérise les dépôts formés sous l'eau....

« *La distinction capitale entre de pareilles couches de trapp horizontales et les coulées de lave des volcans modernes, ainsi que l'énorme distance à laquelle les coulées de trapp sont parvenues à partir de leur point d'éruption, sont des faits qui jusqu'ici sont restés inexplicables....*

« Sur toute l'aire comprise par les trapps, la roche se présente comme une dolérite ou un basalte, mais il y a de grandes variations dans les caractères des différentes couches. Quelques-unes sont excessivement compactes, dures et homogènes (*anamésites*), d'autres sont généralement cristallines, et alors elles contiennent de l'olivine en grande quantité...

« Les concrétions sont fréquentes, surtout dans les parties les moins dures du basalte. La structure prismée n'est pas très commune. Enfin on trouve rarement la roche à l'état de trachyte....

« Les lits de cendres volcaniques sont assez communs par places, au point de former une proportion considérable des strates et semblent prédominer dans la partie supérieure de la série. Ces cendres diffèrent souvent très peu en apparence des laves basaltiques, avec lesquelles elles sont interstratifiées, mais, quand on les examine de près, on découvre facilement leur structure bréchiforme (*brecciated*), et les blocs de scories qu'elles contiennent s'altèrent sur les surfaces

exposées à l'action des agents atmosphériques et se présentent en relief sur de vieux cônes volcaniques...

« On trouve très fréquemment un mince lit de cendres entre deux coulées basaltiques. La ponce se rencontre quelquefois dans les lits de cendres. »

On rencontre fréquemment dans les basaltes de l'olivine et de la magnétite. Les auteurs citent comme minéraux secondaires le quartz, la stilbite, l'apophyllite, l'heulandite... surtout dans les amygdales et dans les druses.

« L'un des caractères les plus remarquables des trapps du Deccan est leur horizontalité presque absolue sur la plus grande partie de l'aire qu'ils occupent. »

Chacune des couches de lave n'a pas une très grande épaisseur; celle-ci est en moyenne de 80 pieds.

On trouve souvent des couches sédimentaires *fossilifères* interstratifiées dans les couches de laves.

Les auteurs donnent le schéma suivant de la série des trapps avec leur épaisseur.

1° Trapps supérieurs avec de nombreuses couches de cendres volcaniques et les dépôts sédimentaires intertrappéens de Bombay.....	450
2° Trapps moyens, lits de cendres nombreux à la partie supérieure, plus rares vers la base, pas de couches sédimentaires connues.....	1.200
3° Trapps inférieurs avec les couches intertrappéennes de Nagpur, vallée de Narbada, cendres volcaniques rares ou faisant défaut.....	150
4° Groupe de Lamata infratrappéen.....	30

L'épaisseur totale est, comme on le voit, d'environ 1.800 mètres ou de 6.000 pieds.

Les auteurs décrivent ensuite les couches intertrappéennes de Nagpur. Elles consistent en bancs minces de calcaire à chailles (*chert*), en schistes argileux ou en argile renfermant souvent de nombreux fossiles d'eau douce ou terrestres, notamment des mollusques. *Physa*, *Lymnea*, *Paludina*, *Valvata* et *Melania*. Les restes de plantes y abondent et les fragments des bois y sont communs. Quelquefois la roche est constituée par un conglomérat de cendres, dans lequel on trouve des fragments roulés de roches métamorphiques et de basalte.

Ces conglomérats peuvent atteindre jusqu'à 600 mètres d'épaisseur.

Près de Rajamahendri, les couches interstratifiées dans le trapp sont des dépôts d'estuaire, s'ils ne sont pas marins.

Passant ensuite à l'origine des trapps, les auteurs admettent tout d'abord que ces roches sont bien volcaniques, étant donné qu'elles sont analogues à des coulées actuelles, et que, d'autre part, on ne connaît pas de dépôts marins qui leur soient comparables. Ceci posé, ils commencent par écarter le fait d'une intrusion de la roche à l'état pâteux au milieu de sédiments préexistants. L'aire étendue de milliers de milles carrés sur laquelle le phénomène s'est produit, ainsi que la régularité parfaite des couches, ne sauraient en effet répondre à une pareille hypothèse. Il en résulte que l'émission de ces roches n'a pu se produire qu'à l'air ou sous l'eau. En ce qui concerne le deuxième cas, les auteurs exposent les raisons pour lesquelles ils ne sauraient adhérer à la manière de voir de Newbold et autres géologues, qui pensaient que le dépôt avait été subaqueux. Ils remarquent que, s'il en avait été ainsi, les matières fondues auraient été réduites, par un refroidissement brusque, à l'état pulvérulent, qu'elles se seraient étalées sur le fond de la mer sous la forme de tufs stratifiés et qu'elles n'auraient pas pris la forme solide que nous avons indiquée. Il est certain, disent les auteurs, qu'il existe des couches nombreuses de tufs intercalées au milieu de bancs solides, mais celles-ci ne sont pas stratifiées, au sens propre du mot, et n'ont pas, par suite, une origine aqueuse. Ils ajoutent qu'on n'a jamais constaté la présence de fossiles dans ces tufs, ce qui semble bien exclure un dépôt réellement marin. Ils ne sauraient enfin, pour les mêmes motifs, admettre, comme Hislop et le Dr Carter, que l'émission des roches fondues ait pu avoir lieu au sein de vastes lacs qui auraient recouvert cette région.

Blanford et Medlicott concluent de cette longue discussion que ces couches ne peuvent être que subaériennes, comme le prouve, disent-ils, la présence des dépôts d'eau douce intercalés dans la masse, et renvoient pour plus de détails aux mémoires de la *Geol. Soc. of India*. t. IX. On devrait admettre, d'après cela, qu'il se soit formé une succession de grands lacs d'eau douce qui auraient disparu au moment des multiples éruptions basaltiques, pour se reformer dans l'intervalle.

Les auteurs cherchent à déterminer ensuite les foyers d'émission de cette éruption gigantesque et les localisent principalement dans les Rajpepla Hills au nord-ouest de Surat, parce que les dykes y sont très nombreux et que d'autre part les couches de trapp y sont très bouleversées.

Révenant sur la question de l'horizontalité des couches de trapp, les auteurs reconnaissent que *leur théorie ne saurait en rendre compte, parce qu'il n'y a pas de formation actuelle qui leur soit comparable* et ajoutent : « On connaît cependant de pareilles masses de couches horizontales de trapp dans différentes parties du monde, et bien qu'il soit impossible, par suite du manque d'exemples, de bien définir les circonstances qui en ont amené la formation, il y a des preuves évidentes que de pareilles couches ont été, dans les époques antérieures, une forme habituelle d'*accumulation volcanique* et, de plus, que de pareilles coulées (*flows*) stratifiées ne furent pas limitées à une époque déterminée, bien que l'on sache que la plupart se sont produites à peu près dans la période géologique correspondant aux éruptions du Deccan. » Les auteurs admettent d'ailleurs que cette période a été comprise entre le crétacé et le nummulitique, mais qu'elle semble cependant plus voisine du crétacé supérieur que du tertiaire.

Si nous reprenons l'argumentation de ces savants auteurs et si nous supposons, pour un instant avec eux, que les trapps soient éruptifs, nous ne saurions adhérer à leur interprétation pour les motifs suivants. Une éruption subaérienne se serait produite sur un continent émergé qu'avaient sculpté les agents atmosphériques et qui comportait par suite des montagnes et des vallées. Dans ces conditions les roches en fusion n'auraient pu que couler dans ces dernières, à la manière des laves actuelles, et y auraient formé des couches *inclinaées et de plus discontinues*. Enfin les dépôts sédimentaires pour lesquels les auteurs font intervenir des formations lacustres intermédiaires entre les éruptions successives, auraient été elles-mêmes *discontinues*. L'ensemble ne saurait donc présenter *la régularité, l'horizontalité et la continuité* que l'on constate pour ce vaste ensemble. La disposition horizontale des couches de trapp est la pierre de touche du système imaginé par ces savants auteurs. Ils reconnaissent d'ailleurs la faiblesse de leur théorie, comme on le voit par la citation que nous avons reproduite ci-dessus et où ils cherchent à rendre compte de l'inexplicable par l'inexpliqué.

Nous plaçant maintenant à un point de vue tout opposé, nous dirons que cette argumentation est viciée dès l'origine par le postulat des auteurs, en vertu duquel ces roches ne peuvent être qu'éruptives. Nous montrerons plus loin, au contraire, qu'elles sont sédimentaires, et nous indiquerons les circonstances qui ont présidé à leur formation. On

comprend alors très bien qu'elles aient pu couvrir de vastes surfaces, en conservant leur horizontalité et leur épaisseur et qu'elles se trouvent interstratifiées dans des couches de nature différente, qu'elles n'ont de plus en rien modifiées, ainsi que Medlicott et Blanford le reconnaissent d'ailleurs.

On doit à J. Geikie une importante étude sur les basaltes des Fårøer, de laquelle nous extrayons les remarques intéressantes qui suivent [*On the geology of the Fårøer Islands (Roy. Soc. of Edinb. Trans.)* t. XXX, 1880-1881].

La géologie de ces îles est très simple. Les roches principales sont des couches (*beds*) de trapp, intercalées entre des couches de tufs, ou d'argiles, de schistes et de charbon, comme dans Myggenæs et les Suderøer.

Les roches basaltiques de ces dernières îles ne présentent pas beaucoup de variétés. La roche la plus commune est de couleur bleu foncé presque noir et quelquefois brun, finement grenue, anamésite cryptocristalline, qui est habituellement scoriacée en dessus et en dessous et qui contient des couches irrégulières de cavités amygdaloïdes disposées dans la zone centrale. Elle est composée de plagioclase, d'augite, de magnétite et d'olivine, cette dernière transformée souvent en serpentine. Cette roche se décompose graduellement en donnant une croûte brune et souvent des sphéroïdes irréguliers.

L'anamésite passe souvent à la dolérite à laquelle des cristaux de plagioclase donnent l'apparence porphyrique. Forchhammer, qui a visité ces îles, admet que cette structure serait plus visible pour les couches qui surmontent le charbon que pour celles qui se trouvent au-dessous.

Quelques-unes des plus grandes cavités amygdaloïdes contiennent de belles zéolites, stilbite, chabasie, méso-type, apophyllite, analcime, de la calcédoine, du quartz, de la calcite, de la terre verte. D'après Trevelyan, le cuivre natif s'y rencontre fréquemment, quoique pas très abondamment. Près de Farnarasund, il l'y trouva en plaques minces, dans un lit de la roche altérée, associé à de l'or (1).

(1) Nous rappellerons que le cuivre natif du lac Supérieur se trouve également dans un conglomérat formé par une diabase altérée et amygdaloïde des Kewenawan Rocks. Nous renvoyons à la belle monographie de R. D. Irving, *The copper, bearing Rocks of Lake Superior*. L'auteur incline vers les idées de Pumpelly (*Geology of Michigan*), qui, après avoir constaté l'association constante du cuivre et du per-

L'auteur, parlant de l'altération de la roche par les agents atmosphériques, dit que la décoloration tient à la décomposition de l'augite et de l'olivine et à la formation de sesquioxyde de fer et que la roche qui en résulte ressemble à la *palagonite*.

Les couches de basalte varient beaucoup d'épaisseur. Il semble cependant qu'on puisse en moyenne évaluer cette dernière à 20 mètres environ.

Les couches de tufs qui sont interstratifiées ont une épaisseur très variable allant de quelques pouces à 12 mètres environ. Ces tufs sont généralement finement grenus, comme de la boue qui serait consolidée, mais ils passent quelquefois à une sorte de grès tufacé. L'auteur dit que, dans les nombreux endroits où il eut occasion de les examiner, il ne trouva jamais de vrais lapillis.

J. Geikie signale, dans les dolérites des îles du Nord, la présence de grains nombreux d'olivine de couleur foncée ou gris pâle, souvent altérée à l'état de serpentine et que la magnétite accompagne abondamment. Il y a vu de plus des dykes d'un basalte de même nature que celui des couches de basalte, qui envoyaient de nombreuses veines de petites dimensions dans toutes les directions et remarque que la matière fondue devait avoir, au moment de son intrusion, une extrême fluidité.

Passant à l'examen des conditions dans lesquelles se sont formées les couches de basalte et de tufs, dont l'épaisseur totale atteint jusqu'à 3.000 mètres pour les îles du nord, l'auteur rappelle d'abord que sir G. Mackenzie les considérait comme ayant été produites par des éruptions sous-marines et que ses idées ont été partagées par beaucoup de géologues. Telle n'est pas cependant sa manière de voir. Il inclinait, d'après l'aspect scoriacé de la partie supérieure et de la partie inférieure de chaque banc, ainsi que les lignes suivant lesquelles sont orientées les larges cavités amygdaloïdes, à penser que ces roches résulteraient d'une éruption subaérienne qui se serait produite pendant l'époque miocène et qui aurait étendu son action sur l'Irlande, le Groenland et le Spitzberg. Il admet qu'il existait alors un vaste continent, dans la région nord, qui reliait l'Europe à l'Amérique et sur lequel le

oxyde de fer provenant des éléments augitiques de la roche basique, supposait que ce métal avait été précipité par le second de dissolutions carbonatées.

A. Delesse (*Porphyre amygdaloïde d'Oberstein, An. des mines, t. XVI, 4^e série, 1849*) a signalé également la présence de minerais de cuivre, notamment du cuivre natif d'une façon très constante dans cette roche et dans les roches basiques telles que trapp, mélaphyre, porphyre amygdaloïde, Wacke...

basalte se serait déversé à plusieurs reprises. Dans l'intervalle, une végétation puissante s'établissait dans les marais qui couvraient le sol, ce qui expliquerait la formation carbonifère que nous avons signalée, ainsi que l'alternance des terrains sédimentaires et des couches de basalte.

L'auteur suppose que le centre de l'éruption devait se trouver à l'ouest, parce que les couches plongent en moyenne vers l'est et aussi parce que la mer entre les Fårøer et l'Islande n'est pas aussi profonde qu'elle l'est dans la direction de l'Écosse.

La manière de considérer le phénomène de J. Geikie se rapproche beaucoup, comme on le voit, de celles de Blandford et Medlicott que nous avons exposées pour l'Inde et appellerait, par suite, la même critique de notre part (1).

J. Geikie a complété les observations précédentes dans une note [*The age of the igneous rocks of Iceland (Nature, 1881)*] sur l'Islande. Le groupe miocène consiste en une vaste série de couches basaltiques avec des couches de tufs paléogènes interstratifiés. Ces roches, dit-il, ressemblent, autant que ses observations lui permettent de juger, aux couches des Fårøer. Ces roches sont surtout des anamésites, mais quelques-unes sont de vrais basaltes, tandis que d'autres sont des dolérites. L'examen rapide de ces masses suffit pour montrer qu'elles sont des restes de ce qui a dû être autrefois un énorme continent. Il ne semble pas y avoir de doute que ces couches s'étendaient très loin dans toutes les directions et qu'elles ont disparu, par suite de phénomènes de dénudation. En un mot, les roches basaltiques miocènes d'Islande présentent exactement les mêmes traits que les roches des Fårøer. Comme ces dernières, elles formaient probablement

(1) Les roches en question sont sédimentaires, de telle sorte que la partie nord-ouest de l'Europe, au lieu d'être émergée comme le supposait Geikie à l'époque de l'éruption basaltique, était, au contraire, immergée. Elle se releva lentement, pendant la période suivante, constituant, au commencement de l'époque quaternaire, une sorte de grand continent émergé, barrière puissante qui reliait l'Angleterre au Groenland. La partie nord-est de l'Europe se trouva alors séparée de la partie ouest de l'Atlantique et notamment des parties chaudes, voisines du golfe du Mexique actuel. Il en résulta qu'elle n'était plus soumise, comme elle l'est actuellement, à l'action bienfaisante d'un courant marin chaud. Elle recevait en même temps, plus abondamment qu'à notre époque, des vents d'ouest constants chargés de vapeur d'eau qui y déterminaient des chutes de neige abondantes. D'où la période glaciaire pour la partie nord de l'Europe, au commencement du quaternaire. Cette situation ne persista pas cependant indéfiniment. La barrière en question fut démolie graduellement par les flots saul, sur quelques points, tels que les Fårøer, les Shetland, ... où nous la retrouvons. L'équilibre de température s'étant ainsi rétabli graduellement, on passa à l'époque actuelle.

à une certaine époque, un vaste ensemble qui a été démolí et rongé par les agents atmosphériques.

Ces remarques de Geikie montrent quelle a été l'étendue des roches basaltiques dans cette partie de la terre. On ne saurait, comme on le voit, mettre en parallèle avec elles les phénomènes laviques actuels, et il semble, par suite, très naturel de leur attribuer une tout autre origine.

Starkie Gardner a donné, pour toute cette région, des détails et des coupes très intéressants, qui ont paru dans de nombreux mémoires du *Quart. J. of. the geol. Soc. Lond.*

En ce qui concerne le district basaltique de l'Irlande (*period. cité, t. XLI, 1885*), il existe trois niveaux de basalte dont le plus inférieur repose sur la craie. Le deuxième renferme toutes les plantes trouvées jusqu'ici dans la formation basaltique de l'Irlande. Le troisième se compose de couches (*sheets*) solides d'un basalte colonnaire et amorphe. La plus grande épaisseur totale est de 420 mètres environ. « *Un des traits les plus caractéristiques de ces basaltes est la rareté relative des dykes, comme dans le reste de l'Irlande, du reste.* »

L'horizon moyen, dans lequel on rencontre le plus grand nombre, si ce n'est la totalité des dépôts sédimentaires contenant des plantes, marque un intervalle de temps considérable pendant lequel la décomposition lente des basaltes a permis la formation de minerais de fer, dont quelques-uns pisolitiques, d'argiles bigarées, de lithomarge, de beauxite avec couches de lignite, formant un ensemble qui peut atteindre 150 mètres d'épaisseur. Les plantes que l'on y trouve appartiennent à l'éocène, contrairement à ce qu'admettent beaucoup de géologues qui les rapportent au miocène.

L'auteur dit enfin qu'à Laurencetown on a trouvé dans les basaltes des lignites silicifiés.

Dans l'île de Mull qu'il a visitée et qui est l'une des plus grandes des îles Hébrides (*period. cité, XLIV, t. 1888*), les basaltes sont interstratifiés avec des couches sédimentaires, dans lesquelles on trouve des lits de feuilles (*leaf-beds*). Les basaltes à Burgh et à Carsaig ont, y compris les couches sédimentaires, une épaisseur de plus de 300 mètres et sont parfaitement horizontaux. Les couches sédimentaires se composent de schistes, d'argiles et de calcaires avec graviers et sables indurés.

Pour l'Islande qu'il a également visitée, l'auteur reconnaît (*period. cité, t. XLI, 1885*) que la rareté des dykes est l'un des traits les plus

remarquables des basaltes. Il semble dire que, d'une façon générale, dans les coupes qu'il a eu occasion de relever, il existait à la base un basalte compact, puis une série de basaltes colonnaires que surmontaient des coulées rhyolitiques, dans lesquelles il se trouvait des restes de végétaux semblant remonter à une époque plus récente que ceux d'Irlande. Les dépôts sédimentaires interstratifiés reposent sur du basalte et sur des brèches basaltiques. L'auteur reconnut des fossiles marins, aux environs de Rejkjavik. Après avoir constaté que ces couches jusqu'aux rhyolites étaient horizontales, il fait la remarque importante qui suit : *Ces couches sont totalement différentes des coulées des laves actuelles, qui suivent toujours la direction des vallées et des cours d'eau, et il semble impossible qu'elles aient jamais pu être rejetées par des cratères, quelle qu'en ait été la grandeur* » (*no matter of what magnitude*).

Si l'auteur ne nous renseigne pas sur l'état physique des couches sédimentaires interposées, par contre nous devons à J. B. Jukes (*Geol. Magazine*, 1868) une remarque capitale au sujet de la couche d'argile avec lignites, qui, à Antrim, se trouve immédiatement sous-jacente aux lits de basalte. « *Cette argile était tout à fait molle et onctueuse, quand on la fouillait (quite soft and unctuous)*. » Il en résulte que le basalte avait dû se former par un processus tout à fait autre que celui par fusion.

Sir A. Geikie a décrit (*Text Book of Geology*) l'énorme éruption basaltique qui a recouvert les trois États de Washington, d'Orégon et d'Idaho de la partie nord-ouest des États-Unis, qu'il eut occasion d'observer dans les *Snake River Plains* de ce dernier État. Bien qu'on n'en ait pas encore fait une étude complète, on peut cependant dire que l'aire, qu'elle occupe, dépasse certainement celle de la France et de la Grande-Bretagne réunies.

Si le basalte est quelquefois amygdaloïde, il ne présente pourtant pas de scorise. On n'y voit pas non plus de cônes d'où aurait pu provenir cette énorme nappe de basalte. Il est probable que la matière en fusion a dû s'échapper par des fissures nombreuses qui sont maintenant recouvertes par des lits de basalte. Cette éruption a dû se produire à différentes reprises, car on aperçoit dans les flancs escarpés du Snake River des couches distinctes, dont la hauteur totale atteint environ 300 mètres.

Cette gigantesque éruption semble dater des dernières périodes du

tertiaire, si même elle n'a pas continué jusqu'à l'époque où l'homme a occupé ce continent.

Le savant géologue, au livre duquel nous empruntons ces détails, ne signale nulle part de dykes par lesquels le basalte serait arrivé des profondeurs du sol.

Parmi les géologues qui ont pu examiner cette formation basaltique gigantesque, nous prendrons encore pour guide J. Le Conte qui a fait connaître dans des mémoires publiés dans *Am. J. of sc.* (1874) le résultat de ses observations pour l'État d'Orégon : « *Cet écoulement de lave est, dit-il, probablement le phénomène de ce genre le plus extraordinaire que l'on ait constaté dans le monde.* Commencant dans la Californie moyenne par coulées séparées, il présente, dans la partie nord de cet État, l'aspect d'un fleuve débordant qui recouvre les plus petites irrégularités de la surface, tandis que, dans le nord de l'Orégon et dans l'État de Washington, il devient absolument un fleuve universel sous lequel tous les traits de la contrée avec ses collines, ses vallées, ses montagnes, disparaissent, recouverts par une hauteur de plusieurs mille pieds. Il couvre la plus grande partie du nord de la Californie, la partie nord-ouest de Nevada et presque la totalité des États d'Orégon, de Washington et d'Idaho, il s'avance à l'est dans le Montana et au nord dans la Colombie britannique. On ne connaît pas bien ses limites, mais sa surface totale n'est certainement pas inférieure à 300.000 milles carrés. »

L'auteur admet que la lave était rejetée par des fissures qui se trouvaient dans le *Coast Range* mais surtout dans le *Cascade Range* et le *Blue Mountain Range*. Les coulées qui provenaient de ces deux courants, en finissant par se rencontrer, donnèrent lieu alors à une nappe continue.

L'épaisseur maximum, qui semble coïncider avec le *Cascade Range*, n'est pas inférieure à 3.700 pieds (environ 1.000 mètres) et l'épaisseur moyenne sur toute la surface est probablement de 2.000 pieds (600 mètres), comme on peut en juger par les coupes que donnent les vallées. Les laves sont disposées par rangées superposées du sommet au fond de la vallée.

Le Conte a trouvé à la base de la formation un conglomérat surmonté par une couche mince renfermant des troncs de conifères silicifiés et des empreintes végétales que le professeur Lesquereux a rapportées au miocène.

Il s'en faut que la surface supérieure soit horizontale, et on y voit

des pics volcaniques très élevés qui atteignent jusqu'à 14.000 pieds (4.200 mètres). L'auteur signale également, sur le côté nord des gorges escarpées du Columbia River, la présence, à la base, d'un trachyte blanc ou gris, tandis que les parties supérieures sont formées par des couches horizontales régulières d'une basalte colonnaire.

On a là, d'après nous, comme on le voit, une gigantesque formation de basalte qui présente toutes les allures d'un immense dépôt sédimentaire qui été soulevé à la fin de la période tertiaire et soumis alors à une érosion atmosphérique puissante, ainsi que le montrent les pics tels que les monts Hood, Rainier, qui restent comme témoins. L'épaisseur totale de la formation devait, par suite, être très supérieure à celle qu'indique le savant géologue américain.

REMARQUES GÉNÉRALES

Nous retrouvons, dans cette formation, les mêmes traits que dans celles que nous avons décrites. La masse consiste en une série de couches de basalte distinctes, interstratifiées dans des couches de tufs ou d'une autre nature, à peu près horizontales et couvrant des surfaces considérables. *Ce sont bien là les caractéristiques des dépôts sédimentaires ordinaires*, et on comprend facilement que G. Werner, après avoir observé sur le Scheidenberg, en 1788, un phénomène de même genre, mais sur une échelle restreinte, ait été amené à émettre une pareille manière de voir. Nous donnons ci-dessous le passage correspondant de son mémoire, passage d'une importance capitale, puisqu'il ouvrit la lutte entre les deux écoles rivales neptunienne et plutonienne.

« Le basalte est séparé, par plusieurs couches de grès, d'argile et de grauwacke, du gneiss qui lui sert de base. La transition d'une couche stratifiée à la suivante dans la succession ascendante est tout à fait graduelle. La grauwacke se fond dans les argiles qui sont au-dessous et dans le basalte qui est au-dessus. La roche basaltique, les couches argileuses et sableuses appartiennent donc toutes à une même formation et ont toutes leur origine dans des dépôts formés par voie humide, ayant été précipitées à une époque particulière où cette région était submergée.

« Tous les basaltes ont été formés à l'état d'un dépôt aqueux, à une époque relativement récente. Tous les basaltes appartenant, à l'ori-

gine, à une couche très étendue et très mince, qui a été depuis bouleversée sur une grande surface et dont il ne reste plus que des fragments. »

Ces idées prévalurent tant que retentit la voix du professeur illustre dont l'enseignement réunissait à Freiberg l'élite des jeunes hommes avides de s'instruire. Mais à sa mort, survenue en 1817, un changement complet s'opéra dans la manière de penser des géologues. Le maître n'était plus là pour défendre ses théories, et puis les roches basaltiques du Plateau Central de la France commençaient à attirer l'attention des naturalistes, et leur analogie apparente avec les roches volcaniques produisait sur eux une telle impression que même les disciples les plus enthousiastes de Werner, tels que L. v. Buch, A. de Humboldt, d'Aubuisson, se tournèrent vers l'interprétation d'Hutton. Cette dernière théorie s'est maintenue jusqu'à l'époque actuelle avec les légères modifications que le temps y a introduites, consistant dans l'intervention de l'eau en petite quantité ou des agents minéralisateurs, sous l'autorité d'Elie de Beaumont, Sorby, Daubrée... Les lecteurs, qui voudraient suivre la marche et les variations des idées en géologie pendant la première moitié du siècle dernier, pourront se reporter soit à l'ouvrage magistral de v. Leonhard, *Die Basalt-Gebilde* (1832), soit à la belle étude de Daubrée, *Du métamorphisme des roches* (*Mémoires des savants étrangers*, t. XVII), ou encore à l'intéressant ouvrage de v. Zittel, *History of geology and palæontology* (1901).

Nous allons maintenant, guidé par le désir de faire prévaloir la vérité, rouvrir un débat que l'on croyait terminé. Nous le ferons en nous basant sur une documentation nouvelle — et ce sera là la justification de notre audace — documentation puisée à des recherches chimiques récentes ou aux observations des fonds de mers actuels, études qui, comme on le sait, ont complètement transformé la manière de voir des naturalistes depuis quarante ans. C'est bien là d'ailleurs ce que fait remarquer le savant pétrographe anglais J. J. H. Teall, dans son allocution de président de la Société géologique de Londres de 1901. « Nos idées sur l'origine des roches sont toujours en « pleine évolution. » Les conditions changent rapidement par suite des découvertes en géologie et en chimie physique. »

La conclusion, à laquelle nous aboutirons, est que les basaltes sont bien *sédimentaires*, comme le présentait l'illustre professeur de Freiberg, mais que cette sédimentation est *d'une tout autre nature que celle qu'il supposait*.

CHAPITRE VI

CONSIDÉRATIONS SUR LE MODE DE FORMATION DE LA GLAUCONIE ET SUR SA TRANSFORMATION PAR DIAGÉNÈSE EN BASALTE.

Si les couches de basalte ont une origine sédimentaire, comme les considérations stratigraphiques exposées ci-dessus portent à l'admettre, il semble qu'on doive les trouver en voie de formation, à l'état originel du moins, dans les mers actuelles, puisque les phénomènes de la nature ne sont qu'un perpétuel recommencement et que cette loi s'applique à toutes les époques de la vie de notre planète.

La roche en question devra être caractérisée alors, ainsi que nous l'avons vu, par une teneur de 45 à 55 0/0 pour la silice, de 15 0/0 pour le fer sous ses deux formes, protoxyde et sesquioxyde, de 12 à 14 0/0 pour l'alumine, de 1 0/0 environ pour la potasse et enfin par la présence des trois minéraux suivants qui sont absolument typiques, l'apatite, l'oxyde de titane, avec une teneur moyenne de 1,50 0/0 et l'oxyde de vanadium.

Or il est une roche qui répond à toutes ces conditions ; c'est la **Glauconie**, qui recouvre de vastes surfaces sur le fond des mers actuelles et qui a formé des couches encore plus étendues, connues sous le nom de *sables verts*, aux époques antérieures. Nous renverrons pour cette partie de la question, que nous ne pouvons traiter ici, au beau mémoire de v. Gümbel [*Ueber die Natur und die Bildungsweise des Glaukonits* (K. Bay. Ak. Sitz., 1886)].

Les premières études sur ce sujet, pour l'époque actuelle, semblent pouvoir être rapportées à Ehrenberg. Cet éminent naturaliste signala dans sa *Mikrogeologie* (1854) la relation qui existait entre les polythames et la formation du *greensand*, et jeta ainsi un peu de lumière sur

l'origine d'une substance qui jusque-là avait été et reste encore, d'ailleurs, une énigme pour les géologues. « La formation du greensand consiste dans le remplissage graduel de l'espace intérieur de corps très déliés (foraminifères) par une masse ressemblant à de l'opale et colorée en vert, qui y forme par suite un moule intérieur. Il y a là une sorte d'injection naturelle qui est souvent si parfaite que non seulement les cavités les plus larges, mais aussi les canaux les plus déliés des parois et leurs tubes de jonction sont comme pétrifiés par ce dépôt.

J. W. Bailey [*On the origin of greensand and its formation at the present epoch* (*Proc. Boston Soc. Nat. History*, t. V, 1856)], après avoir rappelé les gisements de greensand des époques antérieures, remarque « qu'il résulte des sondages faits par Pourtalès, dans le Gulf-Stream, que le greensand est bien de formation récente, vu que quelques-unes des polythames possèdent encore leur brillante couleur rouge et qu'elles laissent des traces distinctes de leurs parties molles quand on les chauffe avec des acides dilués ». Il ajoute que ses observations personnelles, ainsi que celles d'Ehrenberg, confirment ce fait « que des corps organiques, autres que les polythames, produisent des moules de greensand » et termine en disant que la « matière organique, après la mort de l'individu, a dû donner lieu au dépôt, dans les cavités de la coquille, d'un silicate de fer de couleur vert rouge et de silice presque pure ».

L'étude de cette question resta stationnaire pendant quelque temps et ne fit de progrès rapides que lors des recherches exécutées par le *Challenger* en 1872-1874. Sir J. Murray, qui avait suivi la campagne et le géologue belge A. F. Renard, qu'il associa ensuite à ses travaux, ont fait connaître le résultat des sondages et leurs vues sur cette question dans le volume des *Deep-sea Deposits* de cette remarquable publication, et aussi dans le *Bulletin du Musée R. d'hist. nat. de Belgique* (t. III, 1884). Ces études ont été prolongées par sir Murray dans une série d'importants mémoires, par J. Thoulet, G. W. Lee, L. Collet..., pour ne citer que les auteurs principaux. Ce dernier savant les a développées, puis résumées dans un très intéressant volume, *les Dépôts marins* (1908).

Ces auteurs sont, en ce qui concerne le mode de ces dépôts, arrivés à cette conclusion qu'ils sont *terrigènes*, c'est-à-dire qu'ils se forment dans le voisinage des continents. Collet dit à ce propos : *Les boues vertes et les sables verts sont presque tous développés le long des côtes*

escarpées et exposées, où aucun grand fleuve n'apporte de matières détritiques dans la mer, à une profondeur n'excédant généralement pas 2.000 mètres. Il ajoute : « Quand il y a une grande quantité d'hydrate ferrique dans un dépôt, comme le long des côtes du Brésil, où quand les dépôts sont principalement formés d'éléments détritiques fluviaux la glauconie est généralement absente ou très rare. »

Voici quelques-uns des résultats des sondages. Le *Challenger* trouva des boues vertes et des sables verts, le long des côtes du Portugal et de l'Espagne, de 38° 31' N. et 9° 31' Long. W. à 36° 25' N. et 8° 12' Long. W. Ils proviennent, sauf deux exceptions, de profondeurs inférieures à 1.830 mètres.

A. Agassiz, à bord du *Blake* [*Three Cruises of the « Blake »* (*Bul. Mus. of comp. Zool. at Harvard Col.*, t. XIV, 1888)], les trouva le long de la côte des États-Unis entre le cap Hatteras et 31° 48' N., à une profondeur variant de 91 à 183 mètres, c'est-à-dire sur le bord continental du Gulf-Stream. A ces dépôts étaient associées des concrétions phosphatées.

Le *Buccaneer* trouva des sables verts, le long de la côte occidentale de l'Afrique, aux points suivants : 6° 9' N. et 10° 55' Long. W. par 82 mètres de profondeur et 5° 5' N. et 4° Long. W. par 121 mètres.

Dans l'océan Indien, le *Flying Fish* trouva des boues vertes et des sables verts de 7° 3' S. à 10° 42' S. et de 102° 1' Long. E. à 124° 52' Long. E. par des profondeurs variant de 3.512 jusqu'à 631 mètres. Des observations complémentaires montrent qu'on les rencontre, dans cet océan, le long de la côte est d'Afrique et le long des côtes ouest et sud d'Australie, à une profondeur généralement inférieure à 1.830 mètres.

Dans l'océan Pacifique, le *Tuscarora* les trouva de 32° N. à 44° 54' N. et de 118° 26' Long. W. à 125° 13' Long. W., à des profondeurs inférieures à 1.830 mètres. Collet dit, à ce propos, que quelques-uns des échantillons de ces sondages sont vraisemblablement les spécimens les plus purs de sables verts qui aient jamais été rencontrés, s'ils se trouvent bien toutefois à l'état où ils furent dragués. Le *Tuscarora* retrouva la glauconie à 23° 35' N. et 111° 57' Long. W. par 988 mètres de profondeur.

Le *Challenger* dragua des sables verts devant Sydney, puis entre Cape York et Arrou Island, entre Arrou Island et Banda, ainsi qu'entre Samboangan et Manille, et le long de la côte est du Japon.

A. Agassiz, à bord de l'*Albatross*, dragua des boues vertes et de nombreux moules de glauconie à 31° 3' N. et 117° 40' Long. W., par

1.566 mètres. Si on joint ces résultats à ceux trouvés par le *Tuscarora*, on voit que les sables verts s'étendent sur la côte ouest de l'Amérique du Nord, de 44° 54' N., à 23° 35' N.

Le *Dart* a dragué de semblables formations sur la côte est d'Australie, aux stations suivantes : 23° 6' S. et 152° 16' Long. E., par 145 mètres, et à 23° 9' S. et 152° 19' Long. E., par 165 mètres.

Le *Britannia* a également dragué des boues vertes au nord de la Nouvelle-Zélande par 329 et par 307 mètres de profondeur.

Dans la Méditerranée, on a trouvé la glauconie, à de grandes profondeurs, à l'état de grains et de moules de foraminifères. En 1901 à bord de la *Princesse-Alice*, le prince de Monaco a dragué, devant la côte du Maroc, par 851 mètres, des vases sableuses, très calcaires, glauconieuses.

Nous résumerons d'après Collet, auquel nous avons emprunté cette intéressante documentation, le mode de distribution des boues vertes et sables verts. On les a observés le long des côtes de la Caroline et de la Floride, sur le bord des boues bleues, le long des côtes de Portugal et d'Espagne, le long des côtes sud et est d'Afrique, le long des côtes ouest, sud et est d'Australie, dans quelques mers de l'archipel Indien, le long de la côte est du Japon, le long de la côte ouest de l'Amérique du Nord et en quelques points de la côte nord d'Afrique.

Si on est assez bien fixé sur la répartition de la glauconie et des boues vertes qui les accompagnent, mais qui se trouvent généralement à des profondeurs plus grandes, par contre, le mode de genèse de cette substance reste encore assez obscur.

Mais, avant d'exposer les vues des auteurs sur cette question, nous avons à donner quelques résultats d'analyse de cette substance.

NUMÉROS	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	TOTAL
1	56,62	12,54	15,63	1,18	1,69	2,49	2,52	0,90	6,84	100,41
2	50,85	8,92	24,40	1,66	1,26	3,13	4,21	0,25	5,55	100,23
3	51,80	8,67	24,21	1,54	1,27	3,04	3,86	0,25	5,68	100,32
4	55,17	8,12	21,59	1,95	1,34	2,83	3,36	0,27	5,76	100,39
5	27,74	13,02	39,93	1,76	1,19	4,62	0,95	0,62	10,85	100,68
6	46,90	4,06	27,09	3,60	0,20	0,70	6,16	1,28	9,25	99,94
7	46,91	2,64	23,06	7,04	2,95	4,40	7,31	»	4,71	
8	56,7	13,3	»	20,1	1,6	1,18	»	»	7,0	
9	51,68	6,17	»	21,97	»	4,26	5,94	»	9,98	

Les analyses, du numéro 1 au numéro 5 inclus, sont empruntées aux sondages du *Challenger*. Le numéro 6 est de la glauconie d'Agulhas-bank. Les trois numéros suivants sont relatifs à des dépôts sédimentaires (le numéro 7 est une glauconie du miocène, le numéro 8 une glauconie de la craie de New Jersey et le numéro 9 une glauconie de la craie chloritée d'Allemagne).

Ces analyses, comme on le voit, sont loin d'être concordantes entre elles. Elles montrent cependant qu'en ce qui concerne la glauconie actuelle, la teneur en silice est comprise entre 45 et 55 0/0, si on laisse de côté le numéro 5, et que l'alumine oscille autour de 10 0/0. Pour le protoxyde de fer, l'écart entre les différents chiffres est assez faible, mais il n'en est pas de même pour le sesquioxyde. La potasse varie également dans des limites assez grandes. En somme ce tableau ne peut guère donner qu'une indication.

Pour la glauconie sédimentaire, la variation, pour chacun des éléments, est encore plus grande. C'est ainsi que nous voyons l'alumine passer de 2,64 à 13,3 0/0. Seul, le pourcentage de la silice se maintient à peu près constant, comme dans le cas de la glauconie actuelle. *Cette constance est ce qu'il y a de plus remarquable dans ce tableau.*

Si nous passons maintenant au mode de formation de la glauconie, voici ce que nous lisons dans l'ouvrage déjà cité de sir Murray et Renard.

« Après la mort des organismes, leurs coquilles se remplissent lentement avec la boue sur le lit de laquelle elles reposent. L'existence de cette matière organique dans ces cavités et l'absence de toutes autres causes, qui pourraient amener le dépôt des silicates, en fait, l'association constante de ces phénomènes semble démontrer l'existence d'une relation de cause à effet... Si nous admettons que la matière organique renfermée dans la coquille, et dans la boue elle-même, transforme le fer contenu dans la boue en un sulfure qui pourra s'oxyder et passer à l'état de fer hydraté, le soufre étant en même temps mis en liberté s'oxydera et passera à l'état d'acide sulfurique, qui pourra décomposer l'argile et mettre en liberté la silice à l'état colloïdal, l'alumine étant emportée en solution (*being removed in solution*). On a ainsi de la silice colloïdale et de l'oxyde de fer hydraté, dans des conditions favorables à leur combinaison. Pour expliquer la présence de la potasse dans ce minéral nous rappellerons que, de même que nous l'avons dit en parlant de la formation de la palagonite sous l'action de l'eau de mer, il y a toujours une tendance pour

la potasse à s'accumuler dans le silicate hydraté, formé de cette manière, et comme nous l'avons dit précédemment, cette potasse doit tirer son origine de l'eau de mer. »

Cette explication du processus chimique est loin d'être satisfaisante. Aussi comprend-on que Collet soit revenu sur cette question, en s'appuyant sur de nouvelles études de sir Murray faites en collaboration avec R. Irvine : *On the chemical changes which take place in the composition of the sea-water, associated with blue muds in the floor of the Ocean* (*R. Soc. of Edinb. Trans.*, t. XXVII, 1893). Il admet que l'hydrogène sulfuré, résultant d'un phénomène de réduction, donne, en agissant sur l'oxyde de fer présent dans la couche superficielle de la boue, naissance à un sulfure et que s'il n'y a pas assez de fer pour fixer tout l'hydrogène sulfuré, celui-ci s'échappe dans l'eau de mer, et en rencontrant de l'oxygène s'oxyde en formant de l'acide sulfurique qui lui-même passera à l'état d'un sulfate alcalino-terreux... Il ne semble pas cependant que cette explication ait fait faire un pas à la question. Le processus par lequel le fer, la chaux, la magnésie, la potasse entrent en combinaison avec la silice, reste toujours obscur. Si ces études ont besoin d'être complétées, le fait est par contre certain. Il naît, *par voie humide, un silicate complexe ayant pour bases les éléments que nous venons d'indiquer*, en même temps qu'il se produit du sulfure de fer et aussi de la magnétite. v. Gumbel (*mém. cite*) dit à ce propos : « L'hydrogène sulfuré donnera naissance à du sulfure de fer qui se séparera et passera à l'état de pyrite, de même que les hydrocarbures (*Kohlenwassertoffe*) produiront, par réduction de certains éléments riches en fer, de l'oxyde de fer magnétique pulvérulent, que l'on retrouve finement distribué dans la glauconie. »

La glauconie, de même que les sables verts, est habituellement riche en phosphate de chaux. Cette substance semble être un minéral surajouté (?) qui se trouve introduit dans la masse par un processus chimique indépendant de celui que nous venons d'indiquer. Nous ne saurions mieux faire que de renvoyer à l'ouvrage de Collet, qui discute, avec beaucoup de méthode, le mode de formation des *concrétions phosphatées*.

Parmi les autres éléments que l'on rencontre dans les sables verts et qui doivent, par conséquent, se trouver dans la glauconie, il y a deux minéraux très particuliers : l'oxyde de titane ainsi que l'oxyde de vanadium, comme nous le montrerons plus loin, en parlant de la formation de la *beauxite*, qui dérive de la glauconie par des phéno-

mènes de double décomposition. Or, ces minéraux sont, comme on le sait, les caractéristiques des roches basiques.

La glauconie se présente finalement comme un silicate formé à froid, qui possède les mêmes éléments que les roches basiques et dans les mêmes proportions, à très peu près, pour la silice, l'alumine et les oxydes de fer. La proportion de potasse y est plus élevée, tandis que celle de la chaux et de la magnésie y est moindre. Mais il importe de remarquer combien la proportion de la première de ces substances est variable, pour les analyses que donne le tableau de v. Gümbel. (Nous avons également pour la potasse constaté des écarts très grands entre le basalte ordinaire et la leucitite.) La magnésie y oscille entre des traces, pour l'analyse faite par Rogers, et le chiffre de 16,6 0/0, pour celle donnée par Berthier. Quant à la chaux, elle présente également des variations assez marquées, mais moins fortes cependant; elle passe de traces, toujours pour l'analyse de Rogers précitée, à 3,31 0/0 (pliocène d'Anvers). Des éléments aussi variables ne sauraient servir de critérium, et nous devons, par suite, nous décider seulement d'après la silice, l'alumine et les oxydes de fer, dont le pourcentage très constant est le même que pour la roche basique, basalte, mélaphyre et diabase.

Nous concluons de cette étude que les *basaltes et par assimilation les mélaphyres et les diabases* sont des roches sédimentaires glauconifères, qui ont été modifiées physiquement et ont pris une texture cristallisée nouvelle, du fait de la circulation d'eaux, dont la température ne dépassait vraisemblablement pas 150° à 200°.

Les considérations très intéressantes qui suivent vont bien montrer d'ailleurs que telle a bien été la marche du phénomène.

Lorsqu'on examine la glauconie en lames minces, on constate la présence d'éléments étrangers, qui, d'après v. Gümbel, constituent près des 30 0/0 de la masse. Le plus important en poids est le quartz, qui se présente sous la forme de *petits grains roulés* qui sont arrivés sur le fond des océans jusqu'à la glauconie en voie de formation et y ont été incorporés. Voici ce que dit cet auteur à ce propos :

« On remarque dans la substance des grains de quartz (dont la grosseur moyenne est de 0^{mm},5 environ), comme dans les quartz des formations primitives, de nombreuses rangées d'inclusions gazeuses ou liquides, plus rarement de nombreuses aiguilles noires, très fines. Il n'y a pas à douter que l'on doive regarder ces grains de quartz comme des parties roulées de formations primitives.

« La plupart de ces grains de quartz sont fortement arrondis (*stark abgerundet*), unis et comme polis, ou tout au moins aux angles très émoussés. Plus rarement on en trouve à l'état de fragments anguleux. La substance du quartz est le plus souvent de couleur claire ou transparente, comme du verre, bien qu'elle soit parfois comme trouble, du fait des substances étrangères. Plus rarement on observe des petits grains séparés ressemblant à de l'opale, que l'on pourrait, à première vue, d'après leur forme, prendre pour des produits de remplissage de chambres de foraminifères. Mais comme la matière n'est pas soluble dans la potasse et n'est pas, par suite, de l'opale, cette hypothèse doit être écartée.

« Il y a lieu de remarquer que beaucoup de petits grains de quartz sont recouverts d'un léger enduit très mince, qui pénètre dans les fentes et les gerçures, sous la forme d'une substance verte qui se dissout dans les acides et se comporte comme la glauconie.

« On observe également dans la masse, à côté du quartz, des petits grains fortement arrondis et allongés de zircon, des petites sphères de grenat et des petites aiguilles noires de tourmaline. »

Il faut joindre à ces substances étrangères, toujours d'après le même auteur, des débris très fins d'origine végétale, des cellules végétales décomposées, des petites sphères qui semblent provenir de zéolites et des parties très petites de magnétite et de calcite, ces dernières empruntées probablement à la coquille des foraminifères.

Collet (*op. cit.*), au sujet des minéraux détritiques que renferme la glauconie, dit « que le quartz est celui qui joue de beaucoup le plus grand rôle. Il va de soi qu'il se rencontre en toutes proportions et dans le cas des sables verts il est le principal constituant de ce sédiment. Il se présente en grains dont le diamètre varie d'une fraction de 1/100 de millimètre à 1 millimètre et même 2 millimètres, avec une moyenne assez constante de 0^{mm},3. Ce n'est que rarement qu'ils sont roulés et arrondis; en général, leurs arêtes sont tranchantes ou seulement émoussées. Ils sont le plus souvent libres, et, dans le cas de concrétions phosphatées, isolés au milieu du ciment. Nous n'avons observé qu'exceptionnellement des grains de quartz réunis entre eux au moyen d'un ciment siliceux...

« Les autres minéraux détritiques jouent un rôle tout à fait subordonné. Le zircon et la tourmaline sont, pour ainsi dire, toujours présents, mais au nombre de quelques grains seulement par coupe. Les feldspaths en cristaux plus petits que les grains du quartz, appar-

tiennent aux plagioclases, et, chose digne de remarque, leur composition ne s'écarte en général guère de celle d'un labrador plus ou moins basique...

« Outre les espèces minérales énumérées plus haut, on en rencontre d'autres, telles que rutile et hornblende, mais en proportion minime et variant avec la nature des côtes voisines du gisement glauconieux. »

Si le basalte a bien l'origine que nous admettons, s'il est une glauconie modifiée physiquement par des eaux à une température relativement basse, on doit s'attendre à y retrouver les éléments détritiques que nous avons indiqués ci-dessus, les grains de quartz et de corindon, notamment, qui sont inaltérables, mais surtout les premiers parce qu'ils sont plus nombreux.

Or voici les constatations curieuses qui ont été faites à ce sujet par J. P. Iddings et par J. S. Diller. Le premier de ces auteurs, dans un mémoire : *On the origin of the primary quartz in basalt* (*Am. J. of sc.*, t. XXXVI, 1888), signale certains basaltes du Rio Grande Cañon, qui se font remarquer par la présence dans la masse d'un grand nombre de grains porphyriques de quartz. Ces grains sont distribués dans toute la roche, aussi uniformément, quoique moins abondamment, que les cristaux d'olivine.

« Le quartz qui forme ces grains n'est évidemment pas le produit d'altération d'autres minéraux et n'est pas davantage un produit d'infiltration, car les roches sont absolument fraîches et présentent une altération des plus légères à la surface des cristaux d'olivine. Les grains de quartz devaient, par suite, exister, il n'y a pas lieu d'en douter, sous leur forme actuelle, avant la consolidation du magma... La matière qui constitue les grains est parfaitement pure et exempte d'inclusions gazeuses fluides ou vitreuses. Dans un cas cependant il y avait un très petit cristal de zircon. Quant aux grains, ils sont arrondis ou subangulaires. »

L'auteur fait remarquer que ces grains de quartz sont uniformément répartis dans la roche et, pour cette raison, il ne semble pas qu'on puisse les regarder comme des fragments d'une roche étrangère qui aurait été entraînée, au moment où le basalte a fait éruption.

Iddings rappelle que Diller (*même périodique*, 1887) a signalé la présence de grains de quartz analogues, en grand nombre, dans des

basaltes récents et dit qu'il se range à l'avis de ce dernier géologue qui les considère comme *primaires*.

Iddings cite, comme autres exemples, les basaltes d'Arizona et ceux d'Elk Head Creek dans le Colorado. Pour le premier de ces gisements, les grains de quartz avaient de 1 à 8 (?) millimètres de diamètre. Ces grains étaient très nombreux. Pour le second, les inclusions assez nombreuses que présentaient les grains de quartz étaient gazeuses et vitreuses. On y voyait, en outre, du zircon et de l'apatite.

L'auteur se demande quelle est l'origine possible du quartz porphyrique dans cette roche basique et passe successivement en revue l'influence de l'eau absorbée, de la température, de la pression, d'une augmentation de la viscosité, l'action de substances eutectiques, un accroissement de la fluidité du magma, une cristallisation plus forte, une mobilité potentielle (*potential mobility*)... sans trouver une solution satisfaisante.

Il déduit de ses observations que l'on trouve des grains de quartz dans presque toutes les variétés de roches venant du New Mexico, abondamment dans les rhyolites, dans les andésites à mica, dans les andésites à hornblende et pyroxène, et donne des analyses qui montrent que la composition du basalte avec ou sans quartz est la *même*. Cependant Diller (*mém. cité*) avait déduit d'une analyse que les basaltes à quartz primaire pourraient bien être plus acides.

Iddings conclut en disant que les grains de quartz sont des cristallisations primaires du magma et que leur présence n'indique rien, en ce qui concerne sa composition chimique. Par analogie avec ce que l'on observe pour l'olivine riche en fer, que l'on trouve dans les obsidiennes rhyolitiques, il estime que la formation du quartz primaire dans le basalte doit résulter de l'influence de la vapeur d'eau à haute pression.

Lacroix, qui a observé des faits de même nature (*Les Enclaves des roches volcaniques*, 1893), indique les raisons pour lesquelles il ne saurait adhérer à la manière de voir de Diller et Iddings.

Les faits observés par Iddings et autres géologues confirment de la *façon la plus complète* la thèse que nous soutenons. Ils contribuent à montrer que la roche basique, basalte, mélaphyre ou diabase, dérive de la glauconie, par suite d'une modification purement physique et que toutes les roches neutres et acides ne sont qu'un produit de la métasomatisme de la première, puisqu'on retrouve dans toutes ces

roches le quartz primaire, porphyrique, *distribué de la façon que nous avons décrite pour la glauconie.*

Si les roches basaltiques résultent d'une modification physique, d'un groupement moléculaire nouveau, d'une sorte de *diagénèse* (pour employer une expression de v. Gümbel), des éléments constitutifs de la glauconie, on doit, étant donné la continuité des phénomènes de la nature, pouvoir constater actuellement ce processus sur certains points du globe. Or c'est bien ce qui a été observé, comme on le verra par les exemples suivants.

Et tout d'abord nous rappellerons que le groupement nouveau des éléments glauconieux doit aboutir à deux éléments principaux qui sont les plagioclases, avec de l'orthose en faible quantité, et le pyroxène avec de l'amphibole, comme premiers produits de métasomatization.

En ce qui concerne les feldspaths, Cayeux a signalé (*C. R. Ac. des Sc.*, 1895) la présence, dans les assises du Turonien et du Sénonien, de cristaux d'orthose qui ne sont nullement des minéraux étrangers à la roche, mais qui y ont pris naissance par suite de certaines actions de métasomatization et qui sont par suite *authigènes*.

Après avoir décrit ces cristaux, il ajoute « qu'ils se signalent tout spécialement à l'attention par leur fraîcheur remarquable, la perfection de la forme, et l'absence de toute trace d'usure ou d'altération ».

« Les éléments du résidu clastique de la craie n'ont pas été tous empruntés directement aux roches schisto-cristallines et cristallines. Il en est qui ont fait partie de dépôts sédimentaires avant d'être incorporés à la craie. C'est ainsi qu'on trouve fréquemment, avec les particules minérales isolées, des agrégats de grains de quartz qui ne sont autres que des fragments de quartzite. Ces agrégats contiennent parfois un très grand nombre de particules de quartz juxtaposées, comme elles l'étaient dans la roche dont elles dérivent. Aucun élément d'orthose ne s'y rencontre. Les cristaux d'orthose ont donc une origine différente de celle des grains de quartz, qui forment la plus grande partie du résidu clastique. »

Nous avons tenu à donner ces détails d'après l'auteur, parce qu'ils sont bien d'accord, en ce qui concerne les grains de quartz, avec ce que nous avons dit plus haut pour les éléments clastiques de la glauconie.

Si nous reprenons la citation, nous lisons : « Il y a une relation manifeste entre l'abondance de l'orthose et la rareté ou l'absence de la glauconie. C'est un fait que j'ai maintes fois observé, que la fréquence de la glauconie dans la craie entraîne la rareté de l'orthose et réciproquement. Ce balancement, dans la production des deux minéraux, s'explique par le fait que les principes chimiques qui entrent dans la composition de l'orthose font partie intégrante de la glauconie. Un tel rapprochement entre les deux substances semble expliquer une communauté d'origine, c'est-à-dire que l'orthose est authigène comme la glauconie. »

« Les faits que je viens de passer en revue très rapidement établissent que l'orthose occupe une place tout à fait à part parmi les minéraux de la craie. Ils contribuent à démontrer qu'il s'est formé *in situ*.

Cette belle observation montre que *l'orthose, que l'école plutonienne considère comme s'étant produite par voie de fusion, prend naissance actuellement dans les conditions ordinaires, aux dépens de la glauconie.*

Pour ce qui concerne le second élément, nous aurons recours au bel ouvrage de C. R. Leith [*The Mesabi iron bearing District of Minnesota. (U. S. Geol. Survey), 1903*]. Et tout d'abord ces minerais de fer semblent résulter de l'altération, dans des conditions de surface, de granules d'un silicate de fer vert, comme Spurr l'a montré le premier. Mais alors que ce dernier géologue considérait cette substance comme étant de la glauconie, l'auteur pense que, étant donné l'absence de potasse qu'on y constate, c'est une substance différente à laquelle il a donné le nom de *greenalite*, tout en reconnaissant cependant qu'elle se présente souvent sous la forme de moules de foraminifères. Nous ne saurions partager cette manière de voir. Le caractère tiré de la potasse n'est pas absolu, et la glauconie est mieux définie, comme nous l'avons vu, par des éléments plus constants, tels que la silice, l'alumine et le fer.

Quoi qu'il en soit, le dépôt a été altéré après coup par des eaux de surface. Le silicate de fer a été décomposé, le protoxyde s'est oxydé, est passé à l'état d'hématite ou de limonite et le fer s'est séparé de la silice, donnant lieu ainsi à un gisement de minerai de fer étendu et des plus importants.

En examinant ces dépôts, l'auteur a été surpris d'y trouver, et en des points nombreux, *de l'amphibole de formation nouvelle*, sous la

forme le plus ordinairement de grünérite, anthophyllite, cummingtonite, d'actinote et quelquefois d'hornblende. Etudiant la question sur le terrain, il a pu suivre le phénomène d'altération de la greenalite (nous dirons plutôt la glauconie), et constater qu'elle donne naissance à l'amphibole. Il a trouvé également des sphérules d'épidote, qui sont des produits secondaires résultant de la décomposition de la matière, ainsi que de la chlorite, qui quelquefois est très abondante, sous forme de delessite.

L'auteur attribue la formation de ces variétés d'amphibole à des phénomènes de déshydratation et à une redistribution de la chaux, de la magnésie, de la silice dans les granules et dans la matrice, et nous pourrions dire en employant une expression de de Lannay, à une *remise en mouvement des éléments*.

Toutes ces observations présentent le plus grand intérêt parce qu'elles montrent que la glauconie, abandonnée à elle-même, peut donner des corps identiques à ceux qui résultent de la métasomatization des basaltes et nous amènent ainsi à cette conclusion que ces *deux roches doivent être identiques*.

Après avoir indiqué, d'après Cayeux et Leith, comment quelques-uns des minéraux principaux des basaltes peuvent prendre naissance dans les conditions ordinaires, aux dépens de la glauconie, nous allons maintenant, pour finir, présenter un tableau complet de la diagénèse de la glauconie, grâce aux belles recherches de G. F. Becker publiées d'abord dans *Am. J. of sc.*, 3^e s., t. XXXI (1886), sous le titre de *Cretaceous metamorphic Rocks of California*, et ensuite avec des additions, dans son grand ouvrage, *Geology of the Quicksilver Deposits of the Pacific Slope* (1888). Nous analyserons surtout la première de ces études, qui se prête mieux à un examen d'ensemble.

Les observations de l'auteur ont porté sur les *crystalline and serpentinitoid metamorphic Rocks of the Coast Range* de la partie de la Californie qui se trouve au nord de San-Francisco.

Ces roches, qui forment une masse ininterrompue de *plusieurs milliers de pieds d'épaisseur*, occupent une surface qui n'a pas moins de *3.000 milles carrés*. Elles sont superposées au granite et se présentent à la base, sous la forme d'arkoses, aux points où elles n'ont pas été modifiées. Ce dépôt gigantesque semble pouvoir être rapporté à l'époque crétacée et même tertiaire.

De grandes portions ont été altérées (*highly altered*). Le processus

d'altération est identique d'une extrémité à l'autre de la région.

« Les altérations les plus intéressantes, qui ont affecté ces grès, ressemblent de tous points à celles qui caractérisent des aires métamorphiques d'autres régions et consistent principalement dans la *recristallisation métasomatique* et par suite dans la transformation de sédiments en roches feldspathiques holocristallines, riches en silicates ferro-magnésiens et dans la formation de serpentines en masses puissantes et étendues. Il est également certain, pour des raisons de structure et des raisons chimiques, que des solutions venant du granite sous-jacent ont dû coopérer au métamorphisme. »

L'auteur, revenant sur les circonstances du gisement, fait remarquer que *l'accumulation d'une masse aussi puissante de sables est un problème qui n'a pas encore reçu de solution.*

L'examen microscopique montre dans ces grès des fragments de quartz avec des inclusions liquides nombreuses, de l'orthose et des plagioclases, fréquemment de la biotite, des grains clastiques d'hornblende et enfin de l'apatite, du titanite, du zircon, de la tourmaline, du rutile et de l'épidote. Les seuls éléments clastiques, que l'on ne peut pas rapporter directement au granite, consistent en écailles noires qui sont disséminées sur quelques points et qui ressemblent à des fragments de schistes, riches en matières végétales, tandis que, dans d'autres cas, elles rappelleraient des restes de plantes. La proportion de quartz dans ces grès semble plus grande que dans le granite. Les grains sont généralement arrondis comme ceux des plages des bords de la mer, mais sont quelquefois à angles vifs. Le ciment qui les relie est surtout de la calcite. Ces grès présentent des phénomènes d'altération (*weathering*), par suite desquels les silicates ferro-magnésiens sont convertis en partie en chlorite et en partie en un ciment ferrugineux.

On ne peut pas trouver de limites nettes entre les diverses roches métamorphiques du Coast Range ; elles passent des unes aux autres par degrés.

L'auteur y distingue cependant :

1° Les grès partiellement métamorphisés, dans lesquels la structure clastique est encore visible au microscope ;

2° La partie grenue métamorphique (*granular metamorphic*), où la matière se présente sous la forme d'un agrégat holocristallin qui, dans son développement le plus complexe, consiste en augite, amphibole, feldspath, zoïsite, quartz et minéraux accessoires. Par suite de l'ab-

sence ou de la présence de certains éléments, on peut avoir des *diabases métamorphiques*, des *diorites métamorphiques*, des *amphibolites*, etc.;

3° Des schistes à glaucophane (variété d'amphibolite), qui dérivent de certaines argiles schisteuses (*shales*), comme les précédents dérivent des grès. Ces schistes présentent presque invariablement de la muscovite, du quartz, de la zoïsite et d'autres minéraux;

4° Des phanites qui sont des roches schisteuses plus ou moins calcaires qui ont été silicifiées (elles renferment habituellement plus ou moins de zoïsite);

5° Des serpentines qui résultent en partie de l'action directe de solutions sur des grès et en partie de l'altération des éléments de la division n° 2 (*granular metamorphic*) (on ne saurait les distinguer nettement des roches dont elles dérivent, parce que plusieurs de celles-ci contiennent de la serpentine, mais il y a cependant dans la région en question de grandes quantités de serpentine à peu près pure).

Les phénomènes de modification métasomatique et d'altération par les agents atmosphériques (*weathering*) ont produit dans ces roches un grand nombre de minéraux, tels que la biotite, la muscovite, l'oligoclase, l'albite, l'orthose, le quartz, la zoïsite, le rutile, l'ilménite, le titanite, l'apatite, le grenat, la nacrite (variété de la muscovite), la chlorite, l'épidote, la serpentine et la chromite. L'examen en lames minces n'a pas indiqué la présence du pyroxène rhombique, de l'andalousite, du dipyre, de la prehnite, de l'allanite et des zéolites.

On peut suivre dans ses détails le processus important de la recristallisation métasomatique dans les grès altérés. Dans beaucoup de cas, un des premiers degrés du processus consiste dans l'agrégation de grains clastiques en un minéral nouveau. C'est ainsi que se forment l'augite et l'amphibole. On remarque souvent des cristaux qui sont composés de groupes de microlites, qui présentent encore leur contour cristallographique. Les angles très nets des minéraux formés, leur structure et leur relation avec les fragments clastiques que l'on reconnaît encore, tous ces caractères, en un mot, ne permettent pas d'y voir des minéraux allothigènes tout formés. Les feldspaths se forment de la même façon, et, dans quelques cas, on peut voir qu'un feldspath nouveau, présentant des contours nets cristallographiques, occupe la place de plusieurs des grains clastiques originaux. On voit dans les lames minces des feldspaths qui ont cristallisé suivant des veinules. Ce que l'on observe le plus souvent, c'est le pas-

sage de grains de quartz à des microlites de plagioclase. La réaction commence à la surface des grains de quartz.

L'auteur a observé, pour les grès de New Almaden, dans les lames minces, des plages qui ont les caractères minéralogiques et structuraux d'une *diabase éruptive*. Ces aires ne représentent pas des inclusions, mais passent graduellement à d'autres, dans lesquelles on retrouve distinctement le caractère clastique de la roche.

On comprend facilement que le processus de cristallisation puisse être poussé assez loin pour que le caractère clastique de la roche cesse d'être visible, et on arrive ainsi à des roches holocristallines.

La plus importante des roches granulaires est une *diabase métasomatique*, dans laquelle le pyroxène prend quelquefois la forme du diallage. On n'a pas trouvé d'olivine en place dans ces roches, mais on rencontre, sur un point, des galets (*pebbles*) d'un gabbro à olivine qui est probablement d'origine métamorphique. La diabase métamorphique contient souvent de l'hornblende. On trouve également des diorites métamorphiques et, dans quelques cas, l'hornblende domine tellement les autres éléments que la roche mérite le nom d'amphibolite.

La serpentine se présente sous forme relativement pure sur toute la surface occupée sporadiquement par le gisement de mercure. La surface totale est d'environ 4.000 milles carrés entre Clear Lake et New Idria. La serpentine se rencontre aussi comme un des minéraux constituants de beaucoup des grès altérés et des roches métamorphiques granulaires. Il ne semble pas que cette serpentine soit un produit d'altération de l'olivine. L'étude microscopique montre en effet, d'une façon certaine, que les éléments principaux des grès et des roches métamorphiques granulaires peuvent être serpentinisés.

L'auteur, sans entrer dans la discussion du processus chimique, admet, d'après ses études sur place « que les solutions, qui ont métasomatisé la roche initiale, étaient chaudes et basiques, et que le premier stade a consisté dans la conversion des grès et des schistes argileux en des roches holocristallines à augite et à amphibole. La serpentinisation semble avoir suivi, à une température plus basse, et finalement eut lieu la silicification, les solutions étant devenues plus acides. Il est possible et même probable que la silicification accompagna les autres processus, mais alors dans des conditions physiques différentes. Ce qui est certain, c'est que les roches ne furent pas silicifiées, alors qu'avait lieu le métamorphisme basique. Quant à la chloritisation et

à l'imprégnation de la roche par la calcite et le gypse, il semble qu'elles continuent encore aujourd'hui ».

L'auteur ne mentionne pas la glauconie comme ayant pu servir de point de départ dans le phénomène de recristallisation de la roche. Dans le volume publié en 1888 et auquel nous renvoyons, il est cependant question de fossiles, qui auraient été trouvés dans les phtanites, et de coquilles de foraminifères, dont le professeur Leidy aurait reconnu la présence dans les schistes argileux (*shales*) verts.

On comprend, sans que nous ayons à insister, l'appui qu'apporte à notre thèse l'observation de faits qui montrent la formation actuelle de roches holocristallines basiques par voie de diagénèse et de métasomatization.

CHAPITRE VII

REMARQUES GÉNÉRALES SUR LA MÉTASOMATISATION DES ROCHES BASALTIQUES. APPLICATION AUX ROCHES DU PLATEAU CENTRAL DE LA FRANCE.

Nous avons vu, dans les pages précédentes, que les basaltes qui constituent la roche initiale, de laquelle sont sorties, par un processus purement métasomatique, les roches neutres et acides, résultaient de la recristallisation, de la diagénèse, pour employer l'expression de v. Gümbel, de dépôts glauconieux. Ce sont donc bien des roches sédimentaires, mais des roches sédimentaires d'une nature particulière. Comme la science, à la fin du xviii^e siècle, n'avait aucune idée du mode de formation des dépôts marins, comme les grès verts, qui auraient pu servir de terme de comparaison, puisqu'ils se sont formés dans des conditions analogues, n'avaient pas encore été étudiés, on comprend facilement que les vues de Werner, qui ne portaient que sur le côté stratigraphique, aient été abandonnées peu après la mort de leur auteur et que les doctrines d'Hutton et de Playfair aient pu leur être substituées.

Celles-ci avaient d'ailleurs d'autant plus de chances d'être admises qu'elles étaient comme une sorte de compromis entre les idées de Werner et celles purement plutoniennes. Hutton est en effet l'initiateur du métamorphisme. Il soutint que l'influence combinée de la chaleur souterraine et de la pression sur les roches sédimentaires pouvait les consolider, les minéraliser(?) et les transformer en roches cristallines. Il arrivait ainsi aux idées métamorphiques, en vertu desquelles on regarde les sédiments marins comme susceptibles de se changer en gneiss et en schistes cristallins. Il alla encore plus loin et

admit que la chaleur souterraine jointe aux actions mécaniques pouvait déterminer le soulèvement des sédiments anciens et que, dans certains cas, ces actions avaient été assez puissantes pour les refondre et que c'est ainsi qu'avaient pu venir au jour les granites et les trapps ou *whinstones* d'Écosse.

Quelques années plus tard, nous arrivons aux importantes recherches de Breithaupt, Blum, G. Rose... sur les pseudomorphoses, qui montrent que les éléments des roches peuvent être dissous, entraînés et remplacés par d'autres qui s'isolent dans des dissolutions plus saturées et qu'il en résulte finalement, par voie humide, une métasomatisme complète de la roche initiale. L'interprétation de pareils faits devait assez naturellement ramener les esprits vers les idées neptuniennes simples, et on comprend très bien que les savants distingués qu'étaient G. Bischof, F. Mohr, St. Hunt... aient cherché à expliquer de cette façon la genèse des roches dites plutoniennes. Ces auteurs admirent, d'une façon générale, que ces roches avaient été constituées au début par des dépôts plus ou moins argileux, que des eaux chargées d'éléments alcalins avaient ensuite complètement transformés. Bischof poussa ces considérations encore plus loin et chercha, dans l'accroissement de volume résultant de la recristallisation des éléments, la raison de la déformation des couches plus ou moins superficielles de l'écorce terrestre et par suite de la formation des montagnes.

Cet auteur se rapprochait ainsi de la manière de voir d'Hutton, avec cette différence toutefois qu'il ne faisait intervenir dans le phénomène que des actions d'ordre physique ou chimique ayant lieu à basse température. Sa doctrine manquait toutefois d'homogénéité. C'est ainsi que, alors qu'il considère d'une façon générale les roches massives cristallisées acides telles que les syénites, granites, comme produites par métamorphisme, il regarde au contraire les basaltes (qui souvent les accompagnent), les obsidiennes, les rétinites, les ponces, comme relevant d'un processus physique par fusion, sur lequel il ne s'explique pas d'ailleurs. Mohr, qui est nettement neptunien, admet également que les obsidiennes, rétinites, ponces, résultent de la fusion de roches trachytiques. La complexité d'un pareil système où interviennent tour à tour des actions plutoniennes et des actions chimiques ordinaires, la difficulté, de plus, de se représenter les roches cristallisées massives comme le produit de la métasomatisme de dépôts argileux puissants, et par suite à peu près impénétrables, firent rejeter les

vues du savant professeur de Bonn. Et cependant, presque à la même époque, Daubrée montrait par des expériences directes que le kaolin, exposé à une température de 400° C., en présence d'un silicate alcalin soluble, peut être converti en feldspath cristallisé, tandis que l'excès de silice se dépose sous la forme de quartz. De même St. Hunt (*Rep. of the geol. Survey of Canada for 1856*) faisait également voir que la réaction entre des silicates alcalins et des carbonates de chaux, de magnésie, de fer, à la température de 100° C., donne naissance à des silicates de ces bases et qu'on est ainsi en état d'expliquer leur production en parlant d'un mélange de carbonates et de silice en présence d'une solution de carbonate alcalin. Il exprimait aussi l'idée que les silicates d'alumine dans les roches sédimentaires peuvent se combiner avec des silicates alcalins pour former du feldspath et du mica.

Il ne sembla pas aux géologues que ces expériences, pour si intéressantes qu'elles fussent, pussent avoir une portée, au point de vue de la nature. Les conceptions de Bischof, Mohr, St. Hunt, ne furent pas admises finalement, et la science chercha et cherche encore, dans l'éruption de magmas de composition différente, la raison de la genèse des roches silicatées cristallisées massives, que nous avons examinées.

Si nous revenons à la théorie que nous avons exposée, elle nous permet de nous rendre compte de quelques faits d'une grande importance. Et tout d'abord voici ce que Poulet Scrope remarque à propos de l'âge des roches volcaniques (*The geology and extinct volcanos of Central France*, 2^e édition, 1858). « Il n'est pas contestable, d'après l'ordre bien net de superposition, que beaucoup de basaltes sont aussi anciens que beaucoup de trachytes et, d'un autre côté, beaucoup de trachytes, par exemple les puy domitiques, sont associés avec les cônes les plus récents de scories et les coulées de laves, de telle sorte qu'ils doivent être considérés comme étant de même âge. Nous devons ajouter que l'on voit souvent les trachytes les mieux définis passer aux phonolites, et ceux-ci ensuite aux basaltes. Quelques-unes des laves les plus récentes des monts Dôme, comme celles de la Nugère et de Volvic, sont, en effet, presque complètement composées de feldspath et diffèrent peu, en supposant qu'elles diffèrent, de beaucoup de coulées de trachytes du mont Dore. Tout ce que l'on peut dire sur ce point c'est que, généralement parlant, l'éruption des trachytes a précédé celle des basaltes, mais il n'y a pas lieu de douter que, sur plusieurs points, il y a eu des émissions alternées des

deux sortes de laves, et cela s'accorde avec ce qui a été bien observé dans d'autres régions volcaniques, où la règle générale semble être que les trachytes se sont produits les premiers, bien que les exceptions soient nombreuses. »

Ruelle a, dans un beau mémoire parfaitement vécu, à la suite des travaux de percement du dôme trachytique du Lioran (Cantal) et auquel nous renvoyons : *Description géognostique du souterrain de la montagne du Lioran* (Bul. Soc. geol. de France, 1843), montré l'enchevêtrement complet « de conglomérats très variés, coupés par une multitude de filons de trachyte ou de phonolite et par de petits filons d'obsidienne et même de basalte. » Il ajoute : « Quelques conglomérats se lient d'une manière si intime aux filons et les rapports entre ces deux roches deviennent si nombreux qu'on ne saurait s'empêcher d'admettre le passage des uns aux autres, de même que celui de certains dykes aux trachytes en masse. »

Ces quelques citations suffiront pour montrer que ces roches sont des produits de modification, de métasomatization d'une même roche et non des espèces bien individualisées provenant d'un même magma. Comment ce magma aurait-il pu donner en même temps des roches aussi différentes, au point de vue chimique et au point de vue minéralogique, que le sont les basaltes et les variétés acides, telles que les trachytes et les liparites ?

On comprend au contraire très facilement, d'après la thèse que nous soutenons, qu'on puisse trouver ces roches associées, enchevêtrées pour ainsi dire, les unes dans les autres, les plus basiques à côté des plus acides, puisque celles-ci ne sont que le produit de la métasomatization des premières sous l'action des eaux qui circulent dans les profondeurs du sol.

Si nous nous reportons à des époques antérieures de la formation du globe, nous voyons les mêmes roches, les diabases, par exemple, réapparaître dans des couches d'âge bien différent. Les géologues ont cherché vainement à expliquer cette *réurrence* en partant des idées plutoniennes. Les considérations que nous avons développées longuement rendent compte très facilement de ce phénomène. Les diabases en question résultent de la diagénèse d'une roche glauconieuse. Or la glauconie se forme dans les mers depuis les périodes les plus reculées. Il n'est pas extraordinaire alors qu'on puisse les observer à des niveaux géologiques différents. Ce que nous disons des diabases

qui constituent la roche initiale s'applique également, et on le comprend facilement, à toutes les roches neutres ou acides qui résultent des premières par métasomatation.

Le mode de genèse des roches par le processus que nous avons indiqué allant complètement à l'encontre des idées actuelles, nous ne craignons pas d'y revenir encore, de façon à lever les objections que ce système pourrait soulever. Nos remarques porteront seulement sur les basaltes, qui forment pour ainsi dire la base de notre édifice et dont toutes les autres, neutres ou acides, procèdent par une simple action chimique.

Si le basalte provient de la consolidation de la glauconie, qui est une roche sédimentaire, on peut s'étonner de ne pas y trouver de fossiles soit animaux, soit végétaux. Or cet étonnement cesse quand, en étudiant la glauconie, ou le greensand qui en provient, on constate que les fossiles y sont très rares et que l'on n'y trouve guère que des *bois silicifiés*. A quoi tient cette absence de fossiles? Résulte-t-elle de ce que le milieu ne se prêtait pas à la vie d'animaux d'organisation élevée, ou ne provient-elle pas plutôt de ce que les fossiles ont été dissous par les eaux, vu la grande perméabilité de la masse? Quoi qu'il en soit, les dépôts glauconieux ne présentent guère que des végétaux fossiles.

Ces bois silicifiés ou bitumineux, nous allons les retrouver, comme nous devons nous y attendre, dans les basaltes, ainsi que cela résulte de l'analyse des mémoires suivants.

Nöggerath [*Das Vorkommen des Basaltes mit verkieselten... bei Siegen* (*Karsten Archiv*, t. XL, 1840, et *An. des mines*, t. XVIII, 1840)] dit que le basalte, dans cette région, repose sur la grauwacke et débute par un conglomérat basaltique se présentant presque toujours sous forme de fragments basaltiques, anguleux et arrondis et souvent agglomérés par une masse basaltique. « Ce conglomérat renferme des bois bitumineux en très grande abondance et des *bois silicifiés*. Ceux-ci sont beaucoup plus longs (jusqu'à 15 pieds) que les précédents. Ces bois silicifiés sont, pour la plupart, dans une position verticale ou tout au moins très inclinée. »

L'auteur dit que nulle part il n'a trouvé dans le conglomérat de grauwacke et de schiste argileux. (Le schiste argileux alternait avec la grauwacke.)

Il compare ce gisement à celui du Volsberg près de Bonn, où l'on trouve également des bois fossiles dans le conglomérat (ici les tiges ne sont pas exclusivement verticales). Le conglomérat présente de plus des fragments ellipsoïdaux d'argile qui forment, pour la plupart, avec l'eau, une pâte plastique ⁽¹⁾.

Nöggerath rappelle enfin que, dans un tuf basaltique de la contrée de Schlackenwerth en Bohême, Haidinger et G. v. Sternberg ont trouvé une grande quantité de troncs d'arbres de 2 à 7 pouces de diamètre en partie debout et cite de nombreux cas analogues près d'Anneberg, d'après Naumann...

Les bois silicifiés, au contact de tufs basaltiques, ont été signalés par de nombreux auteurs. C'est ainsi que le D^r Spry (*As. Soc. Beng. J.*, t. II) rapporte avoir trouvé des troncs de palmier silicifiés dans les couches intertrappéennes du Deccan que nous avons examinées plus haut, sur une aire de plusieurs milles carrés. Des constatations analogues ont été faites sur d'autres points (T. Oldham, *Palæontologia Indica*, sér. 2, t. I). Les bois ont été silicifiés non par de l'opale, mais par du quartz. Ils sont tellement durs que les naturels s'en servent pour obtenir du feu par le choc de l'acier. La silice qui a modifié à ce point les végétaux en venant se substituer à la matière organique provient indirectement, d'après nous, de la décomposition du basalte qui surmonte les couches en question.

Si la faune fossile est rare dans les basaltes, comme nous l'avons dit plus haut, elle ne fait pourtant pas complètement défaut. C'est ainsi que dans l'ouvrage que le D^r Andreas a écrit pour réfuter les vues de v. Leonhard (*Geschichte der Urwelt mit bes. Berücksich.*, 1845), nous voyons décrits de nombreux fossiles dans les conglomérats basaltiques des Alpes Lombardes, ainsi que dans ceux de Militello en Sicile. Bronn n'y a pas distingué moins de trente espèces. Ces fossiles sont bien conservés, ce qui, d'après l'auteur, semble devoir faire écarter une origine ignée.

Le D^r Landgrebe [*Ueber ein im Basalt-Congl...* (*N. Jahr. f. Min.*, 1840)], après avoir rappelé que les fossiles tertiaires se rencontrent en grand nombre dans les conglomérats basaltiques du

⁽¹⁾ F. Seilheim [*Matériaux pour la connaissance des basaltes (Archives néerlandaises, t. V, 1870)*] signale également la présence de boules argileuses dans des prismes de basalte qui provenaient de Lenz sur le Rhin et qui avaient présenté des phénomènes d'éclatement. Après examen il arrive à cette conclusion que cette argile ne pouvait pas être considérée comme un produit de décomposition du basalte, car la roche était parfaitement intacte et inaltérée.

Vicentin, qui alternent *jusqu'à douze fois* avec des couches de calcaire riches en fossiles, décrit des conglomérats basaltiques interstratifiés entre les assises des grès bigarrés du trias et du basalte prismé et renfermant des débris de fossiles, notamment de *Pectunculus*.

Si le basalte résulte, comme nous avons cherché à l'établir, de la consolidation de la glauconie ou de grès glauconieux, on doit s'attendre à retrouver dans les basaltes des parties de ces grès qui, pour un motif quelconque, auront échappé à la transformation. Nous sommes à ce sujet redevables à Nöggerath (*mém. cité*) d'une indication précieuse. Cet auteur rapporte que dans les basaltes du Hoher Seelbachskopf qu'il a examinés, on rencontre quelquefois d'assez grands fragments d'une roche siliceuse étrangère, d'une couleur blanc jaunâtre, dont la nature tient de celle d'un grès. Il pense que ce sont des fragments de grès de la formation des lignites situés au-dessous, qui auraient été entraînés par le basalte lors de son éruption.

Van Hoff [*Sur quelques montagnes basaltiques de Hesse et de Thuringe (An. des mines, t. II)*] rapporte qu'à la Blaue Kuppe, montagne formée de grès rougeâtres ou jaunâtres en couches horizontales, on voit, à l'intérieur de la masse basaltique qui les surmonte, des restes de couches de grès *disposées horizontalement*. A la Stoffels Kuppe, qui a été décrite par Danz, on constate également la présence de fragments de grès dans le basalte.

Toutes ces observations semblent bien plaider en faveur des idées que nous avons exposées et d'après lesquelles le basalte résulterait de la diagénèse de couches de sables glauconieux.

Application à la France des principes précédents. — Nous allons, pour finir, examiner rapidement, en nous basant sur les considérations précédentes, les circonstances dans lesquelles les roches dites « éruptives » du centre de la France se sont formées et modifiées sous l'influence de causes chimiques et mécaniques.

Ces roches ont fait l'objet d'études nombreuses, en particulier de la part de Guettard, Desmarests, Dolomieu, de Montlosier, Lecoq, Bouillet, L. de Buch, Poulet-Scrope, Ch. Lyell, sir R. Murchison, von Lasaulx, Rames, Aymard et plus récemment Michel-Lévy, Lacroix, Boule, Glangeaud, pour ne citer que les auteurs principaux. Bien que l'ouvrage de P. Scrope, dont il a été fait mention plus haut, soit déjà assez ancien, puisque la première édition remonte à 1826, il

semble cependant que ce soit toujours à lui que l'on doive se reporter, parce que ce savant géologue a su présenter d'une façon très claire et très simple l'ensemble de la question.

Si l'on examine la carte de cette région de la France, qui accompagne ce remarquable ouvrage, on distingue, à première vue, trois centres importants, en apparence distincts, qui sont le massif de l'Auvergne avec la chaîne des puy ou monts Dôme, le Cantal avec le plomb du Cantal, et enfin le Velay et le Vivarais, qui semblent constituer une même région. Un examen plus attentif montre cependant qu'il existe entre ces trois centres de nombreux traits d'union, se présentant sous la forme de chapeaux basaltiques surmontant les sommets et que l'érosion a respectés, de façon qu'on a là un vaste ensemble jadis continu, qui, s'il n'atteignait pas Montpellier dans le sud, s'étendait certainement assez haut dans le nord, comme on le voit, par exemple, par les pointements basaltiques des environs de Vichy.

Les basaltes qui constituent le point de départ de cette formation se sont déposés, pendant le miocène, sous la forme de glauconie, dans les eaux qui recouvraient cette partie de la France. La plupart des auteurs s'accordent bien pour voir, dans les couches qui sont à la base, des dépôts d'eau douce ou tout au plus saumâtre. P. Scrope est de ce nombre, et leur donne le nom de formation d'eau douce (*freshwater formation*). Cette manière de voir n'est pourtant pas partagée par P. Gautier qui, à propos d'une Randannite trouvée dans ces terrains, déclare qu'elles sont marines (*C. R. Ac. des Sc.*, 1893). Quoiqu'il en soit, les couches de basalte qui les surmontent sont franchement miocènes. Nous les voyons en effet reposer sur le calcaire à phryganes de même que, plus au nord, dans les environs de Vichy, elles surmontent le calcaire à helix du Vernet que les géologues rapportent bien au miocène.

Il en est de même pour les roches basaltiques du Cantal, d'après P. Scrope. Glangeaud, si bien renseigné sur tout ce qui regarde les volcans du centre de la France, reconnaît également pour le Cantal que le début de la formation date du miocène supérieur.

Si nous passons maintenant au troisième centre, qui comprend le Velay et le Vivarais, nous voyons toujours, d'après P. Scrope, qu'en ce qui concerne le Velay, les couches sous-jacentes au basalte sont les mêmes que pour la Limagne.

Toute cette grande formation débute donc à une même époque, qui

est celle du miocène (1). Telle est sa limite inférieure. Quant à sa limite supérieure, elle ne semble avoir dépassé que de très peu le pliocène, et certainement elle ne s'est pas étendue jusqu'à l'époque actuelle, comme l'ont soutenu quelques géologues.

Il s'est ainsi formé dans la mer un dépôt puissant qui a été exondé postérieurement et qui a donné, par suite de modifications chimiques, dont nous avons décrit le processus, naissance à des roches telles que phonolites et trachytes... avec leurs tufs.

Nous retrouvons là un état de choses analogue à celui que nous avons analysé pour les dépôts qui se sont formés au nord de l'Angleterre, ce qui nous dispensera d'entrer dans de plus grands détails.

Cette formation une fois exondée ne s'est pas maintenue telle qu'elle s'était produite. Les agents extérieurs, après avoir fait disparaître les couches du pliocène qui la recouvraient vraisemblablement, ont donné à la formation basaltique plus ou moins métasomatisée, les formes que nous observons aujourd'hui, formes qui, nous ne saurions trop le répéter, *ne sont plus les formes initiales*, comme semblent portés à l'admettre de nombreux géologues. Pour nous résumer, nous avons actuellement sous les yeux comme une vaste ruine que l'eau et l'atmosphère ont travaillée, sculptée, modelée, imprimant à chacune des roches qui la composent des formes en rapport avec le mode d'arrangement et de disposition de ses éléments minéralogiques. C'est ainsi par exemple, qu'alors que les couches compactes de basaltes se présentent sous la forme d'immenses tables plus ou moins horizontales, les trachytes tendent à prendre celle de cônes ou de dômes (*bell* ou *sugar-loaf* des Anglais), de même que les granites avec lesquels ils offrent tant d'analogie, tandis que les tufs meubles se présentent comme des cônes plus ou moins réguliers.

Nous donnons à l'appui de ces considérations les remarques par lesquelles Ruelle termine le beau mémoire que nous avons déjà cité. « Les nombreux exemples que l'on trouve partout des dégradations opérées dans un temps plus ou moins long par la seule puissance des agents atmosphériques ordinaires nous conduisent donc à conclure que, rétablissant par la pensée le massif du Cantal dans sa hauteur

(1) La puissante formation basaltique qui s'étend du nord de l'Écosse au Groenland est également miocène, d'après J. Geikie. Il semble en être de même pour celle du nord-ouest des États-Unis que nous avons décrite, d'après A. Geikie et Le Conte. Nous reconnaitrions le même fait sur beaucoup d'autres points du globe. On voit par là quelle a été l'importance des dépôts de glauconie dans les mers de cette époque.

primitive avec les saillies et les dépressions formées par les diverses accumulations de laves, et laissant agir sur les faces inégales de ce cône isolé les agents extérieurs si actifs dans cet âpre climat, avec le temps qu'emploie la nature à détruire comme à édifier la plupart de ses œuvres, les effets produits sur ces masses incohérentes ou si promptement décomposées seraient tels qu'ils s'offrent à nos yeux, sans qu'il fût nécessaire de les attribuer à des causes plus subites, mais non plus puissantes de dégradation, ou de supposer que de étroites crevasses de déchirement ont pu seules être l'origine de ces vallées, dont les eaux auraient cependant depuis centuplé les dimensions. »

L'auteur ajoute ces idées philosophiques. « Disons, en terminant, que la plus grande mesure du temps, qui est infini, étant pour nous celle de la vie humaine, l'imagination impuissante à concevoir une action qui exigea l'accumulation des siècles, invoque à son aide les moyens brusques et violents, bien plus en rapport avec l'impuissance naturelle à l'homme, toujours forcé de se hâter dans ses œuvres, pour ne pas les laisser inachevées. »

Les considérations que nous avons développées plus haut montrent que ce ne sont pas des phénomènes volcaniques qui ont donné naissance aux roches en question. Et cependant les puys à cratère que porte le plateau du Puy de Dôme semblent bien offrir un véritable appareil volcanique, et c'est ce qu'admettent d'ailleurs la plupart des géologues. Parmi ces puys nous citerons ceux à un seul cratère (Jumes, la Coquille, la Rodde...), ou à deux cratères emboîtés, concentriques ou excentriques (de Côme, de Pariou...).

Or, si on examine ces puys attentivement, on est frappé par la double particularité suivante. D'une part, ils offrent à peu près tous la même hauteur au-dessus du plateau, hauteur d'ailleurs assez faible, voisine de 50 mètres; de l'autre ils sont constitués sur toute leur hauteur, par des matériaux meubles tels que scories, cendres... Si ces puys étaient de véritables cratères, il semble qu'ils devraient présenter une hauteur variable, mais ils devraient surtout offrir des alternances de couches inclinées de laves solides et de matériaux meubles, comme on le voit dans les volcans de l'époque actuelle. Pour ce double motif nous ne saurions leur reconnaître le caractère de véritables volcans. Ne voit-on pas d'ailleurs qu'en raisonnant ainsi, on est conduit à leur attribuer une origine relativement récente, alors que c'est le contraire qui est exact ?

Voici comment on peut se faire, d'après nous, une idée de la manière

dont ils se sont produits. Nous avons vu que les formations basaltiques se composent d'une alternance de couches de basalte compact et de scories ou cendres plus ou moins meubles. Nous ne reviendrons pas sur cette disposition, que nous croyons avoir décrite assez longuement en ce qui concerne les trapps du Deccan et du Nord de l'Europe. (1). Nous avons cependant, pour nous faire mieux comprendre, à présenter quelques remarques relativement à la composition chimique de ces matériaux meubles. Voici tout d'abord ce que dit P. Scrope, à ce propos, pour le mont Gergovie.

« Nous avons ici la preuve incontestable que les éruptions de lave basaltique et de scories se sont produites dans le lac d'eau douce de la Limagne ou sur ses bords, longtemps avant qu'il ait cessé de déposer des sédiments, puisqu'on trouve une épaisseur de plusieurs centaines de pieds de couches sédimentaires en recouvrant d'autres, qui contiennent de nombreux fragments ayant un caractère volcanique. On peut voir dans le mont Gergovie une semblable alternance de lits de calcaire et de marne avec d'autres, qui contiennent de nombreux fragments de substances volcaniques si abondants quelquefois qu'ils forment la plus grande masse de la roche et lui donnent le caractère d'un pépérino. Cette colline est recouverte par un énorme plateau de basalte et une autre couche assez épaisse de cette même roche affleure, sur les flancs du mont, une centaine de mètres plus bas. L'intervalle compris entre les deux couches est presque complètement formé de couches horizontales d'un pépérino calcaire... Sur d'autres points de ce bassin lacustre, on trouve des masses d'un pépérino calcaire dans lequel la stratification disparaît complètement.

(1) C. Darwin (*Observations géologiques sur les îles volcaniques*) a eu l'occasion, au cours de son voyage d'exploration à bord du *Beagle*, d'observer de nombreux phénomènes de ce genre. « Sur les bords du Great River (île Maurice), on peut voir une coupe d'environ 500 pieds de hauteur, qui met à découvert de nombreuses nappes minces de lave basaltique séparées les unes des autres par des lits de scories. »

De même à Sainte-Hélène : « Les coulées de lave (basaltique) sont séparées les unes des autres par des cendres ou par un tuf salifère friable d'un rouge vif, offrant des lignes superposées comme celles que provoque la sédimentation et qui présente quelquefois une structure concrétionnée mal définie. » Plus loin, pour la même île, nous lisons : « Les nappes successives de basalte sont intimement unies entre elles ou séparées les unes des autres par des bancs de roches scoriacées ou de tuf laminaire renfermant souvent des fragments nettement arrondis. » Pour l'île James de l'archipel des Galapagos, l'éminent naturaliste signale, dans une coupe, l'alternance de neuf coulées minces de lave distinctes et de couches minces, dont l'épaisseur peut atteindre 2 pieds, constituées par des scories en fragments incohérents ! « Avant d'avoir vu cette coupe, je n'aurais pas cru possible que la lave pût se répandre en nappes aussi uniformément minces, sur une surface qui est loin d'être unie. »

Tout est confusion, la roche passant par des transitions nombreuses et graduées d'un calcaire imprégné de matériaux volcaniques à un pépérino calcaire, c'est-à-dire, à un conglomérat composé de basalte fragmentaire et de scories, cimenté par du spath calcaire et finalement à un basalte compact. »

Nous voyons, par cette description, que les couches de scories, cendres, désignées quelquefois sous le nom de pépérino, sont assez riches en carbonate de chaux.

Si nous revenons à notre sujet, après cette longue digression, nous pouvons maintenant nous figurer les puy cratériformes en question comme produits par voie d'érosion dans une couche de pépérino comprise entre deux couches de basalte compact. L'épaisseur constante, relativement faible de cette couche nous explique bien que ces puy aient tous à *peu près la même hauteur et que celle-ci soit, de plus, peu importante.*

Ces puy présentent, sur leur pourtour, une pente qui dépend de la nature des matériaux qui les constituent et qu'on estime habituellement à 15° à 30° dans le cas de cendres volcaniques. Ils offrent, pour la même raison, à l'intérieur, un cône qui est disposé en sens inverse du premier. Celui-ci résulte, ainsi qu'on le comprend facilement par ce que nous avons dit plus haut, du vide que des eaux chargées plus ou moins d'acide carbonique déterminent dans la masse des matériaux meubles. Nous avons ainsi finalement, par suite d'un processus très simple, l'appareil que les Anglais désignent sous le nom de *cup and cone* ⁽¹⁾.

(1) Ces formes se rencontrent sur beaucoup d'autres points du globe. Sans parler de l'Eifel, nous citerons, par exemple, d'après R. Baron (*Quart. J. of the geol. Soc. Lond.*, 1889) la formation basaltique de Madagascar dans la région Mandridano et Betafo, où il n'y a pas actuellement de volcans en activité. On y remarque de nombreux cônes de scories cratériformes, dont la hauteur ne dépasse pas 300 mètres et qui sont superposés à une coulée de basalte. Ces cônes accompagnent des roches andésitiques, trachytiques et basaltiques avec leurs tufs et conglomérats. Les trachytes présentent la forme en dôme qui leur est particulière. L'auteur pense que ces volcans sont récents, peut-être même historiques, étant donné leur parfait état de conservation. Nous retrouvons là, comme on le voit, les mêmes particularités et aussi les mêmes idées exprimées que pour l'Auvergne.

C. Darwin (*op. cit.*) rapporte de nombreux exemples du même genre. Voici notamment ce qu'il dit pour l'île Chatham de l'archipel des Galapagos : « Les petits cratères basaltiques, dont l'extrémité de cette île est en quelque sorte criblée, consistent en une simple accumulation conique de scories luisantes, noires et rouges, partiellement cimentées ou plus rarement en un cercle formé de ces mêmes scories. Leur diamètre varie de 30 à 150 yards (27 à 133 mètres), et ils s'élèvent d'environ 50 à 100 pieds au-dessus du niveau de la plaine environnante. Du haut d'une petite éminence, je comptai

La disposition régulière, que nous venons d'examiner, est l'exception et l'on rencontre souvent des monticules incomplets, *égueulés*, suivant l'expression des géologues, tels que ceux de la Vache, de la Louchadière...

Ces cônes à cratères reposent, comme nous l'avons vu, sur une couche d'un basalte compact *qui est plus ancien qu'eux*, alors que les géologues actuels la considèrent comme étant plus récente, parce que, *d'après eux, elle formerait comme une coulée de lave qui proviendrait des appareils volcaniques en question.*

La raison de cette confusion nous paraît être la suivante. Le plateau des monts Dôme, sur lequel s'étaient déposées les couches marines qui sont devenues les basaltes, ne s'est pas relevé d'un même mouvement, mais est remonté par mouvements successifs, ainsi que le montrent les failles nombreuses que l'on remarque dans les assises de la base de la montagne. C'est ce que l'on voit très nettement, d'ailleurs, sur la planche n° XVII de l'ouvrage de P. Scrope, intitulée : *Profiles of the principal heights near Clermont*. La coupe à travers les volcans de Charade, Gravenoire et Beaumont de l'ouvrage de Glangeaud (*Les Volcans d'Auvergne*, 1910) n'est pas moins probante. Ce dernier auteur y joint les remarques suivantes :

« Le refroidissement va en effet relever de plus en plus les bords des dépressions comme la Limagne et enfoncer les centres (refoulements horizontaux suivis de tassements). Cet effet dynamique qui avait une direction générale est-ouest eut comme effet de découper les couches terrestres en de longues bandes nord-sud, séparées par des failles dénivelées progressivement vers le centre du bassin sous la forme de gigantesques marches d'escalier. Le sous-sol de la Limagne, le Forez et le soubassement des puys, la grande dépression houillère, celles de la Sioule, de la Loire, etc., prirent part à *ce mouvement d'ensemble*, qui continuait à transformer, à rajeunir le relief du Massif Central. »

Il résulte de la forme de ces mouvements orogéniques que la couche de basalte compact, qui est sous-jacente aux cônes à cratère, a pris, sur les flancs du plateau, une disposition en échelons, puis finalement,

soixante de ces cratères. On constate qu'un certain nombre de ces cratères ont émis de petites coulées de lave basaltique noire contenant de l'olivine et beaucoup de feldspath vitreux. En plusieurs endroits de cette région et principalement à la base des petits cratères, *s'ouvrent des puits circulaires à parois verticales, profonds de 20 à 40 pieds.* »

sous l'action de l'érosion, qui a supprimé les arêtes des marches, celle d'une sorte de coulée qui s'avance jusque dans la plaine de la Limagne. Mais tout cela n'est qu'apparent, et si on restitue par la pensée l'état des choses primitives, on retombe sur une couche de basalte compact sur laquelle repose la couche de scories et lapilli, dans laquelle les agents atmosphériques ont sculpté et modelé les cônes à cratère.

On observe en quelques points de la formation basaltique des lacs tels que ceux de Tazanat, Pavin..., que les géologues considèrent habituellement comme résultant de phénomènes d'explosion. Voici par exemple ce que dit Glangeaud (*op. cit.*) à ce sujet :

« Dans certains cas, la pression dynamique des gaz emprisonnés a fait naître de véritables cratères d'explosion dont les bords sont découpés d'une façon abrupte et à l'emporte-pièce (gour de Tazanat, lac Pavin) (dans le massif du mont Dore). Ces cratères, occupés aujourd'hui par des lacs, rappellent les maars de l'Eifel et certains lacs du Latium (lacs de Nemi et d'Albano). »

P. Scrope (*op. cit.*) donne du premier de ces lacs la description suivante :

« A un mille de distance au nord-est du puy de Chalar, il existe un lac circulaire, appelé le *gour* de *Tazanat*, d'un demi-mille de diamètre environ et de 30 à 40 pieds de profondeur. Le bord est plat sur un quart de la circonférence, il est peu élevé au-dessus de la vallée, dans laquelle le lac se décharge. Partout ailleurs il est environné par un croissant de granite très incliné s'élevant à environ 200 pieds au-dessus du niveau de l'eau et parsemé (*sprinkled*) de scories et de pouzzolanes. Ces fragments sont tout ce qui indique l'origine volcanique de ce bassin en forme de golfe, mais ils suffisent pour cela. On n'aperçoit ni coulée de lave, ni blocs d'une forme quelconque.

« Les roches, qui l'entourent, portent la trace d'un désordre considérable. Elles consistent en deux variétés de granites...

« Cette variété curieuse de cratère, qui est plutôt rare en Auvergne, ressemble à quelques-unes des plus grandes et des plus remarquables maars de l'Eifel (notamment de Meerfeld), avec cette seule différence que le premier a été percé par des explosions volcaniques à travers le granite, tandis que la dernière a traversé les couches superficielles de la grauwacke et des grès secondaires.

« Il est assez difficile de rendre compte des caractères particuliers qui différencient de semblables cratères des orifices volcaniques que

nous avons décrits, notamment de leur grande largeur, de l'absence totale de coulée de lave, et de la très petite quantité de scories rejetées qui les entourent. »

L'auteur ajoute plus loin en parlant des lacs Pavin et Montcineyre :

« Ces cônes, appelés Montchal et Montcineyre, présentent une particularité très remarquable. Il existe pour chacun d'eux, à leur pied, un creux profond, large et presque circulaire dont le fond est recouvert par de l'eau. Ils portent les noms de lacs Pavin et Montcineyre. Les deux sont bordés par des couches d'un ancien basalte à parois presque perpendiculaires. Leur position indique qu'ils sont contemporains de l'éruption des cônes voisins, et il semble probable que, de même que le gour de Tazanat déjà décrit parmi les monts Dôme, ils doivent leur formation à quelque explosion rapide et violente.

« Dans la même région il y a plusieurs autres cônes de scories moins importants, et quatre cratères-lacs nommés Chauvet, Beurdouze, Champédaze et la Godevelle, qui ont probablement la même origine et datent de la même époque récente d'activité volcanique. »

Nous avons vu plus haut que Darwin, à propos de l'île Chatham, a remarqué qu'à la base des petits cônes de scories s'ouvrent des puits circulaires à parois verticales, profonds de 20 à 40 pieds. A. C. Peale (*Elev. an. Rep. of the U. S. geol. and geog. Survey of the ter. embracing Idaho and Wyom. for the year 1877*, Wash., 1879) a cité des faits analogues. « En ce même endroit (la cascade de Bear), il y a deux cratères dont les contours sont très réguliers. L'un d'eux est presque circulaire et est constitué par des scories basaltiques rouges, ressemblant à celles des cratères déjà décrits sur le Blackfoot. Près des cratères, le basalte (qui est sous-jacent à la couche de scories) présente de nombreuses fissures et des cavités dont quelques-unes ont de 50 à 60 pieds de profondeur⁽¹⁾. ».

De pareilles cavités ne peuvent résulter, on le comprend facilement, que d'un affaissement déterminé par les eaux de surface qui se sont infiltrées dans la roche et en ont agrandi les fissures, les joints et les lits. Elles sont ainsi comme des embryons de cratère-lac et nous permettent de suivre le phénomène depuis son origine jusqu'à son état final. La description suivante, que nous empruntons encore à l'ouvrage de Darwin, concorde d'ailleurs avec cette manière de voir. Elle concerne l'île James de l'archipel Galapagos. « A un mille environ au sud

(1) On peut se demander si de pareils phénomènes d'affaissement n'auraient pas contribué à la formation de cratères des puy à cratères.

de Banks Cove, on rencontre un beau cratère elliptique, profond de 500 pieds à peu près et de $3/4$ de mille de diamètre. Son fond est occupé par un lac d'eau salée, d'où s'élèvent quelques petites éminences cratériformes de tuf... Les couches de tuf plongent régulièrement dans toutes les directions, sous des angles variant de 25 à 30°, d'après nos mesures...

« Dans l'intérieur de ce même cratère, des strates de tuf grossier formées principalement de fragments de lave viennent butter contre les parois internes, comme un talus qui s'est consolidé. Elles s'élèvent à la hauteur de 100 à 150 pieds au-dessus de la surface du lac salé intérieur ; elles plongent vers le centre du cratère et sont inclinées sous des angles variant de 30 à 36°. Elles paraissent avoir été formées sous les eaux probablement à l'époque où la mer occupait la cavité du cratère. *J'ai constaté avec surprise que l'épaisseur de couches qui offrent une inclinaison aussi forte n'augmentait pas vers leur extrémité inférieure, au moins sur toute la partie de leur longueur que j'ai pu suivre.* » Cette dernière remarque montre bien qu'il ne peut s'agir que d'un phénomène d'affaissement.

Si P. Scrope et nombre de géologues actuels sont portés à voir dans les cratères-lacs des appareils volcaniques produits par explosion, comme les maares de l'Eifel, par contre K. Fuchs (*Les Volcans et les Tremblements de terre*) considère ces dernières comme dues à des phénomènes d'affaissement.

En résumé, nous voyons qu'il s'est formé, vers la fin du miocène et au commencement du pliocène, un puissant dépôt de glauconie qui a été métasomatisé puis exondé postérieurement et a donné par de simples, phénomènes d'érosion, les roches accidentées et variées actuelles.

Comme la modification chimique, la métasomatization qui a fait passer la roche de l'état de basalte à celui de phonolite et de trachyte... ne s'est pas produite *pari passu* dans toute la masse, on ne sera pas surpris de constater un enchevêtrement complet de toutes ces roches. C'est ainsi qu'au milieu des puits à cratère constitués par des scories se dresse, sous forme de dôme (*bell* ou *sugar-loaf* des Anglais), une variété terreuse du trachyte qui est la *domite*. Quelquefois même, comme au puy Chopine, *a perplexing enigma for the geologists*, comme le surnomme P. Scrope, on trouve la domite associée avec des scories.

La couche de basalte sous-jacente à la couche de scories qui a donné, par voie d'érosion les cônes à cratère, présente sur certains points des

cratères-lacs qui se sont formés par le mécanisme suivant. Les eaux de surface, en s'infiltrant dans une roche très fissurée et souvent prismée, ont déterminé, par des phénomènes de dissolution, l'effondrement de la couche. Quand les cavités ainsi produites sont assez profondes, on aperçoit alors, au fond, la nappe d'eau souterraine qui apparaît plus loin, sous la forme de belles sources, comme à Royat, sur les flancs du plateau.

Ces considérations rationnelles, bien conformes aux faits observés, montrent que *l'expression de laves basaltiques, appliquée à de pareilles roches, est absolument impropre, puisqu'elles ne résultent pas de coulées, et qu'on doit simplement les désigner sous le nom de basaltes.*

CHAPITRE VIII

SCHISTES CRISTALLINS

Nous avons réservé, pour un chapitre spécial, les schistes cristallins parce que, s'ils se rattachent aux roches cristallisées massives par la nature de leurs éléments minéralogiques et par leur structure, ils semblent bien, de par les conditions de leur gisement, devoir être considérés comme des roches sédimentaires. Ils franchissent d'ailleurs toute la gamme des roches depuis les gneiss jusqu'aux schistes argileux (*Thonschiefer* des Allemands) qui passent aux couches nettement neptuniennes. On se rendra mieux compte de cette gradation par le tableau suivant tiré de l'ouvrage de Roth :

Gneiss, schistes micacés, phyllades (*Phyllit*) et gneiss à phyllades, schistes quartzeux comprenant les schistes à graphite et les schistes à mica ferrugineux, amphibolite et schistes à hornblende, schistes à actinote, gneiss à hornblende, zobténite, schistes à augite, halleflinta, granulite (*Weisstein*), éclogite, roches à olivine, roches à grenat, couches de minerais de fer magnétique, calcaire, et dolomie, serpentine, schistes talqueux et pierre ollaire (*Topfstein*), schistes chloriteux.

On voit quelle est l'infinie variété de ces roches, puisque l'auteur y comprend même les calcaires et dolomies sous la forme de roches massives et non de produits de sécrétion. La description, que donne Rosenbusch (*op. cit.*), n'est pas moins complète, ainsi que nous le montrerons plus loin.

Dr W. Bruhns (*op. cit.*) traduit de la façon suivante l'embaras dans lequel se trouvent les géologues pour interpréter de pareils faits :

« Jusqu'à présent il n'a pas été possible d'indiquer d'une façon nette la nature de la roche originelle. Nous ne saurions de plus nous représenter actuellement la nature et le mode des forces qui ont pu

produire de pareilles modifications. Nous n'ignorons pas que, par le métamorphisme de contact des roches plutoniennes, des sédiments clastiques peuvent devenir cristallins, et nous savons aussi que, dans les régions qui ont subi des dérangements intenses (par des plissements...) on rencontre des roches qui offrent beaucoup d'analogie avec nos schistes cristallins, mais sans compter que, dans le métamorphisme de contact et dans le métamorphisme dynamique, nous connaissons seulement le résultat final, mais non le mode d'action, ni l'un ni l'autre ne suffit pour donner une explication pleinement satisfaisante pour la formation des schistes cristallins. Un examen plus complet de cette difficile question nous entraînerait trop loin. Il est très vraisemblable que des forces différentes ont coopéré et il est possible que le même résultat ait pu être produit, en des régions différentes, par des moyens différents. Ce que nous devons dire cependant, c'est que nous ne voyons pas actuellement quelle peut être la solution du problème. »

Avant de chercher à appliquer à cette difficile question la méthode que nous avons suivie pour les roches cristallisées massives, nous allons tout d'abord donner une description succincte de ces roches, en suivant, autant que possible, l'ordre de l'acidité décroissante.

Si nous nous reportons à l'ouvrage de Rosenbusch, nous voyons que les schistes cristallins *ne constituent pas seulement les roches primitives (Grundgebirge) archaïques, azoïques, sous la forme d'un groupe à part et homogène, mais qu'on les rencontre en beaucoup de points où ils impriment un faciès local à des roches sédimentaires plus récentes.* Cette remarque a une importance extrême, parce qu'elle donne lieu d'admettre que ces roches d'époques bien différentes pourraient avoir une origine analogue. Le savant pétrographe allemand va encore plus loin. Il ne regarde pas en effet comme impossible, étant donné que l'on a trouvé, dans ces dernières années, des restes de fossiles dans les schistes cristallins d'un niveau géologique relativement récent, qu'on puisse également en retrouver dans les schistes cristallins du terrain primitif, ce qui enlèverait à cette puissante formation le caractère d'*azoïsme* qu'on lui reconnaît habituellement.

Roches gneissiques. — Rosenbusch donne la définition suivante des gneiss micacés : « Ceux-ci sont, au sens le plus large, des schistes cristallins qui, à l'œil nu, sont constitués par du feldspath et les minéraux du mica comme éléments essentiels, auxquels il faut joindre,

comme éléments accessoires, les composés du fer, l'apatite et le zircon, puis l'hornblende, le grenat, la cordiérite et ses produits de transformation, la sillimanite, la tourmaline, le titanite, l'orthite (espèce d'allanite hydratée), la pyrite, les minéraux du charbon... »

Les composés du fer imprègnent souvent le gneiss sous la forme de bandes ou de zones et forment alors ce que les Allemands appellent *Fahlband*.

On distingue pour les feldspaths, l'orthose, la microperthite, le microcline, la microcline-microperthite, l'oligoclase, l'andésine et l'albite. Le quartz, de couleur grise ou blanche ou encore rouge (par suite de la présence du sesquioxyde de fer), rarement bleue, se présente le plus souvent à l'état grenu.

Le mica se rencontre à l'état de biotite ou de muscovite. Quelquefois on trouve les deux espèces réunies. De là les noms de *gneiss à biotite* et de *gneiss à muscovite* ou de *gneiss à deux micas*. Les pétrographes allemands désignent habituellement, sous le nom de *gneiss gris*, les gneiss à deux micas riches en biotite ou les gneiss à biotite avec quartz et feldspath blanc, et sous le nom de *gneiss rouges*, les gneiss à muscovite avec orthose de couleur blanche ou rouge clair, plagioclase blanc et quartz et mica en faible quantité. L'analyse chimique montre que le premier gneiss est moins riche en quartz que le second.

Si nous revenons aux feldspaths, nous constatons que la quantité des feldspaths sodo-calciques augmente constamment avec celle du mica noir et de l'hornblende, qui accompagne souvent ce minéral jusqu'à ce que ces feldspaths prennent le dessus sur le feldspath potassique. Lorsque les gneiss ne renferment que peu de mica noir, le feldspath sodo-calcique passe souvent au second plan et disparaît presque complètement, ainsi que le montrent les analyses chimiques. Ces remarques, que nous empruntons à Rosenbusch, sont bien conformes à ce que nous avons vu pour les associations de minéraux dans les roches cristallisées massives.

Le grenat se rencontre fréquemment dans les gneiss riches en orthose, le plus souvent sous la forme de grains arrondis; il accompagne alors le feldspath ainsi que la sillimanite, avec lesquels il est comme intriqué. L'analyse montre que c'est généralement de l'almandine. L'association que nous venons d'indiquer a conduit Rosenbusch à le considérer comme un produit secondaire résultant de l'action de

la silice sur la biotite, avec formation d'almandine, d'orthose et de sillimanite.

A côté des gneiss à mica, qui dominent surtout à la base des terrains primitifs, on range d'autres variétés importantes que l'on a désignées d'après le nom de leur élément essentiel. Nous les passerons rapidement en revue.

Les *gneiss à cordiérite*, auxquels Rosenbusch a appliqué l'appellation générale de *Paragneiss*, pour indiquer qu'ils proviennent nettement de sédiments, sont surtout riches en cordiérites et en ses produits de transformation (pinite, aspasiolite...); ils renferment aussi de la sillimanite, du grenat, du spinelle et très souvent du graphite. Le mica noir y est abondamment représenté. La teneur en quartz n'est pas élevée. Nous retrouvons, dans ces associations qu'indique Rosenbusch, les caractères que nous avons donnés pour les roches cristallisées massives.

Les *gneiss à épidote* sont des paragneiss riches en épidote et en mica noir et pauvres en quartz. Ils renferment également du titanite et un peu d'hornblende.

Les *gneiss à chlorite* se rapprochent beaucoup des précédents. Ils sont peu répandus. La chlorite semble pouvoir être rapportée, d'après Roth, au mica noir, à l'hornblende et aussi à l'augite. On comprend, d'après cela, la richesse de cette roche en carbonates de chaux et de magnésie et aussi en magnétite, pendant que l'actinote, qui lui est associée, donne lieu à la formation de talc et par suite indirectement à des *schistes talqueux* et à la *Pierre ollaire*.

Le *gneiss à protogine* diffère des gneiss à biotite en ce que ce minéral est remplacé par un produit talqueux.

Les *gneiss à amphibole* ou à *hornblende* se rapprochent tellement des *amphibolites* que nous n'en ferons qu'une seule espèce. Ces roches renferment, à côté du quartz et du feldspath, l'hornblende comme élément essentiel. Quand le feldspath fait à peu près défaut, la roche est désignée sous le nom de *schiste à hornblende*. Si au contraire c'est le feldspath plagioclase qui domine, on a le *gneiss dioritique*. Enfin, quand le quartz passe à l'état d'élément accessoire et que la roche ne consiste guère qu'en hornblende, on la désigne sous le nom d'*amphibolite*. Roth, dans la description qu'il donne de ces roches, fait remarquer que l'hornblende, sous forme de cristaux allongés, disposés parallèlement et de couleur vert clair, dérive vraisemblablement de l'augite et ajoute cette *remarque importante* :

« Les roches à hornblende, qui se rencontrent dans les gneiss, dans les schistes micacés et dans les schistes argileux, se relie à ces derniers pour tous les stades de passage, de même que par la stratification. Elles sont en relation avec les schistes quartzeux et chloriteux, avec les gneiss à hornblende et à phyllades, la granulite, l'éclogite, la serpentine, la zobténite (schiste à diallage) et se présentent à l'état de lentilles ou de couches qui font saillie, par suite de la destruction des roches environnantes par les agents atmosphériques. Le passage aux schistes chloriteux s'explique très bien par la transformation de l'hornblende en chlorite. »

Les *gneiss à pyroxène*, ou mieux les *schistes à pyroxène*, consistent essentiellement en feldspath, en quartz et augite verte, auxquels il convient de joindre, comme éléments accessoires, la wollastonite, la scapolite, le titanite, le grenat, l'amphibole, l'épidote... Les variétés de cette roche sont les unes riches, les autres pauvres en quartz. Le feldspath varie de l'orthose au plagioclase. Rosenbusch fait remarquer que, lorsque la teneur en silice décroît, l'orthose disparaît et qu'un feldspath plus basique en prend la place. Nous avons signalé des particularités analogues pour les roches cristallisées massives.

Gneiss à conglomérat. — Rosenbusch en donne la description suivante : « On nomme ainsi des gneiss micacés, dans lesquels on trouve des galets en bon état de conservation... Dans ceux de l'Erzgebirge, les galets consistent en quartz, quartzite, gneiss et granite et varient, comme dimensions, d'une noisette à la grosseur du poing. Ils sont souvent nettement séparés de la masse du gneiss et sont revêtus de minces couches de mica, en d'autres points, ils passent au gneiss et sont alors plus ou moins allongés. Une pareille roche porte, d'une façon indiscutable, la *marque d'un dépôt sédimentaire.* »

Si on examine, au point de vue chimique, les roches en question, on voit que, en ce qui concerne les gneiss gris et rouges, leur composition se rapproche beaucoup de celle des granites et des granitites. La teneur en oxyde de titane y est également très élevée. Il semble, par suite, que ces roches aient dû, au début, être constituées par les mêmes éléments, autrement dit, que les gneiss à mica doivent également *provenir d'une glauconie modifiée.*

Pour les autres gneiss qui se rapprochent plutôt des schistes, la relation entre les divers éléments chimiques est plus difficile à voir. Rosenbusch, qui discute cette question assez longuement (*op. cit.*), fait cependant très justement observer qu'on retrouve dans ces roches

« tous les traits caractéristiques de la constitution chimique des phylades et des schistes argileux, à savoir une teneur élevée en alumine, la prédominance de la magnésie sur la chaux, de la potasse sur la soude... »

Les considérations que nous présenterons plus loin sur l'origine de ces roches concordent bien avec les remarques de l'éminent pétrographe allemand.

On range encore dans les schistes cristallins les roches suivantes.

Rosenbusch définit ainsi la *granulite* (*Weisstein* de Werner): « C'est une roche pauvre en mica et riche en grenat, dont la schistosité est très nette, de couleur blanche, gris clair, rouge clair ou jaunâtre et à grain fin. La masse principale consiste en un mélange intime, allotriomorphe, de feldspath et de quartz, contenant des grenats grenus ou cristallisés de couleur rouge claire. On observe, comme minéraux accessoires, de l'apatite, du zircon, des composés de fer et en plus grande quantité de la biotite, de la tourmaline, du rutile, de la sillimanite, des spinelles verts. » Le savant auteur explique en partie ces associations par l'action de la silice sur la biotite, d'où résulterait la formation d'orthose, d'almandine, de spinelle et d'eau. Les paillettes de biotite sont disposées parallèlement et donnent lieu alors à la structure laminaire en feuillets, qui est très accentuée dans la granulite à biotite.

La composition de cette roche rappelle beaucoup celle des roches granitiques acides.

On a distingué des variétés plus basiques de cette roche sous les noms de *granulite à hornblende* et de *granulite à pyroxène*. Cette dernière forme des couches minces, plus rarement des lentilles dans la granulite normale, et semble ainsi se présenter à l'état de concrétions provenant d'un état de métasomatisme antérieure.

On trouve dans le gneiss, la granulite et les schistes micacés, sous forme de couches plus ou moins étendues, une roche, l'*éclogite* qui consiste principalement en augite verte (omphacite) et grenat rouge. Les minéraux accessoires sont l'hornblende, le quartz, la zoisite, la muscovite, le rutile, le feldspath. On constate plus rarement la présence de la bronzite, de l'olivine, de la chlorite.... Quand l'omphacite est remplacée par l'hornblende, on a les *éclogites à amphibole*, de même que, lorsque le grenat devient moins abondant, on a des *roches* ou des *schistes à omphacite*.

L'*hällleftinta* est une sorte de pétrosilex à cassure esquilleuse ou

conchoïdale, qui prend souvent l'aspect zoné par suite de l'alternance de couches claires et foncées. Les minéraux essentiels sont le quartz et le feldspath. On y trouve accidentellement des paillettes de mica et des petits cristaux de zircon et d'apatite. Elle forme des couches étendues dans les gneiss de la Suède. Cette roche a souvent la structure lamellaire et on la désigne alors sous le nom de *gneiss à hällflinta*.

Les *schistes micacés* (*Glimmerschiefer*) sont des roches schisteuses, qui se composent de quartz et mica en proportions très variables. Suivant la nature du mica, on a des *schistes à biotite* ou des *schistes à muscovite*. Nous citerons, comme minéraux accessoires, les feldspaths, le grenat, la tourmaline, l'hornblende, le zircon, la staurolite, l'épidote, le talc, la chlorite, la pyrite... La tourmaline s'y trouve quelquefois en telle abondance qu'elle donne son nom à la roche. Ces schistes sont souvent très riches en produits graphiteux. Sauer, à la suite de son étude de l'ensemble puissant des schistes et gneiss de l'Erzgebirge, les a désignés par le qualificatif de *graphitoïdes*, alors que Inostrazeff les dénommait *Schungites*.

Les *schistes micacés calcaires* sont constitués par le mica, le calcaire grenu et le quartz en proportions variables, avec de l'épidote, du zircon, de l'actinote... comme éléments accessoires. Cette roche, qui a une structure schisteuse très nette, passe aux schistes micacés ou au calcaire grenu.

Roth fait remarquer que l'on trouve *tous les passages parfaitement gradués* aux gneiss d'une part et, de l'autre, aux schistes quartzifères, aux schistes argileux, au calcaire (par l'intermédiaire du schiste micacé calcaire) et aux schistes à hornblende. Il ajoute : « Les schistes micacés, qui peuvent se trouver distribués au milieu des gneiss et des schistes argileux, renferment également souvent des amas stratifiés de gneiss, de schistes quartzifères, de roches à hornblende (roches à glaucophane), d'éclogites, de serpentines, de roches augitiques, de calcaire, de dolomie et de magnétite. »

Les *schistes chloriteux* ou encore en partie les *schistes verts* se composent essentiellement de chlorite, de quartz, de feldspath en moindre quantité. Les minéraux accessoires sont l'actinote ou l'hornblende, le glaucophane, l'épidote, le rutile, le titanite, le feldspath, la tourmaline, le corindon...

La *serpentine* y est assez répandue. La structure est tantôt schisteuse (*schistes serpentineux*), tantôt comme bréchoïde, par suite de la

présence de fragments de chrysotile, de chlorite, de calcaire filamenteux. Les bancs et les plaques de serpentine sont souvent séparés par des couches de talc terreux ou de chlorite.

« Comme la serpentine est partout d'origine secondaire, dit Roth, comme elle résulte de la modification de roches, qui sont riches en silicates pauvres en alumine, elle contient des minéraux plus ou moins modifiés de la roche initiale, parfois des restes de cette dernière, ainsi que des produits d'altération de la serpentine de nouvelle formation.

« A côté des serpentines les plus répandues, serpentines à olivine, et provenant de l'altération de ce minéral, on trouve aussi des serpentines résultant de l'altération de roches à hornblende (trémolite, grammatite, actinote, rarement avec une plus grande teneur en alumine), plus rarement de roches à hornblende pure, ou de roches à diallage ou à pyroxène (pyroxène rhombique ou monocline). Tandis que les serpentines à olivine présentent, sous le microscope, la structure *maillée* (*Maschenstruktur*), les serpentines à hornblende l'ont *fenêtrée*, et celles, qui proviennent d'augites monoclines, ou *serpentines à antigorite*, comme *tricotée* (*gestrichte*)... L'augite (salite) donne naissance, en même temps qu'à l'antigorite, à du talc et à de la chlorite. Ces deux derniers minéraux se trouvent aussi dans les serpentines à hornblende. La formation de la chlorite est due à la faible teneur de l'hornblende et de l'augite en alumine. Les teintes de la serpentine résultent de la présence de la magnétite, des oxydes de fer, de la chlorite. Tantôt on aperçoit encore des restes d'olivine (sous le microscope), tantôt on n'en voit pas traces... Les hornblendes et les augites pauvres en alumine donnent souvent, outre le talc, de la chlorite, la bronzite de la bastite et de la phœstine, et le diallage des produits analogues à la bastite. Le grenat (habituellement le pyrope) présente souvent une enveloppe à structure radiée, de couleur gris brun, que Schrauf a désignée sous le nom de *Kelyphite* et a considérée comme une formation de contact entre l'olivine et le grenat... Lemberg a trouvé les pyropes de la serpentine de Zöblitz le plus souvent complètement transformés en chlorite...

« Le fer chromé associé à la magnétite se rencontre plus fréquemment que la picotite et le fer titané. D'après G. Rose, le platine de l'Oural provient de la serpentine. Comme minéraux accessoires, nous pouvons encore indiquer le mica, le plagioclase (en partie saussuritisé) la staurolite, l'apatite, le mispickel...

« On trouve dans les fissures, les fentes et les cavités de la roche, comme produits secondaires, le chrysotile, la pierolite, la métaxite, la picrosmine, le talc, la chlorite, le mica, l'hornblende, le grossulaire, l'ouwarowite, les carbonates de chaux et de magnésie, la brucite, l'hydrotalcite, le quartz, l'hyalite et l'opale.

« D'après sa formation, la serpentine est liée aux roches à olivine, aux schistes talqueux et chloriteux, à la pierre ollaire, à l'éclogite, aux roches à hornblende, aux granulites, à la zobténite, au calcaire...

« Les serpentines résistent très fortement à l'action des agents atmosphériques, qui les transforment cependant finalement en un mélange d'opale et de carbonates. »

Nous avons tenu à reproduire ce long passage du savant géologue allemand, parce qu'il vient compléter les détails que nous avons donnés au sujet de la métasomatization des roches cristallisées massives. Il montre combien est grande la variété des espèces nouvelles qui peuvent en résulter et permet de se rendre compte ainsi des modifications profondes que subissent les roches abandonnées à la seule action des agents atmosphériques.

Les *phyllades* ou encore les schistes argileux archaïques (*Urthonschiefer*) sont des schistes argileux cristallins à aspect brillant, formés principalement de petits grains de quartz, d'écaillés de mica, de chlorite, de muscovite, de séricite, de quartz, de feldspath, de tourmaline, de rutile, de grenats, comme minéraux principaux. Nous citerons, comme minéraux accessoires, l'andalousite, la staurolite, l'épidote, l'apatite, la pyrite, le graphite et le graphitoïde, les carbonates de chaux et de magnésie.

Les schistes argileux passent aux schistes micacés, aux schistes quartzifères, aux schistes à hornblende, aux schistes chloriteux et aussi aux schistes argileux sédimentaires. Quand les fossiles manquent, la limite entre les deux dernières roches est des plus difficiles à reconnaître.

Si les phyllades se rencontrent surtout au-dessus des roches hautement cristallines du terrain primitif, on les trouve encore cependant également dans les roches sédimentaires normales, partout où celles-ci ont été soumises à un métamorphisme dynamique, comme dans le Cambrien des Ardennes, dans le Silurien de la Norvège, dans les couches précambriennes des Alpes, même dans le Carbonifère (dans le Steiermark), dans le Jura, et cela avec leurs différentes variétés (Rosenbusch).

Schistes quartzifères. — Ces schistes consistent essentiellement en quartz avec mica, muscovite plus fréquemment que biotite. Comme minéraux accessoires, nous avons à citer le graphite, la pyrite de fer, le feldspath, l'hornblende, l'augite, le grenat, l'épidote, la tourmaline, l'apatite, le talc plus fréquemment que la chlorite, l'or.

On trouve tous les passages entre cette roche et le gneiss, notamment les gneiss à muscovite, les schistes à hornblende, talc, chlorite et, à l'autre extrémité de l'échelle, les quartzites dans lesquels les grains de quartz dominant et qui sont nettement sédimentaires.

On peut distinguer deux modes principaux dans la structure des schistes cristallins.

Dans la *structure schisteuse proprement dite* (*schiefrige* des Allemands), les éléments sont disposés parallèlement à une surface plane déterminée. C'est ainsi que, dans les gneiss, des lames minces de mica alternent avec des lames de feldspath ou de quartz. La roche se décompose alors facilement en couches minces qui, elles-mêmes, peuvent se fendre suivant des lamelles encore plus minces.

Dans la *structure ondulée* (*flaserige* des Allemands), les couches minces, au lieu d'être disposées parallèlement, sont ondulées et, aux points où elles s'écartent l'une de l'autre, comprennent des sortes de lentilles de couleur plus claire. C'est ce que l'on observe surtout dans les gneiss, où les lentilles en question sont constituées par du feldspath ou du quartz ou par une association de ces deux minéraux. On dit d'un pareil gneiss qu'il présente une structure à *œil* ou *ocellée*. Les Allemands le désignent sous le nom d'*Augengneiss*. Cette structure est, comme on le conçoit facilement, la conséquence de poussées latérales qui, en déterminant la séparation des couches, produisent de distance en distance des vides que viennent remplir ensuite des produits de ségrégation de la roche, de telle sorte que l'on a finalement comme un chapelet d'éléments filoniens en miniature. Le mémoire d'Ed. Erdmann (*Beskrifning till Kartbladet Askersund*, Stock., 1889) en donne à la page 25 un bel exemple. « La roche (gneiss) consiste essentiellement en orthose rouge, mica noir, oligoclase gris vert et quartz, avec des yeux, en ovale de 15 à 30 millimètres de longueur ou en amande de 30 à 60 millimètres, de feldspath rouge, et quelquefois en rognons de feldspath traversés par des lamelles de quartz et de mica. » Le métamorphisme dynamique, en agissant sur la roche, a

permis au métamorphisme chimique de se produire plus facilement, Rosenbusch fait remarquer d'ailleurs (*op. cit.*) que c'est dans les gneiss ondulés et ocellés que les actions dynamiques se sont produites de la façon la plus nette et la plus frappante.

C. A. Mac-Mahon a présenté (*Quart. J. of the geol. Soc. Lond.*, t. XLV, 1889), sur les modifications qu'ont éprouvées les schistes à hornblende du cap Lizard, quelques considérations intéressantes, dont l'analyse viendra compléter ce que nous venons de dire.

On est surpris, en étudiant ces schistes en lames minces, d'y trouver la malacolite ou augite incolore presque aussi abondamment que le plagioclase. L'hornblende s'y présente comme un produit secondaire, dérivant de l'augite et disposé suivant des zones ou des bandes déterminées. A quelle cause faut-il attribuer cette apparence feuilletée ou zonée? Voici l'explication de l'auteur. La roche aurait été au début une roche homogène que des actions mécaniques auraient modifiée ensuite, en y produisant des plans de glissement. Les eaux chargées d'acide carbonique, en circulant le long de ces surfaces de moindre résistance, y auraient alors déposé les éléments nouveaux provenant d'une transformation de la roche. Nous retrouvons bien dans le processus, tel que l'expose A. Mac-Mahon, la succession du métamorphisme dynamique et du métamorphisme chimique dont il a été question plus haut.

L'auteur ajoute : « La présence de la chlorite, de la calcite, de la limonite, de l'analcime et de l'épidote (laquelle contient habituellement plus de 2 0/0 d'eau) est un argument puissant en faveur de l'idée que nous soutenons, car ces minéraux sont ceux que l'on trouve ordinairement dans les amygdales des laves. Il y a lieu de mentionner également que quelques-unes des fissures minces de cette roche contiennent également de l'hornblende, du plagioclase et du sphène, d'où je conclus que ces différents minéraux peuvent être quelquefois formés par voie humide, comme Bischof l'a indiqué. »

Si nous passons maintenant au mode de formation des schistes cristallins, qui constituent, en grande partie, le terrain primitif, nous voyons qu'ils représenteraient, d'après Roth (*op. cit.*), la couche de consolidation de l'écorce terrestre et qu'ils seraient par suite pluto-niens. Il ne semble pas qu'il ait pu s'en produire à d'autres niveaux géologiques plus récents, et ceux qu'on y aurait observés seraient simplement des portions des premiers qui auraient été plissées, arra-

chées et rejetées. C'est de cette façon que le savant géologue allemand expliquerait les gneiss plus récents de Mobendorf, Mühlberg et Schönau en Saxe et ceux des parties hautes de l'Écosse. L'auteur va encore plus loin et propose, pour les roches en place, l'ordre de succession suivant : gneiss à la base, et schistes micacés et phyllades pour les parties moyennes et supérieures respectivement.

Cette manière de voir est loin d'avoir été admise par tous les géologues et, en 1820, Boué faisait déjà valoir, en faveur du métamorphisme, les arguments suivants : la schistosité qui ne se retrouve dans aucune roche plutonienne, le passage des schistes cristallins aux roches sédimentaires, la présence des calcaires et des dolomies dans ces schistes, la possibilité d'expliquer les phénomènes que présentent ces schistes d'une façon adéquate aux résultats chimiques, physiques et géologiques de l'observation. Plus tard, dans le même esprit que Boué, le savant chimiste et géologue Bischof faisait état de la présence du graphite et de l'acide phosphorique, substances qui dérivent des règnes végétaux et animaux, ainsi que de galets dans les schistes cristallins. De même Mohr signalait l'impossibilité de la coexistence de la silice libre à côté du calcaire à haute température.

Si nous revenons au début de ces études, nous voyons que Studer, en 1826, presque en même temps que Boué, à la suite d'observations faites dans les Alpes, arrivait à cette conclusion que les gneiss et les micaschistes résultent de la transformation de schistes par un processus dont il ne donnait pas d'ailleurs l'explication. D'après Elie de Beaumont, des sédiments d'un âge quelconque peuvent se transformer en schistes cristallins, sans phénomènes de fusion complète. Dana attribuait, dans la transformation des sédiments en schistes cristallins, un rôle important à la transmission de la chaleur par l'eau et à l'action de dissolutions salines. Forchhammer faisait dériver les schistes cristallins de sédiments qui se seraient transformés, sous l'action de vapeurs de soude et de potasse, que les granites éruptifs auraient amenées avec eux. Pour Bischof, il y aurait eu d'abord formation, par un processus hydrochimique, et à la température ordinaire, d'une roche riche en feldspath, roche granitique massive, dont les produits d'érosion auraient finalement donné naissance, dans le fond des mers, aux schistes archaïques. v. Gumbel considérait les schistes cristallins comme les précurseurs de sédiments paléolithiques, formés d'une façon analogue. Enfin St. Hunt admettait que les granites et les schistes cristallins proviennent directement ou indirecte-

ment de la couche de consolidation, roche basique poreuse, de laquelle les eaux profondes, en circulant, auraient dissous les éléments minéralogiques et les auraient déposés à la surface. Les roches basiques postérieures seraient des parties modifiées de la croûte de consolidation transformée de la façon que nous avons indiquée.

Maintenant que nous avons exposé, en nous basant principalement sur l'ouvrage de Roth, en traits concis, avec la clarté que comporte une matière aussi délicate, aussi controversée et, disons-le, souvent aussi imprécise, les principales idées émises jusqu'ici, nous allons chercher à rendre compte de la genèse des roches cristallines par l'application de la méthode qui nous a servi pour les roches cristallisées massives.

Nous avons vu que celles-ci résultent de la diagenèse d'une roche sédimentaire, la glauconie, qui s'est formée à toutes les époques géologiques. Or les études des fonds de mer actuels montrent que cette glauconie peut être associée à des argiles, que les sables verts à peu près purs passent graduellement, d'une part, à des *boues vertes* riches en glauconie, de l'autre à des *boues bleues* qui en sont à peu près exemptes.

Les boues bleues se rencontrent fréquemment en eau profonde, sur le pourtour des continents et dans le voisinage des estuaires, ainsi que dans les mers plus ou moins fermées qui communiquent avec l'Océan.

Collet (*op. cit.*), qui résume les connaissances que nous devons surtout aux explorations du *Challenger*, nous apprend que ces sédiments peuvent contenir jusqu'à 33 0/0 de carbonate de chaux. Sir Murray et Renard (*op. cit.*) indiquent une teneur moyenne de 12,48 0/0. Quelquefois la boue est très homogène, d'autres fois elle est hétérogène, contenant des fragments de roches et de coquilles. D'une façon générale, ces boues sont riches en sulfures, comme nous le verrons au livre suivant.

La profondeur, à laquelle on rencontre les boues bleues, varie, d'après les échantillons dragués par le *Challenger*, de 200 à 5.124 mètres, la moyenne étant de 2.652 mètres.

Les boues vertes sont également des dépôts terrigènes qui ressemblent beaucoup, pour leur composition, aux boues bleues, mais qui s'en distinguent cependant par une plus grande quantité de glauconie. Elles sont surtout développées le long des côtes escarpées et exposées, où aucun grand fleuve n'apporte de matières détritiques et organiques

dans la mer, à une profondeur n'excédant généralement pas 2.000 mètres. Cette boue verte peut, comme le montre Collet, passer insensiblement aux boues bleues qui, elles, sont, comme nous l'avons dit, à peu près exemptes de glauconie. Leur teneur en carbonate de chaux est en moyenne de 25,52 0/0, plus élevée, par suite, que celle des boues bleues. Cette teneur croît à mesure que la profondeur et la distance à la côte augmentent.

On se rend compte, d'après cette description succincte, de l'infinie variété des roches sédimentaires qui ont pu se déposer lors de la formation du terrain primitif et, par des phénomènes métamorphiques ultérieurs, donner naissance à cet ensemble complexe qui commence pour ainsi dire aux gneiss, pour se terminer aux schistes ordinaires. Dans ces phénomènes de transformation, chacune des roches constituantes a été modifiée pour elle-même, en ce sens qu'il n'y a pas eu d'introduction d'éléments étrangers, en quantité notable, comme l'ont supposé certains auteurs. Rosenbusch exprime cette même idée dans les termes suivants, peut-être trop absolus.

« Lorsque, dans une auréole de contact, des sédiments de matière différente, calcaires, schistes argileux, grauwacke, grès... sont métamorphisés, chacune de ces roches subit les modifications qui lui sont propres, sans aucune influence provenant de son toit ou de son mur, qui peuvent être différents au point de vue chimique. On n'a jamais remarqué qu'entre un calcaire passé à l'état de marbre et un schiste quartzifère, il se développe de mélange ou de terme de passage, si celui-ci n'existait pas déjà dans la roche non altérée. La même ligne de démarcation très nette entre des roches chimiquement hétérogènes se retrouve dans le domaine des schistes cristallins. Là aussi on ne trouve pas, au point de contact de pareilles masses, l'indication d'une influence chimique réciproque et le développement de formes intermédiaires ou de passage. Tous ces faits montrent nettement que, lors de la transformation, il n'a, à aucune époque, existé un état de dissolution (*Zustand der Lösung*) qui ait pu donner lieu à une diffusion ou à une transsudation entre des roches de nature différente. *Tous ces faits nous amènent à cette conclusion ferme, que, dans les schistes métamorphiques, nous pouvons retrouver, par l'analyse chimique, leur substratum originel, la roche qui leur a donné naissance.* »

Nous sommes, d'après cela, conduit à voir dans les gneiss, à l'origine, un dépôt de glauconie plus ou moins pur, qui, en se modifiant, se métamorphisant sous l'action d'eaux chargées d'acide carbonique

a donné finalement naissance à une roche cristalline. Celle-ci présente à peu près la composition chimique du granite, ce qui se comprend, puisqu'elle est sortie des mêmes éléments, mais s'en distingue absolument par le faciès et la structure. Les remarques que nous avons présentées ci-dessus rendent d'ailleurs bien compte de cette différence. Si la glauconie, au lieu d'être à peu près pure, était associée à des boues vertes, telles que celles des mers actuelles, le métamorphisme devait aboutir alors à des roches plus argileuses, à des schistes amphiboliques. Enfin, si le dépôt sur certains points était constitué par des boues bleues à peu près exemptes de glauconie, on obtenait des *phyllades* plus ou moins calcaires et finalement des *schistes argileux* riches en sulfures. Celles-ci, en se consolidant, ont d'ailleurs pris, par suite de phénomènes de pression plus ou moins oblique à la stratification, cette structure feuilletée qui a été si bien étudiée par Sedgwick, Sorby, Daubrée, Jannetaz...

Les dépôts des mers actuelles nous montrent des îlots de boues ou dépôts calcaires compris à l'intérieur de dépôts de boues argileuses, de différente nature. On comprend qu'il se soit produit de même, dans le terrain primitif, des couches calcaires plus ou moins allongées associées à des schistes de composition variée. Parmi les exemples nombreux de cas de ce genre, nous citerons les suivants. Le premier est emprunté à l'ouvrage déjà cité de St. Hunt.

« La série laurentienne, le laurentien inférieur de sir W. Logan, qui a été étudié par ce dernier dans la région au nord d'Ottawa, la seule dans laquelle elle ait été bien examinée jusqu'à ce jour, semble consister en une alternance de roches gneissiques et calcaires en stratification concordante. Ces dernières sont au nombre de trois, ayant chacune de 1.000 à 2.000 pieds ou plus d'épaisseur et sont séparées par des formations encore plus considérables de gneiss et de quartzites. La base consiste d'ailleurs en une masse de gneiss d'une épaisseur énorme, mais encore inconnue (*Geol. of Canada*). Les gneiss de cette série sont solides (*very firm*) et cohérents, rougeâtres ou grisâtres, à grains souvent grossiers, ne présentant quelquefois qu'une stratification indistincte souvent porphyrique par suite de la présence de larges masses clivables d'orthose rougeâtre souvent associé à un feldspath plagioclase blanc. Ces roches sont souvent riches en hornblende et contiennent quelquefois de petites quantités de mica foncé. Un gneiss blanc, granitoïde, composé principalement d'orthose et de quartz, contient quelquefois assez abondamment du grenat riche en fer.

« On trouve souvent des strates formées d'autres minéraux à peu près purs, qui passent d'une façon graduelle aux calcaires adjacents. Ces couches consistent généralement en pyroxène quelquefois presque pur et d'autres fois mélangé à un mica magnésien ou à du quartz et de l'orthose, associés souvent à de l'hornblende, de la serpentine, de la magnétite, du sphène et du graphite. Ces pyroxénites ont généralement une structure gneissique ou granitoïde et sont quelquefois d'un grain très grossier... Les calcaires renferment souvent de la serpentine, du pyroxène, de l'hornblende, de la phlogopite, du quartz, de l'orthose, de la magnétite et du graphite, de telle sorte que les mêmes minéraux leur sont communs ainsi qu'aux couches riches en pyroxène, que l'on peut considérer comme indiquant la transition entre les parties gneissiques et calcaires de la série. »

Ed. Erdmann (*mém. cité*), décrivant les schistes d'Askersund, donne sur les couches calcaires d'intéressantes indications.

« Le calcaire est ici en partie blanc et tout à fait pur, en partie gris et verdâtre, généralement de grain moyen.

« La puissance de la couche est très variable. Près de la partie est du village de Luckeboda, la couche, qui se trouve interstratifiée dans le gneiss rouge, a une épaisseur d'environ 90 pieds (28 mètres), tandis que, dans les parties moyennes et ouest, elle n'a plus qu'une épaisseur moitié. Près de la ferme Örberga, elle a, en affleurement, une largeur de 70 à 100 pieds (20 à 30 mètres). »

Ces exemples, qui montrent qu'il existe des couches de calcaire puissantes et interstratifiées dans les gneiss et schistes cristallins, suffiraient à eux seuls pour établir *la nature purement sédimentaire de ces roches*.

Nous avons vu que Roth et d'autres géologues regardent les gneiss et les schistes cristallins comme constituant la première couche de consolidation de l'écorce terrestre. Les considérations que nous venons de développer, avec preuves à l'appui, vont complètement à l'encontre de cette manière de voir. Elles montrent *que ces roches sont absolument sédimentaires et que leur formation ne peut, par suite, projeter aucune lumière sûr la façon dont la Terre s'est consolidée*.

LIVRE II

FORMATION DES FILONS-COUCHES

ET DES AMAS PAR DES PHÉNOMÈNES DE REMISE EN MOUVEMENT

La remise en mouvement de ces sulfures a donné, en même temps que ces oxydes de fer et carbonates de plomb, dans le calcaire supérieur, de grands amas calaminaires, suivant des diaclases...

L. DE LAUNAY (*Sur le rôle des phénomènes d'altération superficielle et de remise en mouvement.... Contribution à l'étude des gîtes métallifères*, 1897).

Beauxite et gaize. — Minerais de fer. — Phosphorite et apatite. — Du mode de formation des calcaires et dolomies (non construits) par voie chimique. — Aperçu sur la genèse du graphite et du diamant.

Nous étudierons spécialement dans ce livre une série de modifications que nous avons dû laisser de côté, pour ne pas allonger et troubler l'exposé de la succession des phénomènes d'évolution des roches silicatées, cristallisées ou cristallines.

Beauxite et gaize. — La glauconie, comme nous l'avons vu, s'est formée dans les mers, à toutes les époques géologiques, vraisemblablement dans des conditions identiques, puisque les éléments qui la constituent sont toujours les mêmes.

Si la masse la plus importante s'est transformée en roches silicatées cristallisées ou cristallines par le processus que nous avons indiqué, une autre partie, placée dans des conditions différentes, au point de vue de la circulation des eaux, s'est maintenue, pour ainsi dire, *inchangée* jusqu'à l'époque actuelle, et c'est ce que l'on voit très bien pour certaines couches du jurassique et surtout du crétacé, de même que pour les étages pliocène et pleistocène du terrain tertiaire. La persistance de la roche, sous sa forme initiale, n'a cependant pas été abso-

lue et, en bien des points, il s'est produit des phénomènes d'altération très spéciaux que nous allons étudier maintenant et qui ont donné naissance à des produits particuliers, la *beauvite* et la *gaize*.

Nous commencerons par le premier, mais, avant cela, nous aurons à exposer, pour être mieux compris, le mode de formation du *corindon* et des *spinelles*.

Le corindon est de l'alumine pure, cristallisée. Il est connu dans la joaillerie sous les noms de *rubis oriental*, de *topaze orientale*, de *saphir oriental*, d'*améthyste orientale*, d'*émeraude orientale*, suivant les teintes que détermine la présence de matières étrangères.

L'*émeri* est de l'alumine cristallisée, mélangée d'oxyde de fer. Nous empruntons, au point de vue de l'association de l'émeri avec d'autres minéraux, les quelques remarques suivantes à un mémoire de Rüsseger [*Geognosie des Laurischen Vorgebirges in Attica (N. Jahr. f. Min., 1840)*]. L'auteur, en parlant de l'île de Naxos, dont les gisements d'émeri sont bien connus, dit: « On trouve, à l'intérieur de l'île, des schistes micacés (contenant des couches de quartz très pur) qui alternent avec des bancs de calcaire pur. Ce calcaire donne de très beaux marbres... Ce qui caractérise ce calcaire grenu, ce sont les couches et amas nombreux et puissants d'émeri. Cette substance se présente souvent très pure, d'autres fois elle est mélangée avec de l'oxyde de fer magnétique, du sesquioxyde, du fer hydraté, du mica, des pyrites de fer et de cuivre... Dans l'émeri de Gakoriaka, on trouve du corindon cristallisé. »

Rosenbusch (*op. cit.*) fait remarquer que l'émeri forme des couches dans les parties les plus élevées des schistes cristallins, à Bockau dans l'Erzgebirge, dans les phyllades, et que les couches bien connues des îles de Naxos et de Samos et de l'Asie Mineure sont associées à du calcaire compris dans les schistes micacés.

J. H. Pratt [*The occurrence and distribution of corundum in the U. S. (Geol. Surv. U. S. Bul., 1901)*] dit, à propos de l'émeri de l'Asie Mineure: « Il se présente toujours dans le calcaire ou le marbre et on n'en a pas encore trouvé trace dans d'autres roches. Il ne se rencontre pas en veines bien définies, mais dans des poches distribuées irrégulièrement à travers la roche, qui ont quelquefois 300 pieds de longueur et 200 pieds de largeur. Les parois de ces poches sont très irrégulières, selon que le calcaire y pénètre ou disparaît au contraire très subitement. »

Si nous revenons à la description de Rüsseger, nous voyons que des

pyrites de fer et de cuivre sont associées à l'émeri. Or ces pyrites, en s'oxydant au contact d'eaux plus ou moins aérées, donnent, en ce qui concerne le fer, naissance à de l'acide sulfurique et à la gamme des sulfates de fer qui, en agissant sur les silicates d'alumine de la roche, produiront du sulfate d'alumine en même temps que des oxydes de fer. A. Geikie (*Text book of geology*), à propos de la décomposition des pyrites et des transformations que peut déterminer l'acide sulfurique mis en liberté, rapporte, d'après J. B. Jukes, que l'eau d'exhaure d'une mine d'Irlande donne, chaque année, plus de 100 tonnes de sulfate d'alumine dissous. Ce phénomène n'a rien qui doive surprendre, car on sait, par exemple, que les *cedres* noires, qui accompagnent les lignites de la base du tertiaire, exposées à l'air humide, donnent du sulfate d'alumine et indirectement, par l'addition de sulfate de potasse, par exemple, de l'alun de potasse.

Si l'on admet maintenant que le sulfate d'alumine, qui naît ainsi sous l'action des agents atmosphériques, arrive au contact du calcaire, on comprend facilement qu'il doit se produire, par double décomposition, de l'alumine, qui cristallisera plus ou moins, suivant l'état de pureté de la dissolution, du sulfate de chaux qui sera entraîné le plus souvent et de l'acide carbonique qui se dégagera. Nous admettons ici que le calcaire, qui donne lieu à ces réactions, se présente sous la forme solide. Cette condition n'a évidemment rien de nécessaire, et l'alumine se produirait également, si on avait en présence deux dissolutions contenant l'une du sulfate d'alumine, l'autre du bicarbonate de chaux. Tel est le mécanisme très simple par lequel le corindon s'est formé dans les roches cristallisées ou cristallines que nous avons examinées.

St. Hunt (*op. cit.*) expose la même idée dans les termes suivants : « L'oxydation des pyrites donne, de plus, naissance à des dissolutions de sels d'alumine et de fer, qui, en se décomposant ensuite au contact de carbonates alcalins ou terreux, donnent de l'oxyde de fer et de l'alumine ; l'absence de ce dernier élément semble pouvoir caractériser les minerais de fer d'origine organique. C'est ainsi que se sont vraisemblablement formés les gisements d'émeri, qui est un mélange d'alumine cristallisée et d'oxyde de fer. »

Le mode de formation des spinelles est analogue, mais plus complexe cependant. Il suppose l'intervention de substances qui se rencontrent moins fréquemment, d'où résulte leur plus grande rareté. J. Apjohn [*On a new variety of alum*, (*Ir. Acad. Trans.*, t. XVIII, 1838)]

a étudié et décrit des échantillons provenant de gisements étendus de la côte d'Afrique, dans la baie d'Algoa, et présentant une épaisseur d'environ 20 pieds, qui ont donné, pour 100, à l'analyse : acide sulfurique, 32,79; alumine, 10,65; protoxyde de manganèse, 7,33; magnésie, 1,08; eau de cristallisation, 48,115. L'auteur fait remarquer que les oxydes de manganèse et de magnésie étant isomorphes peuvent se remplacer l'un l'autre. Ce minéral, qui est un alun de manganèse et de magnésie, est désigné sous le nom d'Apjohnite. Admettons maintenant qu'un alun de cette espèce, mais plus riche en magnésie, qui aura pris naissance lui-même par des phénomènes de double décomposition, soit dissous dans l'eau et que la dissolution arrive au contact du calcaire. Il se produira alors du sulfate de chaux qui, étant soluble, sera entraîné, de l'acide carbonique et de l'aluminate de magnésie ou du spinelle de magnésie. Il n'est d'ailleurs nullement nécessaire que le carbonate de chaux soit à l'état solide. La même réaction se produirait entre deux dissolutions contenant l'une l'alun en question, l'autre du bicarbonate de chaux.

La formation du spinelle suppose essentiellement, d'après ce que nous venons de dire, l'intervention de l'acide sulfurique, de la magnésie, de l'alumine et du calcaire. Or c'est bien cette association que nous retrouvons dans les gisements de spinelles de Ceylan. [*Description of certain gangues of spinell brought from the Island of Ceylon (Phil. Mag., t. LXIII, 1824).*] Parmi les gangues de spinelles qui sont décrites dans ce mémoire, nous signalerons les suivantes :

« Dolomie. Cette gangue contient quelques cristaux de spinelle de couleur chair. Elle renferme également de très petits cristaux de mica de couleur jaune foncé. Ça et là on trouve de petits cristaux de pyrite.

« Dolomie, avec quelques petits cristaux de pyrites, quelques cristaux de mica d'un jaune orange, d'apatite et un peu de pyrite magnétique.

[Cette gangue est la même que celle de Ceylan qui contient du corindon (*R. S. Phil. Trans., Lond., 1802*).]

« Gangue présentant du spinelle et du mica de couleur jaune brun, presque exclusivement avec de la pyrite magnétique. »

Ces considérations, qui viennent compléter ce que nous avons dit au sujet de la genèse du corindon et des spinelles des roches cristallisées massives, montrent bien que ces minéraux se sont formés *par voie humide et non pas par voie de fusion*.

Nous allons passer maintenant au processus de formation de la beauxite, $Al^2O^3, 2H^2O$. Cette roche est constituée, comme on le sait, par de l'alumine hydratée associée à des oxydes de fer. Et tout d'abord voyons quelles sont les conditions de son gisement.

Coquand [*Sur les beauxites de la chaîne des Alpes (Bouches-du-Rhône)*] (*Bull. Soc. géol. de France*, 1871)] distingue les variétés ferrugineuses des variétés alumineuses. A propos des premières, il décrit la forme pisolitique qui consiste en pisolites contiguës les unes aux autres et implantées dans du carbonate de chaux laminaire blanc ou verdâtre et présentant un clivage miroitant. Cette beauxite ressemble aux minerais de fer en grains de la Franche-Comté et du Berry. L'analyse des échantillons provenant des environs de Beaux a donné : silice, 4; alumine et titane, 18; sesquioxyde de fer, 60; eau et calcaire, 18; total, 100.

La variété alumineuse comprend les sous-variétés suivantes : 1° blanchâtre; 2° rose gris se présentant en masse, imitant la marbrure de certains savons; 3° alumineuse pisolitique, dont les pisolites sont assez clairsemées dans la pâte. Quelques échantillons peuvent contenir de 60 à 65 0/0 d'alumine.

L'auteur déduit de la disposition des couches que ces minerais ont une origine aqueuse, résultant de l'émission d'éléments sidérolitiques alumineux et calcaires et arrive à cette conclusion que les matières alumineuses se seraient, par suite, formées dans des conditions analogues à celles des minerais oolithiques et en grains des terrains secondaires et tertiaires.

Les beauxites du sud-est de la France ont été l'objet des études de L. Collot, qui en a fait connaître le résultat notamment dans *C. R. Ac. des Sc.*, t. CIV, 1887.

L'auteur rapporte qu'à Villeveyrac la série jurassique se complète et que la beauxite repose sur les calcaires gris du jurassique supérieur, qu'à Pourrières, Ollières, elle repose sur les calcaires blancs qui terminent le jurassique, qu'à Beaux elle se trouve dans les calcaires blancs urgoniens.

Collot conclut de ses recherches « que tout se passe comme si la beauxite s'était répandue pendant l'âge de l'aptien et du gault en nappe transgressive sur une surface émergée appartenant aux différents étages géologiques, de l'infra-lias à l'urgonien, et n'avait été recouverte que plus tard par un premier sédiment dont l'âge varie, suivant les lieux, du cénomaniens au danien. »

C. Helson (*Le nouveau Bassin beauvitifère des Pyrénées-Orientales*, 1908) a décrit des gisements de beauxite qui se trouvent également à la base des calcaires urgo-aptiens.

Nous ne retiendrons de ces exposés que deux faits. D'une part, la beauxite semble former des poches qui se trouvent *dans des calcaires*; d'autre part, le niveau géologique où on la rencontre appartient à la base du terrain crétacé, dans la partie de cette formation qui est *surtout riche en glauconie*.

Si nous nous reportons maintenant à la *Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aube*, de Leymerie, nous voyons que l'étage du gault, qui comprend en remontant, l'urgonien, l'aptien et l'albien, est riche en pyrite de fer. La quantité de cette substance qui est contenue dans les argiles du gault est assez forte pour donner, en certains points, par des phénomènes de double décomposition, naissance à des masses de gypse cristallisé, qui lardent littéralement une argile jaune très ferrugineuse.

v. Gümbel (*mém. cité*) signale, dans la glauconie, la présence de petits grains qui montrent un éclat métallique jaune et qui pourraient bien être de la pyrite de fer. Plus loin il dit à propos des parties qui sont comprises dans les loges des foraminifères : « On reconnaît facilement que leur bord est entouré par une couche de poudre noire (oxyde de fer magnétique, pyrite de fer) ou encore que des parcelles noires, analogues, traversent la glauconie sous forme de bandes ou se présentent en petits amas irréguliers, comme on le voit dans la serpentine. »

Ces quelques exemples montrent que la glauconie est relativement riche en pyrites de fer. C'est là la raison pour laquelle les eaux des puits artésiens de Paris, qui sont alimentés par la nappe du greensand offrent, au moment où elles arrivent au jour, une légère odeur d'hydrogène sulfuré.

Si l'on remarque maintenant, en prenant pour guide le mémoire de v. Gümbel, que la glauconie peut renfermer jusqu'à 22,5 0/0 d'alumine (grains verts du grès infra-silurien de Québec, d'après St. Hunt), on voit que finalement on a réunis en un même point tous les éléments chimiques qui, en réagissant entre eux, pourront donner naissance à de l'alumine hydratée, comme dans le cas des gisements d'émeri examinés ci-dessus. La présence du fer entraînera d'ailleurs forcément dans la masse la formation d'oxydes de fer. St. Hunt (*op. cit.*) rapporte également la formation de la beauxite à l'action de dissolu-

tions du sulfate d'alumine sur des carbonates alcalins ou terreux (1).

Le *diaspore*, qui est de l'alumine hydratée $Al_2O_3 \cdot H_2O$, s'est formé dans des conditions analogues, ainsi qu'on le voit par le mémoire de W. Haidinger [*Ueber den Diaspor von Schemnitz (An. der Phys. und Chemie*, t. LXI, 1844)]. Cet auteur signale en effet la présence de cette substance dans une agalmatolite, avec association de calcaire, de dolomie et de pyrite de fer. Il rapproche de cette formation celle du diaspore de Sibérie et fait remarquer que le minéral est, dans ce cas, associé à de la pyrite de fer qui, le plus souvent, est passée à l'état de sesquioxyde de fer hydraté.

Les beauxites ont été l'objet d'études étendues de la part des chimistes, étant donné l'importance que ces substances présentent au point de vue de la préparation de l'aluminium, notamment de H. Sainte-Claire Deville. En sus des éléments que nous avons signalés, cet éminent chimiste a montré qu'elles étaient riches en *titane et en vanadium*. Nous empruntons les chiffres suivants à l'un de ses mémoires : *De la présence du vanadium dans un minerai alumineux du midi de la France (An. de Chimie et de Phys.*, LXI, 1861).

L'analyse a porté : 1° sur de l'argile du communal de Beaux, type des matières les plus siliceuses, matières sans plasticité ; 2° sur une matière compacte, dense, rouge foncé presque brun, considérée comme un minerai de fer ; 3° sur une matière de même aspect, compacte avec grains ronds de beauxite empâtés dans la même substance, agglutinés et pisiformes ; 4° sur un minerai à pâte calcaire très dense, très compacte, et qui constitue des collines presque entières dans la commune de Beaux. La silice varie de 21,70/0 pour le numéro 1 à 0

(1) La *Latérite*, sorte d'alumine hydratée riche en fer [*La Latérisation (Bul. de la Soc. de l'Ind. min.*, 1908, J. Chautard et P. Lemoine)] qui se présente comme le produit d'altération des couches superficielles dans toute la zone équatoriale et qui forme les *boues rouges* qu'apportent dans l'Océan les fleuves tels que l'Amazone, l'Orénoque, l'Yang-Tsé-Kiang... a une origine à peu près analogue. Il semble cependant, étant donnée l'universalité du phénomène pour toute cette partie du globe, qu'on ne puisse plus invoquer seulement l'intervention de l'acide sulfurique et que l'on doive faire appel à l'acide nitrique qui se produit abondamment à ces basses latitudes. Il se formerait alors de l'azotate d'alumine qui, par double décomposition avec le carbonate de chaux, donnerait naissance à un dépôt d'alumine hydratée. Nous ne donnons d'ailleurs cette réaction, qui s'offre naturellement à l'esprit, que comme une simple indication. J. Walther (*Lithogenesis der Gegenwart*, 1894) rattache également la formation de la latérite à l'action de l'acide nitrique, qui se produit abondamment au cours des orages de la zone tropicale.

pour le numéro 4; l'alumine, de 58,1 pour le numéro 1 à 30,30/0 pour le numéro 4; le sesquioxyde de fer, de 34,9 pour le numéro 4 à 30/0 pour le numéro 1; le carbonate de chaux, de 12,7 0/0 pour le numéro 4 à des traces pour le numéro 1. Mais ce qu'il y a de particulier dans ces minerais, et sur quoi nous ne saurions trop insister, c'est la teneur élevée en oxyde de titane, qui est assez uniforme: 3,4 0/0 pour les différents échantillons analysés. Enfin l'auteur signale également la présence constante du vanadium.

Dans une note: *Sur un nouveau minéral de vanadium* (C. R. Ac. des Sc., t. XLIX, 1859), le même auteur remarque, à propos d'une analyse de beauxite: « De plus, j'y ai trouvé de la silice, de l'acide phosphorique, du titane et enfin des quantités notables de vanadium ».

Rosenbusch (*op. cit.*), dans son article sur l'émeri (*Smirgel*), indique une teneur encore plus élevée pour l'oxyde de titane, 4 0/0 pour une beauxite de Villeveyrac (Hérault).

Comme la beauxite résulte de la décomposition de la glauconie par le processus que nous avons décrit, on doit retrouver dans celle-ci le titane et le vanadium en quantité appréciable, vraisemblablement avec une teneur moyenne un peu supérieure à 1 0/0 pour l'oxyde du premier de ces corps.

REMARQUES. — Nous n'avons tant insisté sur ces particularités de la beauxite que parce qu'elles nous fournissent un *argument de premier ordre* en faveur de la théorie que nous avons présentée pour l'origine des roches silicatées cristallisées. Nous avons cherché à montrer que les roches basiques, basalte, mélaphyre et diabase qui, par une évolution naturelle, ont donné naissance aux roches neutres et acides, résultent de la modification de la glauconie par diagénèse. S'il en est ainsi, on doit trouver dans ces roches les deux métaux caractéristiques de la glauconie, à savoir le titane et le vanadium. Or c'est ce que nous avons constaté à plusieurs reprises d'une façon très nette. Pour compléter ce qui est relatif au vanadium, il résulte des recherches de W. F. Hillbrand [*Distribution and quantit. observ. of vanadium* (*Am. J. of Sc.*, 1898)] que ce corps se trouve surtout dans le pyroxène, l'amphibole et la biotite.

En même temps que la beauxite, et au même niveau géologique par conséquent, on trouve une roche assez particulière, la **Gaize**, variété

colloïdale de la silice. Cette roche semble avoir été signalée, pour la première fois, avec ses propriétés par Sauvage et Buvignier, à la partie supérieure des grès verts, au-dessus du gault, lequel repose lui-même sur des sables verts. Ceux-ci renferment les minerais de fer connus des environs de Grandpré et ces nodules remarquables qu'on rencontre sur toute la ligne d'affleurement des grès.

A. Jukes Brown (*Quart. J. of the geol. Soc., Lond., 1889*) a également signalé la présence de la silice colloïdale dans les assises inférieures du crétacé du Berkshire et remarqué que les lits, qui contiennent cette substance, peuvent être comparés à ceux des minerais du greensand supérieur.

E. v. den Broeck remarque, dans son beau mémoire *Sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels par les eaux météoriques*, 1881, que la silice à l'état gélatineux ou soluble entre parfois pour plus de 50 0/0 dans la composition de certaines roches, comme dans la meule de Bracquignies (Hainaut), où elle cimente des grains de quartz blanc et de la glauconie, qu'elle se retrouve dans divers terrains, dans la craie tuffeau et dans les sables glauconieux de divers horizons géologiques.

Cette question a été examinée au point de vue chimique par H. Sainte-Claire Deville et Desnoyers [*Sur l'analyse et les applications de la gaize* (*C. R. Ac. des Sc.*, t. LXX, 1870)]. Ces auteurs, après avoir rappelé une analyse de Sauvage qui avait donné : eau, 0,08 ; silice à l'état gélatineux, 0,56 ; sables verts très divisés, 0,12 ; argile, 0,07, et sable fin argileux, 0,17, exposent le résultat de leurs recherches, duquel il résulte que la silice soluble a été trouvée variant de 44,8 à 29,2, tandis que l'alumine variait de 7,7 à 5,1 et le sesquioxyde de fer de 4,4 à 2,5 0/0. Ils ajoutent cette remarque bien caractéristique : « Au lieu de la silice hydratée de l'est de la France ou *gaize*, on rencontre, en grandes masses, dans le midi de la France de l'alumine également hydratée ou *beauxite*. »

Ce que nous avons dit, au sujet de la formation de la beauxite, permet de comprendre ce qui concerne la production de la gaize. Lorsque l'acide sulfurique provenant de l'oxydation de la pyrite de fer agit sur la glauconie, il s'y produit du sulfate d'alumine et en même temps de la silice hydratée ; les analyses données par v. Gumbel (*mém. cité*) montrent que la teneur en silice de la glauconie est élevée, qu'elle oscille autour de 50 0/0. Cette silice tend à rester sur place. Elle se dépose alors au milieu des couches altérées et constitue la

gaize, tandis que le sulfate d'alumine est entraîné par l'eau de dissolution et va donner de la beauxite, par double décomposition avec les roches calcaires voisines.

On se rendra mieux compte de l'exactitude de l'explication que nous proposons, par les remarques qu'Élie de Beaumont présenta, à la suite de la lecture du mémoire de H. Sainte-Claire Deville et Desnoyers.

« Ces roches appartiennent au même horizon géologique que la gaize de l'Argonne et elles ont en commun avec elle un faciès particulier, dans lequel le caractère le moins difficile à définir est une esquilloité *sui generis*. Ce faciès se retrouve dans certaines couches du terrain crétacé inférieur, situées au même niveau géologique dans d'autres régions, notamment dans le Jura, dans les montagnes du département de l'Isère, de Bollène (Vaucluse)... Cela pourrait conduire à penser que la propriété de déposer de la silice gélatineuse, de même que celle de déposer des grains verts de silicate de protoxyde de fer (glauconie) et des nodules de phosphate de chaux, a été, à un moment donné, le caractère des mers de la période crétacée dans une partie de l'Europe. »

Les explications présentées ci-dessus montrent que le processus n'a pas été celui que s'est figuré l'éminent géologue français. Il n'y a pas eu d'émission de silice gélatineuse qui se serait consolidée ensuite sur le fond de la mer. Il s'est simplement déposé de la glauconie, qui ultérieurement, à une époque, qui peut être relativement récente, a, par suite de phénomènes d'oxydation du sulfure de fer, donné naissance à du sulfate d'alumine et à de la silice en partie gélatineuse. Cette dernière donna la gaize, tandis que le sulfate d'alumine, par son action sur le calcaire, produisit la beauxite, et c'est, là, la raison pour laquelle on rencontre ces deux substances au même niveau *géologique*.

Minerais de fer. — Les minerais de fer se sont produits dans la nature par les deux processus suivants.

Nous allons trouver dans le premier les traits principaux que nous avons déjà indiqués pour la formation de la beauxite. Persoz a bien résumé les conditions dans lesquelles ce phénomène a lieu, dans son *Introduction à la chimie élémentaire*. Il montre que les dissolutions de sulfates de fer et de manganèse provenant de l'oxydation des sulfures, en agissant sur les carbonates de chaux et de magnésie, donnent nais-

sance à des carbonates de fer ou de manganèse et que si l'oxygène domine, ces carbonates passent à l'état de sesquioxyde de fer hydraté et de bioxyde de manganèse ⁽¹⁾ par suite du départ de l'acide carbonique. « Il suffit, dit-il, d'étudier les gisements principaux de carbonate de fer ou d'examiner les matières qui les accompagnent, pour se convaincre que c'est réellement aux causes que nous venons d'indiquer qu'est due la formation de ce carbonate. Son gisement le plus important appartient au terrain houiller, aux couches où il se trouve plus ou moins imprégné de carbonate de chaux ou de magnésie... Ce carbonate se rencontre sur les lieux mêmes ou dans ceux qui sont voisins du gisement de la pyrite. »

Ces quelques remarques donnent l'explication de l'association des calcaires et des minerais de fer carbonaté, hématite et sesquioxyde de fer hydraté, qui a été souvent observée. Voici par exemple ce que dit Bischof à ce sujet (*op. cit.*) :

« Dans les environs de Brilon, d'après C. F. Römer (*Das rheinische Uebergangsgebirge*), les couches d'un minerai d'oxyde de fer (*Rotheisenstein*) compact et en partie riche en quartz passent graduellement à du calcaire non altéré, bien qu'ordinairement assez riche en fer. Le minerai de fer possède au commencement une épaisseur assez grande, qui va en diminuant graduellement. En même temps on constate la présence de bancs de calcaire dont l'épaisseur va en augmentant, à mesure que celle de la couche de minerai de fer diminue. Enfin cette dernière disparaît pour être remplacée par celle du calcaire. Presque partout on trouve dans le minerai des fossiles, en grand nombre, qui ont été transformés complètement en oxyde de fer. »

Les schistes argileux, qui jouent un si grand rôle dans la constitution des terrains de transition et primaires, provenant de boues riches en sulfures de fer, de manganèse... analogues aux boues bleues que nous avons décrites pour l'époque actuelle, on doit s'attendre à y trouver des minerais de fer assez abondamment. H. Credner (*Elemente der Geologie*) remarque « que le Silurien est en général riche en minerais, de sorte que leur formation dans le nord de l'Amérique semble avoir été la caractéristique de l'époque silurienne, qui, elle-même, semble en

(1) Dieulafoy a fait voir (*C. R. Ac. des Sc.*, t. CI, 1885) par des considérations thermiques très simples que le bioxyde de manganèse était le composé oxydé le plus stable. Aussi est-ce lui qui tend à se former quand le milieu est suffisamment aéré. Le carbonate de manganèse est une exception qui, comme Dufrenoy l'a remarqué, ne se rencontre guère que dans les filons.

quelque sorte avoir été le prolongement de la période huronienne. On y trouve notamment des minerais de fer de différente nature, des minerais de cuivre⁽¹⁾, de plomb et de zinc, sous forme de couches ou d'amas irréguliers, qui sont comme des membres faisant partie de la formation silurienne et de même âge qu'elle. C'est à ces couches que ressortissent les minerais oolithiques de Bohême et de New-York, les amas de carbonate de fer du silurien des Alpes nordiques (Nordalpen) (la coupe donnée par l'auteur pour les amas de minerai de fer du Steiermark, qui gisent dans le calcaire, est particulièrement intéressante), les couches nombreuses et étendues d'oxyde de fer hydraté dans les dolomies infra-siluriennes de la grande vallée des Appalaches de l'Amérique du nord, les gisements de calamine et de blende de Friedensville en Pennsylvanie, les couches de galène d'Austin en Virginie... »

Nous citerons encore, d'après J. D. Kendall (*Quart. J. of the geol. Soc., Lond., 1876*), les gisements d'hématite dans le silurien et dans le carbonifère. Les coupes que donne l'auteur sont des plus instructives. Elles montrent, en ce qui concerne le silurien, des amas plus ou moins étendus d'hématite, qui se sont substitués au calcaire de la couche du *Coniston limestone* dans les plans de la stratification. Pour le carbonifère, certains bancs de calcaire carbonifère, sis à la base du *Millstone grit*, ont été remplacés à peu près complètement par de l'hématite. L'auteur admet la substitution de l'une de ces roches à l'autre, mais sans s'expliquer sur le processus chimique correspondant.

Nous passons maintenant au fer carbonaté des houillères, *sphérosidérite* ou *blackband* ou encore *clay-ironstone*, que l'on trouve assez

(1) Il ne semble cependant pas que l'on trouve de minerais de cuivre, en proportion notable, dans les schistes, qui résultent de la consolidation des *boues bleues*. Ce métal est surtout séparé de l'eau de la mer à l'état d'un silicate, lors de la formation de la *glauconie*, et est alors incorporé à cette dernière. C'est la raison pour laquelle on l'observe, p. e. dans les grès du Permien de la Russie... et aussi dans les roches basiques, qui procèdent de la glauconie par diagenèse. L'association souvent signalée de ce métal avec le vanadium, qui caractérise cette substance, vient à l'appui de cette manière de voir.

Le cuivre est d'ailleurs extrait ultérieurement de la roche basique et précipité dans les filons sous la forme de pyrites cuivreuses. Quant aux minerais oxydés, malachite, azurite..., ils se trouvent à la partie supérieure dans le *chapeau de fer*, où ils sont formés par suite de phénomènes d'oxydation et de double décomposition. Au-dessous, on observe une *zone d'enrichissement* (*zone de cémentation* de de Launay) — qui a été bien étudiée par les géologues américains — où des sulfures plus riches, chalcosine, chalcopyrite... sont résultés de la substitution du cuivre au fer des pyrites, sous l'action de dissolutions sulfatées cuivreuses. Plus bas, enfin, on retombe sur le filon normal, non altéré, qui est relativement pauvre en cuivre.

abondamment dans les argiles schisteuses de la formation houillère de Saarbrücke, du sud du pays de Galles, du Staffordshire, de Pennsylvanie..., pour qu'on ait pu l'exploiter comme minéral de fer. Il s'y présente sous la forme de lentilles, rognons ou tubercules et forme rarement une couche continue. C'est une sorte de sphérosidérite ou de minéral de fer argileux, mélangé à de la houille dans une proportion qui peut atteindre 30 0/0, à structure schisteuse et de couleur noire. Nous renvoyons pour la description de ces minerais à l'excellent ouvrage de J. A. Phillips : *A Treatise on ore deposits*, 2^e éd., 1896.

Nous avons indiqué plus haut le mode de formation des *gneiss ocellés* et nous avons vu que les couches, en se séparant les unes des autres, par suite de pressions latérales, avaient laissé entre elles, sur certains points, des vides de forme plus ou moins lenticulaire, qui avaient été remplis postérieurement par des produits de sécrétion de la roche, généralement par du feldspath ou du quartz, de telle sorte qu'on avait là finalement comme une sorte de filons en chapelet.

Le mode de formation du blackband est analogue, avec cette différence que les produits de sécrétion, qui provenaient d'argiles schisteuses plus ou moins riches en carbonate de chaux et de magnésie, ont été *tout d'abord* constitués par un mélange de ces deux substances dans lequel la première dominait. Les analyses données par Roth (*op. cit.*) pour les argiles schisteuses de la formation carbonifère indiquent cependant une teneur en chaux assez faible, ne dépassant pas 0,7 0/0, avec une teneur en magnésie un peu supérieure. Toutefois les chiffres qu'indique G. Bischof (*op. cit.*, 2^e *Auf. Sup. Band*), comme résultant d'analyses faites par son fils, sont plus élevés et atteignent jusqu'à 1,42 0/0.

Nous allons *tout d'abord* donner quelques exemples typiques de dépôts de même nature. A. E. Törnebohm (*Grund. of. Sver. Geol.*, 1884) décrit, dans l'argile glaciaire schisteuse d'Upland et de la partie est du Vestmanland, des lentilles, rognons ou tubercules, qui sont distribués dans la masse et qui s'en différencient par une teneur en chaux plus élevée, par des nuances plus claires et par une plus grande dureté ⁽¹⁾.

(1) Ces argiles sont le plus ordinairement très riches en carbonate de chaux. C'est ainsi que C. E. Bergstrand (*Grund. till Geol.*) indique pour l'argile schisteuse (*hvarfig lera eller mergel*) près d'Eklundshof une teneur en chaux qui s'élève en moyenne à 22,7 0/0. Il en est à peu près de même pour le *löss* où l'on trouve souvent la chaux, sous la forme de concrétions calcaires, connues sous le nom de poupees du

E. Erdmann (*mém. cité*) mentionne également, pour la paroisse d'Hallsberg, la présence de rognons de *Pierre puante* ou *orsten* dans les schistes alumineux. Ces schistes se présentent par couches horizontales et contiennent d'assez grosses lentilles de calcaire à *orsten*, disposées le plus souvent par couches et très rapprochées les unes des autres, qui ont de deux à trois pieds de longueur et deux pieds d'épaisseur. L'auteur donne une coupe assez caractéristique qui montre que, au contact de ces rognons de calcaire avec les schistes, ces derniers sont contournés comme s'ils avaient subi les effets d'un refoulement latéral. Il ajoute que ces lentilles de calcaire servent à faire de la chaux et qu'on emploie pour cette opération les schistes alumineux comme combustible. Törnebohm (*op. cit.*) décrivant la formation silurienne des bords du lac Wener dit « que la couche de grès est surmontée par des schistes alumineux, dans lesquels on trouve tantôt de minces couches, tantôt des globes lenticulaires, d'un calcaire de couleur foncée rendu bitumineux par la présence de matières organiques, et connu généralement sous le nom d'*orsten* ».

Si nous revenons maintenant au *blackband*, nous voyons que le dépôt initial a été constitué de même par des carbonates de chaux et de magnésie. Puis, à partir du moment où des eaux chargées d'oxygène ont pu pénétrer dans la masse des schistes, qui sont riches en sulfures, notamment de fer, les dissolutions qui en sont résultées ont agi lentement et graduellement sur les rognons de calcaire et les ont transformés partiellement en carbonate de fer, en même temps que le sulfate de chaux, relativement soluble, s'éliminait de la masse. C'est ainsi que nous voyons d'après J. Percy (*Tr. de Mét.*) que la teneur moyenne en carbonate de fer, résultant de l'analyse de 96 échantillons de sphérosidérite provenant de la formation carbonifère de la Grande-Bretagne, varie de 41,92 à 87,16 0/0, alors que les matières organiques sont comprises entre 8,5 et 11,08 0/0 pour huit d'entre eux.

Les rognons de carbonate sont, comme on le voit, loin d'avoir été transformés complètement en carbonate de fer. C'est ce que remarque J. Lucas [*On the origin of clay-ironstone* (*Quart. J. of the geol. Soc. Lond.*, t. XXIX, 1873)] qui insiste de plus sur ce fait que c'est la *partie extérieure* des nodules qui est seule formée de carbonate de fer. Il ajoute : « La couche à minerai de fer passe, par toutes les formes in-

löss (*Löskindchen*). Les racines des plantes y sont souvent très reconnaissables, par suite de la substitution du calcaire à la matière organique décomposée.

termédiaires, à un calcaire pur. Ces couches sont caractérisées par leur dureté, leur compacité, leur coloration foncée et par ce trait qu'elles ne renferment pas de restes organiques. « E. Weiss (*Einige Carbonate aus der Steinkohlenfor*, 1885) donne le résultat d'analyses de sphérosidérites provenant de la formation houillère de Saarbrücke, duquel il ressort que l'un des échantillons contient seulement 15 0/0 de carbonate de fer, tandis que le reste se compose de 53 0/0 de carbonate de chaux, 29,4 0/0 de carbonate de magnésie et 2,60 0/0 de carbonate de manganèse.

Si nous résumons ce que nous venons de dire, nous voyons qu'il s'est déposé, à l'origine, des couches de boues plus ou moins riches en carbonates de chaux, de magnésie et en sulfures, qui se sont ensuite consolidées, et que des dérangements ultérieurs y ont déterminé des vides qui ont été comblés par des produits d'exsudation sous la forme de rognons de carbonates de chaux et de magnésie. Plus tard encore, à une époque, qui peut être très rapprochée de nous, par suite de phénomènes d'oxydation des sulfures, la chaux et la magnésie ont été déplacées en partie par l'oxyde de fer et c'est ainsi que les sphérosidérites se sont formées.

On trouve, dans la couche à lumachelle de l'Hettangien de la Côte-d'Or, des minerais de fer bien caractérisés, mais peu abondants, qui sont connus sous le nom de minerais de Thostes. Ils se sont produits dans des circonstances analogues, par suite de l'action de dissolutions riches en sulfate de fer sur le banc calcaire qui se trouve interstratifié dans des argiles pyriteuses. L'action a été assez intense pour avoir transformé les fossiles et surtout les moules de *cardinies* en oligiste. On trouve en même temps un peu de manganèse sous forme de pyrolusite.

Les minerais de fer de Cleveland dans le Yorkshire, qui semblent avoir une origine semblable, ont été bien décrits par J. D. Kendall dans *Trans. of the North Eng. Inst. min...*, 1886. Ils se trouvent à la partie supérieure du lias moyen, dans la couche de calcaire caractérisée par *ammonites spinatus* et connue sous le nom de calcaire à *gryphée géante*. Cette couche a, dans le Cleveland, une épaisseur de 12 pieds environ. On en trouve deux de moindre épaisseur, l'une de 2,9 l'autre de 1,9 pieds, dans les marnes sous-jacentes, caractérisées par *ammonites margaritatus*. Excepté aux affleurements, le minerai est formé par du carbonate de fer, avec rendement en fer d'environ 30 0/0.

L'auteur du mémoire arrive à cette conclusion que le carbonate de chaux a été remplacé, après coup, par du carbonate de fer, mais bien que signalant l'intercalation de la couche en question dans des marnes pyriteuses, il ne donne pas la raison chimique du phénomène. Sorby, dans son *Address* à la *Geological Society* en 1879, avait déjà remarqué « que le fer y avait été introduit, après coup, sous forme de petits cristaux de carbonate de fer, attendu qu'il avait remplacé le calcaire de quelques-uns des fossiles. »

Nous terminerons cette description un peu longue des gisements de minerais de fer qui se sont produits par le processus en question, en disant quelques mots des couches que l'on exploite dans la Côte-d'Or et dans la Haute-Marne, à la partie supérieure de la grande oolithe, au niveau du Kelloway Rock. Ces couches calcaires sont sous-jacentes à l'Oxford-clay, dont la base est constituée par une assise puissante d'argiles et de marnes noirâtres. Les pyrites de fer, que ces dernières renferment, ont déterminé par oxydation la formation de dissolutions de sulfate de fer qui, en réagissant sur le calcaire, ont donné naissance à une couche plus ou moins épaisse de minerais de fer. Cette dernière se présente d'ailleurs avec deux teintes différentes, l'une grise à la base, l'autre plus rougeâtre, suivant que l'oxydation ultérieure a plus ou moins modifié le carbonate de fer.

Si les couches de minerais se sont bien produites par le processus que nous avons indiqué, on est conduit à admettre que ces gisements ne peuvent se présenter, d'une façon bien nette, qu'aux affleurements, aux points où les couches argileuses riches en pyrites ont été affectées d'une façon suffisamment intense par les phénomènes d'oxydation.

Le **deuxième** mode de formation des minerais de fer, que nous allons étudier maintenant, est bien distinct du précédent, en ce qu'il résulte des modifications qu'éprouve la glauconie.

L. Cayeux [*Genèse d'un minerais de fer par décomposition de la glauconie* (*C. R. Ac. des Sc.*, t. CXLII, 1906)] signale dans l'arrondissement de Vouziers et notamment à Grandpré (Ardennes) un minerais de fer en grains, dont nous avons déjà parlé à propos de la gaize, subordonné à l'Aptien et désigné souvent sous le nom de *minerais de fer hydroxydé oolithique*. Il forme des couches d'une épaisseur moyenne de 1 mètre à 1^m,50 et quelquefois de 2^m,50 à 3 mètres. Selon Sauvage

et Buvignier, les éléments ferrugineux constitueraient généralement le tiers du volume de la masse argilo-siliceuse.

Si nous laissons de côté les éléments nettement clastiques, tels que le quartz en grains, l'orthose dont il a été question antérieurement, au sujet du mode de modification de la glauconie, les éléments les plus communs sont la *glauconie* et la *limonite*.

« La glauconie présente son maximum d'intérêt quand elle est en voie d'altération. Certains individus, dont la couleur verte vire au brun à la surface, n'ont éprouvé qu'un léger commencement d'altération ; d'autres essentiellement ferrugineux montrent, au milieu de la matière brune qui les envahit, de petits noyaux verts très irréguliers qui ont échappé à l'altération. »

Quant à la *limonite*, si la plus grande partie des grains ferrugineux ne laisse voir aucun vestige de la glauconie, il n'en est pas moins certain que toute la limonite du dépôt dérive de ce minéral.

« Les grains de limonite ont la même forme et le même volume que ceux de la glauconie.

« On retrouve, dans tous les individus exclusivement ferrugineux, la structure grenue dont j'ai noté l'existence dans la glauconie intacte ou en voie de décomposition.

« Quand on fait séjourner le minerai dans l'acide chlorhydrique chaud pendant quelques minutes, le liquide se charge rapidement d'oxyde de fer, les éléments ferrugineux perdent leur couleur brune et verdissent peu à peu pour prendre finalement l'apparence de grains de glauconie. »

L'auteur déduit de cet examen que le minerai de Grandpré s'est formé au dépens d'un dépôt originellement glauconieux.

E. van den Broeck a développé, à différentes reprises, des considérations analogues, notamment dans le beau mémoire que nous avons déjà cité. Il remarque que, sous l'influence de l'air humide et plus particulièrement des eaux météoriques, *la glauconie se décompose avec une grande facilité*. L'acide carbonique met en liberté les éléments siliceux, s'unit aux bases et donne naissance à un carbonate ferreux qui, au contact de l'oxygène et de l'eau, se change en sesquioxyde hydraté. Celui-ci, en imprégnant la masse, l'agglutine. Il se fait alors des phénomènes de concrétionnement qui aboutissent à des grès ferrugineux, des géodes ou des masses de limonite, en un mot à de véritables minerais de fer.

Dans cette altération, de vert foncé qu'ils sont normalement, les

grains glauconieux pâlisent et deviennent d'un vert olive pâle qui jaunit plus ou moins.

L'auteur insiste sur ce fait que, au cours de ces phénomènes d'oxydation et d'altération, le têt des fossiles disparaît presque complètement et qu'il ne reste que des moules ou des empreintes.

Lorsque la glauconie forme la plus grande partie des éléments constitutifs du dépôt meuble et perméable, les phénomènes d'oxydation deviennent plus accentués. C'est le cas pour les terrains tertiaires de la Belgique, où la glauconie est très abondante.

Enfin, en ce qui concerne la genèse des minerais de fer par un processus d'altération de couches préexistantes, l'auteur signale la relation qui existe entre la présence et le développement des minerais de fer et les lignes de fente ou de fracture, disposition souvent signalée par Rigaux. Les eaux météoriques, en s'écoulant plus facilement le long de ces lignes, donnent lieu alors à des réactions hydro-chimiques sur les couches riches en sels ferreux qu'elles rencontrent et déterminent la production d'amas dans leur voisinage plus ou moins immédiat.

Ces remarques, comme on le voit, concordent bien avec celles de Cayeux que nous avons citées plus haut.

Les gisements étendus et puissants⁽¹⁾ du Mesabi Range sis au nord-ouest du lac Supérieur, dans le Minnesota, les plus importants du monde, qui en 1902 alimentaient pour plus de moitié l'industrie métallurgique des États-Unis, semblent pouvoir également être rattachés à des phénomènes d'altération de la glauconie. Nous prendrons principalement pour guide, dans l'étude de ces dépôts, plus ou moins complexes, la remarquable étude de C. K. Leith que nous avons déjà analysée, à un autre point de vue.

L'auteur donne, pour la succession des couches, dans l'ordre descendant, le tableau suivant :

Pleistocène.

Crétacé.

Keweenawan, comprenant des gabbros et du granite à l'état d'intrusion dans toutes les formations inférieures.

Huronien supérieur (série de Mesabi) comprenant dans l'ordre descendant : schistes de Virginie, formation de Biwabik (formation des

(1) C. K. Leith admet que la longueur du gisement est d'environ 100 milles, avec une largeur pouvant, sur certains points, atteindre 10 milles. La surface totale serait d'environ 400 milles carrés.

minerais de fer), formation de Pokegama (quartzites et schistes quartziteux).

Huronien inférieur, comprenant : granite à l'état d'intrusion dans les formations inférieures, formation de conglomérats à schistes avec grauwacke (équivalente à la formation du lac Knife de la région de Vermilion).

Substratum complexe, archéen, comprenant des grünsteins, basaltes, diorites, diabases... schistes à hornblende, granites porphyriques et rhyolites.

(Toutes ces formations sont d'ailleurs, les unes par rapport aux autres, en stratification discordante.)

Nous devons rappeler, au point de vue de la synonymie, que le professeur N. H. Winchell, qui a également publié d'importantes études sur les gisements en question, a rattaché les couches de la série de Mesabi au *Taconique* ou *Cambrien inférieur*.

Si nous revenons à l'ouvrage de Leith nous en extrayons le passage suivant.

« La masse est surtout constituée par du silex corné (*chert*). La roche initiale consiste principalement en petits grains de silicate de protoxyde de fer, comme Spurr l'a bien indiqué. Cet auteur lui avait donné le nom de glauconie, mais l'analyse a montré que ce silicate de fer ne contenait pas de potasse et qu'il ne pouvait pas, par suite, être considéré comme étant de la glauconie. Nous lui avons donné le nom de *greenalite*, pour faciliter la discussion. L'observation a fait voir que les silex et les minerais de fer étaient surtout un produit d'altération des grains de la greenalite. Les schistes sont interstratifiés en minces couches dans la formation du minerai de fer. Les roches bigarrées (*paint rocks*) résultent de l'altération des schistes. Les conglomérats et les quartzites forment une mince couche, de quelques pouces à 15 pieds et plus d'épaisseur, à la base de la formation. Ils passent, à la partie supérieure, aux silex ferrugineux d'une façon plus ou moins brusque, bien que d'ordinaire les silex et les quartzites soient interfoliés (*interleaved*) sur une épaisseur de quelques pieds.

« Le conglomérat de la formation ferrugineuse repose sur les quartzites de Pokegama, montrant un léger intervalle d'érosion entre les formations de Biwabik et de Pokegama, quoiqu'il n'y ait pas de discordance dans la stratification qui reste parallèle... »

« Dans la partie est du Range, le gisement minier est en contact avec les gabbro et granite de Keweenawan et a, près du contact, subi un

métamorphisme très marqué. Ce qui caractérise cette région, ce sont des silex riches en magnétite et en amphibole. L'épaisseur de la formation peut varier de 200 à 2.000 pieds avec une moyenne de 1.000 pieds...

« Les minerais constituent des dépôts en forme de bassins, avec de grandes variétés et irrégularités de forme, mais les dimensions horizontales sont généralement très grandes, comparées aux dimensions verticales. Sur les bords, les couches de minerai passent graduellement aux couches de la roche encaissante, constituées surtout par des silex cornés ferrugineux...

« Les minerais résultent surtout de l'altération, dans certaines conditions, de grains verts de silicate de protoxyde de fer, comme Spurr l'a indiqué pour la première fois. Ces grains verts au lieu d'être de la glauconie, comme cet auteur l'a formellement déclaré, semblent être, par suite de leur manque de potasse, d'une nature différente et c'est pour cela que nous les désignons par le nom de greenalite. Il semble que leur développement soit analogue à celui du carbonate de fer d'autres parties de la région du lac Supérieur... La forme des grains est probablement due au remplissage de coquilles très petites, telles que celles de la glauconie ou celles qui constituent les grains d'une partie des minerais de Clinton.

« La concentration ultérieure du minerai dans les dépôts est résultée de l'altération superficielle de la greenalite, dans des conditions absolument superficielles, puisque la formation ferrugineuse était d'abord exposée à l'altération par les agents atmosphériques. Le processus a consisté essentiellement dans la décomposition du silicate de fer (par l'acide carbonique), dans la transformation du protoxyde en hématite et dans la séparation du fer et de la silice. Lorsque ce phénomène s'est produit sur une petite échelle, il en est résulté des silex cornés, zonés, riches en fer. Lorsque au contraire il s'est produit largement, ce sont des dépôts de minerai qui se sont formés. Pendant que ces modifications se produisaient, le fer et le silex étaient entraînés dans les eaux en dissolution. A l'époque actuelle, les eaux de surface, qui s'écoulent à travers les portions altérées de la formation, concentrent le minerai, par suite de la dissolution et de l'entraînement de la silice, mais enlèvent très peu de fer, comme l'indique l'analyse...

« Finalement le manque apparent de minerai dans la formation ferrugineuse sous les bords du schiste de Virginie est dû à ce que la

circulation de l'eau est rendue plus difficile, par suite de l'imperméabilité des couches. »

« Dans la partie est du Range, l'oxyde de fer est surtout de la magnétite associée à des silex cornés, riches en amphibole, et n'a pas été trouvé en dépôts suffisamment abondants pour avoir pu être exploité.

« Le phosphore des minerais résulte d'un phénomène de concentration et n'est pas un produit résiduel. La roche originelle contient peu ou point de phosphore, tandis que les substances qui en proviennent, minerais de fer ou silex, en renferment, mais toutefois en faible quantité. »

Telle est la manière de voir de Leith, que nous présentons d'après l'introduction et la partie essentielle de son important ouvrage. Cet auteur arrive à cette conclusion que la matière initiale n'est pas de la glauconie, mais une espèce voisine qu'il appelle greenalite, et cela parce que l'analyse n'indique la présence ni de la potasse ni de l'acide phosphorique. Nous devons ajouter que le titane qui, comme nous l'avons vu, accompagne toujours la glauconie, semble y faire également complètement défaut, d'après les analyses que communique Leith.

Ces considérations ne semblent pas avoir influencé Spurr qui a maintenu ses premières affirmations, comme cela ressort des conclusions de son mémoire de 1902 [*The original source of the Lake Superior iron ores* (*Am. Geol.*, t. XXIX)].

« Les minerais de fer de Mesabi Range et les types particuliers des roches de la formation du minerai dérivent de l'altération et du réarrangement d'une roche sédimentaire, contenant de grandes quantités d'un silicate vert de fer hydraté, se présentant sous la forme de petits grains généralement arrondis et séparés.

« Les roches qui contiennent du carbonate de fer, y compris les phases appelées sidérites siliceuses et silex cornés sidéritiques, sont un des résultats de l'altération de cette roche initiale, le carbonate de fer, ainsi qu'une grande proportion de la silice, provenant du silicate vert.

« Le silicate vert a été formé, en grande partie, par suite de l'intervention de la matière organique.

« L'aspect, la forme, les propriétés optiques et chimiques montrent que cette substance appartient à la classe des glauconies et que la roche initiale est un sable vert. »

« D'accord avec ce que l'on sait de la formation des sables verts, le fer, la silice..., qui composent la glauconie, sont probablement dérivés, en grande partie, d'un limon très fin continental, en partie aussi d'une solution dans l'eau de mer.

« Les conclusions ci-dessus s'appliquent probablement à la plupart des autres minerais de fer du lac Supérieur. »

Le puissant gisement de minerais de fer de Meurthe-et-Moselle, connu sous le nom de *minette*, qui constitue une richesse métallurgique de premier ordre, semble s'être formé dans des conditions analogues. Nous sommes d'accord sur ce point avec v. Gümbel qui, dans le mémoire déjà cité, s'exprime ainsi : « Beaucoup de grains de sesquioxyle de fer hydraté de la minette de la région Lorraine et Luxembourg proviennent très probablement de la décomposition de grains de glauconie antérieurement formés. »

Ce gisement se trouve à la partie supérieure du *Toarcien* (étage supérieur du lias) sous le Bajocien et se présente sous la forme de couches interstratifiées dans des marnes argileuses. L'épaisseur totale varie depuis plusieurs mètres jusqu'à une cinquantaine de mètres. On distingue dans l'ordre descendant les couches rouge, jaune, grise, brun noir, verte. Les couches cependant se réduisent à trois dans la région de Nancy. Elles sont siliceuses du côté de Longwy et plutôt riches en calcaire du côté de Briey.

Il s'en faut que ce beau gisement équivalise, au point de vue économique, à celui que nous avons décrit pour les États-Unis. D'une part le rendement en fer est beaucoup moindre; il s'élève au maximum à 37 à 38 0/0, alors que, d'après Leith, on n'exploite pas de minerais de Mesabi Range qui donnent moins de 58 0/0. D'autre part, la teneur en acide phosphorique est très forte et voisine de 2 0/0, tandis que, dans les hématites peu hydratées de la formation américaine, la teneur en phosphore, d'après Leith, ne dépasse pas 0,05 0/0 et n'est que légèrement plus élevée pour les minerais hydratés, permettant ainsi l'emploi du Bessemer acide pour la fabrication de l'acier.

Nous allons, pour finir, examiner un certain nombre de gisements tous de même nature, que les géologues actuels rattachent aux roches éruptives, mais qui dérivent de la glauconie par le processus de méta-

somatiation que nous avons examiné, à propos des *Hypérites*, et qui sont, par suite, d'origine purement sédimentaire.

Le type de ces minerais peut être représenté par Taberg dont nous avons donné, d'après Törnebohm, une description rapide, page 31. Cette montagne, qui se trouve à environ 15 kilomètres au sud de Jöhnköping, a une hauteur de 120 mètres en moyenne au-dessus de la plaine environnante, une longueur de 900 mètres et une largeur de 450 mètres. Elle est constituée exclusivement par un minerai de fer, d'où son nom de Taberg, littéralement *montagne de minerai*. Elle consiste essentiellement en un mélange de minerai de fer magnétique et d'olivine.

A. Sjögren [*Om förekomsten af Tabergs jernmalmsfyndighet i Småland* (*Geol. Fören. Förhandl.* t. III, 1876 et 1877)], après avoir rappelé que ce gisement a été l'objet d'études de la part de Werner, Haussmann, Hisinger... décrit le gisement qu'il eut occasion de visiter et dit qu'il résulte de l'examen microscopique, que la roche consiste essentiellement en olivine et magnétite intimement mélangées, auxquelles il faut joindre un feldspath plagioclase, surtout dans les points où la magnétite est moins abondante. Il décrit les minéraux qui la composent, la magnétite, l'olivine, qui est souvent serpentinisée, le plagioclase, le moins important des trois éléments essentiels, qui s'accompagne souvent de viridite, surtout aux points de contact de ce minéral et de l'olivine et de la magnétite. Il signale, comme éléments accessoires, le mica noir distribué sporadiquement, toujours en faible quantité, et l'apatite peu abondante et sous forme de petits grains irréguliers, et remarque finalement que le pyroxène et l'amphibole font complètement défaut, mais par contre qu'on y constate la présence du *vanadium*.

Sjögren insiste enfin sur ce fait qu'on trouve des diabases et des gabbros dans le voisinage.

A. E. Törnebohm a donné, en sus du mémoire que nous avons analysé, une étude très complète sur ce gisement [*Om Taberg i Småland och ett par derved anal. Jernmalm.* (*Geol. Fören. Förhandl.*, t. V, 1880 et 1881)]. Après avoir rappelé que A. Sjögren, à la suite de son étude minéralogique et pétrographique, est arrivé à cette conclusion que cette roche a surgi à travers des roches du genre gabbro, tandis que Haussmann la considérait comme une sorte d'hypérite riche en fer, il donne la description de ce gisement qu'il a visité.

Il commence par remarquer que la roche, qui domine dans la ré-

gion autour de Taberg, est un gneiss granitique rougeâtre, à grain moyen ou gros, quelquefois presque granitique, avec lequel alternent d'une façon assez irrégulière des roches vertes ou foncées et presque noires, ayant beaucoup de ressemblance avec les hypérites ou les diorites hypéritiques du Vermland ou même avec les diabases à bronzite avec olivine. Il arrive alors à cette conclusion, qu'on se trouve en présence de deux roches, une *diorite hypéritique* et une *diabase à bronzite*, et ajoute cette remarque importante *que la diorite à hypersthène n'est pas une roche distincte (sjelfständig), mais seulement un produit de transformation d'une hypérite.*

Examinant maintenant le gisement de Taberg, il commence par constater que, au pied de la montagne, le minerai est mélangé en grande quantité avec du feldspath plagioclase, mais que plus on avance vers le centre de la montagne, plus ce dernier tend à disparaître, et qu'on ne le reconnaît plus qu'à l'aide du microscope sous la forme de petits grains. De l'autre côté de la montagne on retrouve ce feldspath plagioclase.

L'auteur conclut de son étude que la masse de minerai de fer de Taberg se présente comme une masse colossale sise dans les formations d'hypérite ou de diorite à hypersthène, qui dominent dans le voisinage, et pose alors la question de savoir si cette masse est indépendante ou s'il n'existe pas, au point de vue de la genèse, un lien entre le minerai de fer et les grünensteins précités. Après avoir remarqué que les minéraux, que l'on trouve dans la masse de Taberg, à savoir la magnétite, l'olivine, le plagioclase, comme éléments essentiels, l'apatite et le mica, et aussi le pyroxène à l'état d'hypersthène et d'augite (Sjögren n'avait pas trouvé de pyroxène, mais Törnebohm en constata la présence dans les parties du minerai riches en plagioclase) se retrouvent dans l'hypérite, l'auteur arrive à cette conclusion que le gisement considéré peut être regardé comme une variété d'hypérite, dans laquelle dominent la magnétite et l'olivine.

Ce qui le confirme encore dans cette manière de voir, c'est le fait que l'on trouve dans le minerai altéré de petits grains de grenat semblables à ceux que présentent si souvent les diorites à hypersthène.

La réputation de Taberg semble avoir résulté de ce qu'il n'avait pas d'analogue jusqu'ici. L'auteur en cite d'autres gisements de même nature qu'il a observés dans le voisinage. Il rappelle enfin que le gisement connu sous le nom de *Iron Mountain* dans Rhode Island (Etats-Unis), qui se présente sous la forme d'une montagne de 140 mètres

de longueur sur 50 mètres de largeur et 35 mètres de hauteur au-dessus de la plaine environnante, est également, d'après Wadsworth, une roche riche en magnétite et olivine, plus riche en titane et manganèse que Taberg, mais exempte de phosphore et de soufre.

Pour en terminer avec le gisement de Taberg, nous dirons que le rendement en fer assez bas, de 32 0/0 environ, très inférieur, par suite, à ceux que nous avons signalés, et, de plus, la présence de l'olivine, silicate très peu fusible, en ont toujours rendu l'utilisation très difficile.

Zerrener [*Ueber den Magnetberg Katschnar am Ural (Zeit. der deut. geol. Gesel.*, t. I)] cite plusieurs montagnes de minerai de fer de l'Oural, notamment celle de Katschnar, consistant en une roche magnétique, riche en magnétite et en serpentine. La magnétite s'y présente souvent à l'état de filons pouvant atteindre une épaisseur de 40 pouces. En même temps que la serpentine, on y trouve de l'asbeste ainsi qu'un peu de mica.

H. H. Reusch [*Et besög i titanjerngrub. vid Sogndal. (Geol. Fören. Förhandl.*, t. IV, 1878 et 1879)] décrit des gisements de minerai de fer dans une roche très riche en labrador avec un peu d'hypersthène, présentant du fer titané soit sporadiquement, soit sous forme de filons. L'auteur rapproche ce gisement de ceux de même genre que l'on observe dans les gabbros.

O Stutzer [*Geologie und Genesis der lappländ. Eisenezrlager. (N. Jahr. f. Min.*, t. XXIV, 1907)], après avoir rappelé le mode de formation des minerais de fer des marais de la Laponie, par suite de phénomènes de lixiviation, étudie la série de roches dont la description suit.

Une syénite riche en soude (6,13 0/0) trouvée dans Kirunavaara, présentait de l'amphibole de formation secondaire, qui avait remplacé totalement ou en partie l'augite, du plagioclase, de la magnétite, du titanite ainsi que de l'apatite, comme éléments principaux et accessoires.

La syénite porphyrique, riche en soude de Kirunavaara, comprend un filon de minerai de fer à oxyde magnétique, que l'auteur se représente comme ayant pénétré dans la masse après sa consolidation. La roche contient du feldspath, du titanite, beaucoup d'hornblende secondaire, de l'épidote et enfin, dans le voisinage du minerai, de la biotite, que l'auteur regarde comme résultant d'une altération de l'amphibole.

Le minerai de fer de Kirunavaara est de la magnétite très pure pouvant donner jusqu'à 70 0/0 de fer. La couche est très puissante;

son épaisseur varie entre 34 et 152 mètres et sa longueur dépasse 4,7 kilomètres. Quant à la profondeur, il résulte d'une communication de Lundbohm à l'auteur qu'elle dépasse certainement 1.000 mètres.

Comme substances étrangères, la magnétite ne renferme guère en masses plus ou moins importantes que de l'apatite qui s'y présente plutôt sous la forme de lentilles plus ou moins allongées qu'en filons. En certains points, la magnétite disparaît pour être remplacée par de l'apatite presque pure. Comme autres substances, nous citerons de l'hématite et de l'oligiste, de la limonite, du carbonate de fer, de la pyrite de fer, des pyrites de fer et de cuivre. On a trouvé, de plus, du plagioclase, de l'augite, de la biotite, des cristaux de tourmaline et de grenat, de la calcite, du quartz, du talc et de la chlorite, ces derniers comme produits de décomposition d'amphibole et de mica. Le titanite a été observé çà et là, surtout dans la zone d'imprégnation. D'après Lundbohm, la teneur en titane des minerais oscille, pour celui de Kirunavaara, entre 0,32 et 0,95 0/0, et pour celui de Luossavaara entre 0,95 et 1,5 0/0. La teneur en soufre ne dépasse pas habituellement 0,08 0/0.

D'après l'auteur, la magnétite des environs de Kirunavaara se rattache, au point de vue de la genèse, de la façon la plus intime aux kératephyres qui accompagnent les filons, et doit, comme ces porphyres, procéder du magma qui a fait éruption en même temps qu'eux.

[*Les considérations que nous avons développées longuement dans ce mémoire ne nous permettent pas d'admettre une pareille origine.*]

L'auteur examine ensuite différents gisements, tels que celui de Gellivaara, qui consiste surtout en magnétite, à l'état de lentilles, dans un gneiss rouge riche en feldspath.

Le gneiss et le minerai sont traversés par des masses puissantes de syénite et de pegmatite ainsi que par du gabbro à olivine. Celui-ci montre, en dehors du feldspath, du diallage, du pyroxène rhombique, beaucoup d'olivine, de la magnétite, du fer titané et du leucoxène; il est de plus traversé souvent par des filons d'apatite.

L'auteur, en examinant le gneiss en lames minces, constata que le mica avait disparu et avait été remplacé par de la chlorite, surtout dans la zone de contact du gneiss et du minerai et remarqua que cette modification résultait de l'action des eaux de surface.

Quant au minerai, c'est surtout de la magnétite. On rencontre aussi, sur quelques points, de l'hématite et de l'oligiste. La magnétite est plus ou moins mélangée avec de l'apatite. Comme minéraux

accessoires, il y a lieu de citer des pyrites de fer et de cuivre, de la malachite, de l'augite, de l'hornblende, du mica, de l'asbeste et enfin dans les épontes, de la desmine, de la chabasié, de la scapolite, du grenat, du spath fluor.

Le minerai présente une teneur en oxyde de fer magnétique allant jusqu'à 95 0/0 et une teneur en fer pouvant atteindre 69 0/0. L'acide phosphorique y varie entre des limites assez étendues, de 0,03 à 2,63 0/0.

Gisements de phosphate de chaux. Phosphorite et apatite. — Si nous nous reportons aux dépôts des mers actuelles en prenant comme guide l'excellent livre de Collet, nous voyons que, d'après les cartes de sir J. Murray, les concrétions phosphatées furent draguées dans tous les points de la mer où l'on observe *de grands écarts de la température superficielle*, — résultant de la rencontre de courants froids et chauds — qui, comme on le sait, amènent une grande destruction d'animaux. Ces concrétions ont une teneur en phosphate de chaux très variable, ainsi que cela résulte de l'analyse de deux échantillons provenant de la même localité de l'*Agulhas Bank*. Les sondages du *Blake* ont donné des résultats analogues. L'auteur arrive à cette conclusion « que la masse principale des concrétions est composée, en majeure partie, de phosphate de chaux, dont la teneur est sujette à de grandes variations, dépendant de la plus ou moins grande quantité d'organismes calcaires ».

Il est intéressant de voir comment le phosphate de chaux, qui est en dissolution dans l'eau de la mer, peut se séparer à nouveau. Collet fait remarquer, à ce propos, que, par sa décomposition sur le fond de la mer, la matière organique dégage de l'ammoniaque, qui, en réagissant sur le phosphate de chaux en solution, donnera du phosphate d'ammoniaque, et ajoute que « c'est l'action du phosphate d'ammoniaque sur le carbonate de chaux des coquilles calcaires qui paraît être le premier stade de la formation des nodules ». La réaction donnerait, d'après cet auteur, naissance de plus à du carbonate d'ammoniaque.

Cette manière de voir est confirmée par une importante expérience de R. Irvine et de W. S. Anderson (*Proc. of the R. Soc. Edinb.*, t. XVII, 1891), dans laquelle un polypier plongé dans du phosphate d'ammoniaque renfermait 60 0/0 de phosphate de chaux au bout de six mois.

Collet rappelle, à ce sujet, qu'il résulte des recherches de A. Gautier sur des phosphates de chaux et d'alumine de la grotte de la Minerve, que ces deux substances sont dues à l'action pseudomorphisante du phosphate d'ammoniaque provenant de la matière animale sur l'argile, ce qu'il prouva du reste en produisant du phosphate d'alumine par l'action du phosphate d'ammoniaque sur du kaolin.

La glauconie, comme nous l'avons vu, prend également naissance par suite de la décomposition de matières organiques. On ne sera pas surpris d'après cela de constater que le phosphate de chaux et cette substance s'accompagnent d'une façon très régulière. C'est ce que fait bien remarquer Collet dans les termes suivants: « Les matières minérales secondaires associées à la glauconie sont surtout représentées par le carbonate et le phosphate de chaux. »

Les concrétions phosphatées ont été signalées souvent dans le crétacé. E. Fuchs (*Bul. As. Av. des Sc.*, 1886) donne, comme l'étage le plus riche, l'albien, qui comprend les sables verts, le gault et la gaize. Les nodules ou *coquins* des sables verts se présentent en couches de 0,20 à 0,30 d'épaisseur, avec une teneur variant entre 35 à 40 0/0. Le gault des environs de Bellegarde est également riche en nodules de phosphate de chaux. La couche très variable a de 0^m,40 à 0^m,50 d'épaisseur, avec une teneur comprise entre 50 et 70 0/0. Enfin la gaize renferme, dans l'est de la France, des nodules d'une teneur élevée (50 à 60 0/0), mais disséminés dans une moindre épaisseur (0^m,10 à 0^m,20).

Certains autres étages de la craie sont riches en glauconie, tels le cénomaniens et la partie supérieure du sénonien. Là encore nous allons retrouver les phosphates de chaux assez abondamment pour qu'on ait pu les exploiter.

E. Nivoit, à qui on doit une importante étude sur les phosphates [*Phosphates de chaux (Encyclopédie chimique)*], a décrit les phosphates de Cibly dans une note (*C. R. Ac. des Sc.*, 1874) à laquelle nous empruntons les renseignements suivants. Le phosphate de chaux se trouve dans la craie blanche. Il y forme un poudingue dont l'épaisseur est en moyenne de 0^m,60 et dépasse rarement 1^m,50. Ces nodules ont donné à l'analyse: eau, matières organiques, acide carbonique, 25,55; acide phosphorique, 20,35; sable et argile, 1,30; acide sulfurique, 0,12; chlore, 0,25; fluor, 0,18; chaux, 51,60; oxyde de fer, 0,90. La matière organique est azotée, avec une teneur en azote de 0,35 0/0, vraisemblablement à l'état de sel ammoniacal. L'auteur

fait remarquer que ces nodules présentent une analogie remarquable avec les nodules de la base de la craie blanche, trouvés dans les Ardennes, ainsi que dans le département du Nord.

Clouet [*Étude sur la craie phosphatée naturelle de la Seine-Inférieure* (*Bul. As. Av. des Sc.*, 1884)] signale la présence de nodules de phosphate de chaux dans le cénomanien inférieur, dans le cénomanien supérieur et dans le turonien, où l'on a observé deux niveaux parfaitement déterminés, avec une teneur de 15,33 0/0 pour celui du dessus.

P. Lévy (*Bul. Soc. ing. civ.*, 1887), dans une étude des phosphates de la Somme, fait remarquer que les poches de phosphate de chaux se présentent sous la forme de cônes renversés, terminés quelquefois à la pointe par un petit canal, ayant de 5 à 6 mètres de diamètre à la partie supérieure et une contenance pouvant atteindre 500 mètres cubes. La paroi de ces cônes est polie comme celle de beaucoup de puits naturels. Quant au remplissage des poches, il est le suivant : bief rouge ou noir (argile à silex); phosphate de chaux; craie. Quelquefois on trouve des sables phosphatés. L'auteur indique, dans les nodules, la présence du fluorure et du chlorure de calcium, mais sans y insister.

Paine et Way (*J. agr. Soc.*, t. IX, 1848) ont signalé, ainsi que bien d'autres auteurs, la présence du phosphate de chaux dans le greensand et la craie d'Angleterre. La craie marneuse (*chalk marl*) contient environ 2 0/0 d'acide phosphorique. Cette marne est de couleur grise et présente des mouches de greensand qui deviennent de plus en plus nombreuses, à mesure que la marne passe graduellement à la couche du greensand (*upper greensand*) qui renferme surtout des concrétions phosphatées. La matrice du nodule n'est pas du greensand pur, mais est formée en partie par une matière siliceuse et calcaire et en partie par des grains de glauconie et de phosphate.

Nous retrouvons des particularités de même genre dans les couches d'Alabama qui appartiennent au crétacé et que l'on trouvera bien décrites dans l'importante monographie de R. A. F. Penrose jun. (*Bul. of the U. S. Geol. Survey*, n° 46).

Nous allons maintenant considérer un cas typique qui montrera bien comment du phosphate de chaux, qui se trouve régulièrement réparti dans un terrain sédimentaire, a pu, par suite d'actions ultérieures, passer à l'état de concrétions phosphatées.

Considérons pour cela les phosphates du lias inférieur. Ceux-ci se

trouvent à la partie supérieure de la couche de calcaire désignée sous le nom de calcaire à *gryphée arquée* et encroûtent, pour ainsi dire, ce dépôt sans pénétrer dans son intérieur. Si les plus petits fossiles sont à peu près transformés en phosphate, il n'en est pas de même pour des ammonites de grande taille par exemple, et une section faite dans celles-ci montre que le phosphate ne forme qu'un enduit à leur surface. Il résulte de tous ces faits que les phosphates en question ne sont pas contemporains de la formation du calcaire, mais qu'ils y ont pénétré *per descensum* ultérieurement. Ils forment ainsi une sorte de *filon-couche par suite d'une remise en mouvement du phosphate*, pour employer une expression très exacte de de Launay.

Quand on examine les choses de plus près, on voit d'après les recherches de K. Haushofer [*Ueber die Zusammensetzung des glauconits* (*Erd. J. f. prakt. Chem.*, t. XCVII, 1866)] que l'on trouve la glauconie, dans les couches du lias moyen caractérisées par l'*ammonites amaltheus = margaritatus* près de Bodenwöhr en Bavière, et v. Gümbel, si bien renseigné sur la géologie de cette partie de l'Allemagne, confirme le fait (*mém. cit.*). Il semble, d'après cela, que les marnes du lias moyen, qui résultent de la consolidation de boues bleues riches en sulfures peuvent renfermer de la glauconie. N'avons-nous pas vu déjà d'ailleurs avec sir J. Murray et Renard que l'on trouve la glauconie dans les boues bleues et sous deux aspects différents? Collet, à qui nous empruntons ces renseignements importants, ajoute, il est vrai : « *La glauconie est généralement présente dans les boues bleues, mais ne peut en aucune façon être considérée comme caractéristique, étant en quantité minime comparativement à celle des boues vertes et des sables verts.* »

Si l'on admet maintenant que le phosphate accompagne la glauconie dans les marnes en question, on comprend très bien que lorsque l'érosion en aura fait disparaître une épaisseur suffisante, les eaux météoriques puissent arriver jusqu'à la couche de calcaire et y précipiter cette substance, qui aura été remise en mouvement soit par l'acide sulfurique provenant de l'oxydation des sulfures, soit même par l'acide carbonique (1). Un pareil phénomène aura pour résultat, finalement,

(1) Parmi les nombreux chimistes qui se sont occupés de l'action de l'eau chargée d'acide carbonique sur le phosphate de chaux, nous citerons notamment J.-B. Dumas (*C. R. Ac. des Sc.*, t. XXIII). Ce savant éminent arrive à cette conclusion que l'acide carbonique est le véritable agent de dissolution de cette substance et que c'est par ce processus qu'elle est mise à la disposition des végétaux.

d'amener le phosphate qui, par suite de sa division dans la masse était inutilisable, à l'état d'une sorte de filon-couche parfaitement exploitable.

Nous retrouvons une disposition analogue dans les phosphorites du Nassau, pour lesquels la coupe donnée par C. Davies (*Geol. Mag.*, 1868) comprend, à la partie supérieure de l'argile, plus bas du phosphate de chaux avec des concrétions d'oxyde de manganèse et enfin à la base des couches de dolomie. Penrose (*op. cit.*) dit « que le gisement de phosphate semble coïncider absolument avec les couches de calcaire et que, lorsque cette dernière roche disparaît, on n'en trouve pas. Ce fait semblerait indiquer que le phosphate de chaux doit son origine au calcaire ». Il ajoute que, en même temps que le phosphate de chaux, on rencontre des dépôts d'hématite cristallisée et de minerais de manganèse.

Le gisement d'Estrella, dans l'Estramadure, comprend également, d'après C. U. Shepard, des poches de phosphate de chaux dans des couches de calcaire.

Le puissant gisement de phosphate de chaux de la Caroline du Sud se compose de nodules qui sont superposés à des marnes. Penrose fait remarquer que cette formation montre que, dans beaucoup de cas, la phosphatisation s'est produite de *haut en bas*. Ce qui le prouve, dit-il, c'est ce fait que la marne immédiatement sous-jacente contient de 20 à 30 0/0 de phosphate, alors qu'elle n'en contient déjà plus guère que 10 à 20 0/0 à quelques pouces au-dessous. Le professeur Holmes a signalé, de plus, ce fait que, pour quelques-uns des nodules, la richesse en phosphate va en diminuant, de la périphérie au centre. Nous retrouvons là, comme on le voit, toutes les particularités que nous avons indiquées pour les gisements du lias inférieur.

Si nous descendons dans les niveaux les plus bas de la série géologique, dans les étages laurentien et cambrien du Canada et dans les dépôts siluriens du nord du pays de Galles décrits, les premiers par J. W. Dawson (*Quart. J. of the geol. Soc. Lond.*, 1876), les seconds par C. Davies (*mém. périodique*, 1875), nous constatons encore l'association des phosphates et du calcaire. Le cas est surtout très net pour le dernier gisement.

Ce que nous avons dit plus haut pour les phosphates de la Somme montre que les poches, qui contiennent les phosphates, sont bien le produit de la dissolution lente de la craie par les eaux météoriques

chargées d'acide carbonique. Le phosphate de chaux plus résistant a été entraîné et est venu se déposer à la partie inférieure où on peut l'exploiter facilement. Ces poches ont été comblées d'ailleurs, en grande partie, par de l'argile résultant de la décalcification de la poche, comme c'est le cas pour les *puits naturels* plus ou moins ramifiés de la craie et du calcaire grossier.

Les phosphates de chaux sédimentaires s'accompagnent, d'une façon très constante, d'iode, de fluorure et de chlorure de calcium. Ces substances semblent originelles et se sont vraisemblablement séparées en même temps, au cours du processus chimique que nous avons indiqué d'après Collet.

L'iode ne s'y trouve qu'en très faible quantité et, jusqu'à l'époque de la fabrication des superphosphates, on n'en soupçonnait guère l'existence, du moins d'une façon absolument constante ⁽¹⁾. Nous renvoyons, en ce qui concerne l'extraction de cette substance au point de vue industriel, au mémoire de P. Thibault (*C. R. Ac. des Sc.*, 1874). L'auteur le signale dans les phosphates de Tarn-et-Garonne, du Lot, de Bellegarde, et pense qu'il doit s'y trouver à l'état d'un composé soluble, probablement d'iodate de soude. Quelques-uns des échantillons n'en renferment que des traces, d'autres au contraire en contiennent jusqu'à 0,002 0/0. Cette proportion semble toutefois être un minimum, car une grande partie reste dans la masse des superphosphates.

Toutes les analyses des phosphorites indiquent, comme nous l'avons dit, la présence du fluorure et du chlorure de calcium en quantités très appréciables, surtout pour la première de ces substances. C'est même cette association très constante qui avait conduit Berzélius, lequel avait observé l'existence du fluor dans les eaux thermales de Carlsbaden, à y soupçonner et à y constater la présence de l'acide phosphorique (*Gilbert. An.*, t. LXXIV). W. Mayer (*mém. cité*) indique de 3,28 à 3,92 0/0 de fluorure pour les phosphates d'Amberg, Forster et Petersen 4,27 de fluor pour ceux de Nassau, Nivoit (*mém. cité*)

(1) L'iode avait cependant été déjà signalé dans certains gisements de phosphate de chaux, dans ceux d'Amberg (Bavière), par Liebig, Müller, W. Mayer [*Analysen des Phosph. von Amberg (Lieb. An.*, t. XXV, 1837)], par W. Wicke [*Das Phosphoritvork. in Nassau (K. Gesel. der Wiss. Göttingen Nach.*, 1868)]. F. Kuhlmann (*C. R. Ac. des Sc.*, 1872), qui a également étudié cette question, conclut de ses recherches que si les phosphates de chaux contiennent de l'iode d'une façon constante, par contre ils ne renferment pas de brome. Ce fait a été confirmé par Thibault (*mém. cité plus haut*).

0,25 de chlore et 0,18 de fluor pour ceux de Cibly. L. Bister (*Étude sur les phosphates de chaux*) donne des chiffres beaucoup plus élevés, jusqu'à 11,83 0/0 de fluor pour les phosphates du Lot d'après Bobierre, 8,10 0/0 de fluorure de calcium pour ceux de l'Yonne... Enfin P. Thibault (*C. R. Ac. des Sc.*, 1873) expose, dans une note intéressante, les accidents auxquels peut donner lieu, pour le matériel industriel, la présence du fluor dans les vapeurs produites lors de la fabrication des superphosphates.

Si les silicates cristallisés massifs se sont bien formés par le processus que nous avons indiqué, on doit s'attendre à retrouver, dans les filons d'apatite que ces roches contiennent, les corps que nous venons de signaler comme formant cortège au phosphate de chaux. Les analyses ont montré qu'il en était bien ainsi. Berzélius (*An. der Phys. und Chemie*, t. I) a reconnu que toutes les apatites sont fluorées, de même que les phosphorites. Il en est de même, avec Daubeny, pour les apatites de Logrosan (Espagne). G. Rose signala également la présence constante du fluor et du chlore dans les apatites et fut amené, suivant la prédominance de l'une ou l'autre de ces substances, à les diviser en *chlorapatites* et en *fluorapatites*. Il semble cependant difficile de voir là des composés définis, ainsi que Mohr l'a fait remarquer (*op. cit.*).

Les filons étant, d'après les idées de F. Sandberger, le produit de la lixiviation de la roche encaissante, on doit retrouver dans les roches silicatées massives une quantité relativement importante de phosphate. Nous renvoyons à ce sujet au mémoire de W. Sullivan [*On the presence of phosph. acid in rocks...* (*Phil. Mag.*, t. XXVII, 1845)], qui confirme et complète ce que nous avons exposé antérieurement, au point de vue tant chimique que minéralogique.

Les observations ci-dessus montrent que c'est à l'état de phosphate de chaux et de fluorure de calcium que l'acide phosphorique et le fluor se sont déposés originellement dans les roches. Il en résulte, en ce qui concerne les phosphates, que la vivianite, la wavellite, la wagnérite, l'erdwarsite, la monazite, l'amblygonite, la xénotine... se sont produits ultérieurement par des phénomènes de double décomposition en partant du phosphate de chaux et doivent par suite être considérés comme des *produits secondaires*. C'est ce que G. Bischof (*op. cit.*) admet nettement, par exemple, pour la vivianite, la wavellite, le phosphate de cuivre. Il pense de plus que les sulfates résultant

de l'oxydation des pyrites ont dû jouer un rôle dans le phénomène.

Il en est de même pour les fluorures. C'est ainsi que s'est formée la kryolite (fluorure double d'aluminium et de sodium) que l'on trouve en couches dans le gneiss à Ivigtut (Groenland). Bischoff et Mohr, que nous avons souvent cités, n'hésitent pas à se prononcer dans ce sens.

Formation des calcaires magnésiens et des dolomies. — Nous avons vu, en étudiant les schistes cristallins, que l'on rencontre, au milieu d'eux, des bancs calcaires puissants ou des lentilles calcaires allongées plus ou moins riches en magnésie. C'est cette question que nous allons examiner maintenant, en nous aidant d'observations récentes qui l'éclairent d'un jour nouveau.

Les premières idées rationnelles que l'on ait en cette matière sont celles que Cordier émit dans un remarquable mémoire de 1844 : *De l'origine des roches calcaires*, publié en 1863 dans *C. R. Ac. des Sc.* L'auteur rejette tout d'abord la théorie de la dolomitisation de L. de Buch, en vertu de laquelle la magnésie aurait été introduite sous la forme de vapeurs de roches pyroxéniques s'élevant du centre de la terre à l'intérieur de roches calcaires préexistantes et les aurait complètement transformées. Il pense que, si les débris de coquilles, de zoophytes... contribuent dans une certaine mesure à l'édification des roches calcaires, ils n'en forment cependant qu'une faible partie, et qu'on doit finalement invoquer surtout une réaction purement chimique ⁽¹⁾. Le calcaire pur passe, d'après lui, au calcaire magnésien, et ainsi se trouve formée la transition pour arriver aux dolomies, de telle sorte qu'on doit admettre une origine commune pour toutes ces roches. Les deux carbonates en question résulteraient de l'action d'un carbonate de soude, qui provient lui aussi de la décomposition des feldspaths, sur les chlorures de magnésium et de calcium de l'eau de mer. Ces phénomènes entraînent, d'après leur auteur, une variation séculaire pour les océans, à laquelle correspondraient des changements progressifs dans la faune marine des époques géologiques successives.

Comme le carbonate de soude que Cordier faisait intervenir dans

(1) Les observations ultérieures et surtout les études récentes sur les fonds de mer actuels, qui montrent l'importance des vases à globigérine, à ptéropodes et des formations coralliaires, vont complètement à l'encontre de cette manière de voir. Les roches calcaires sont, pour la majeure partie, des roches *construites* et les dépôts par voie chimique ne sont qu'une *exception*.

le processus ne se rencontre pas dans l'eau de mer en quantité notable, pas plus d'ailleurs que le chlorure de calcium, on comprend que d'autres naturalistes aient cherché l'explication du phénomène dans des réactions différentes. C'est ainsi qu'Haidinger (*An. der Phys. und Chemie*, t. LXXIV, 1848), en partant de l'association fréquente de la dolomie et du gypse (1), avait pensé que la magnésie était arrivée au calcaire sous la forme de sulfate de magnésie et qu'il s'était formé alors, par double décomposition, du gypse et du carbonate de magnésie. Comme la chimie montre cependant que c'est la réaction inverse qui se produit, l'auteur supposait que la première réaction avait lieu sous pression et à une température suffisamment élevée, et v. Morlot (*N. Jahrb. f. Min.*, 1847) reconnut effectivement qu'un mélange de sulfate de magnésie et de carbonate de chaux, en proportions convenables, porté à une température de 200° C. dans un tube fermé, se transformait complètement en un sel double de chaux et de magnésie, avec formation de gypse.

St. Hunt, qui reprit cette dernière expérience, montra que ce que v. Morlot considérait comme une dolomie n'était qu'un mélange de carbonate de chaux et carbonate de magnésie anhydre et peu soluble, les conditions dans lesquelles le carbonate de magnésie est mis en liberté, dans cette expérience, n'étant pas favorables à son union avec le carbonate de chaux pour former le sel double qui constitue la dolomie. Il fit voir de plus que les recherches de A. Favre et Marignac, qui pensaient pouvoir obtenir de la dolomie en substituant du chlorure de magnésium au sulfate, donnaient des résultats analogues à ceux qu'il avait observés en contrôlant l'expérience de v. Morlot.

St. Hunt repousse également le mode de formation qu'indiquait Ch. Sainte-Claire Deville et qu'il déduisait d'expériences dans lesquelles il faisait agir des vapeurs de chlorure de magnésium anhydre sur du carbonate de chaux porté à une certaine température, parce qu'il ne concorde pas avec les phénomènes naturels et ajoute que des observations géognostiques multipliées montrent que la notion de formation par épigénie en partant du calcaire, ne saurait être acceptée, bien que l'on constate souvent le fait de la redissolution et du dépôt dans les veines et cavités d'autres roches.

Cet auteur, qui discute ces questions très longuement, dans son ouvrage, auquel nous avons d'ailleurs puisé en grande partie les

(1) L. de Buch, Collegno et v. Alberti avaient déjà fait remarquer que la transformation du calcaire en dolomie coïncide avec la formation du gypse.

détails ci-dessus, admet pour les dolomies ou calcaires magnésiens un double mode de formation. Dans le premier cas, la dolomie résulterait de la décomposition du sulfate de magnésie par des solutions de bicarbonate de chaux, tandis que, dans le second, ce serait des dissolutions de bicarbonate alcalin qui, en réagissant sur du chlorure de magnésium ou du sulfate de magnésie, mèneraient le phénomène. Il fait de plus intervenir des sources sous-marines apportant des eaux carbonatées alcalines, riches en fer, magnésie et autres métaux, ainsi qu'en silicates alcalins, et cherche à expliquer par là la *présence des métaux qui est constante dans les dolomies*, et aussi la formation du *silicate de magnésie qu'on trouve si fréquemment associé aux dolomies et calcaires magnésiens des schistes cristallins*.

Nous n'avons tant insisté sur ces théories que pour bien marquer la marche des idées et pour rappeler également des travaux qui, à d'autres points de vue, sont très estimables. Nous ne saurions en effet admettre dans les phénomènes de double décomposition en question l'intervention de dissolutions de bicarbonate de chaux ou de soude, encore moins de sources sous-marines puissantes, riches en métaux et en silicates alcalins. La première supposition ne concorde pas avec ce que l'on sait de la chimie de l'eau de la mer, et la seconde est absolument gratuite.

Si nous nous reportons maintenant à la composition de l'eau de la mer, nous voyons, d'après Mohr (*op. cit.*), qu'elle comprend en grammes par litre : chlorure de sodium, 26,729 ; chlorure de magnésium, 3,22 ; chlorure de potassium, 1,289 ; bromure de sodium, 0,417 ; sulfate de chaux, 1,628, et sulfate de magnésie, 2,024 ; total, 35,307. Thoulet (*op. cit.*, Collet) indique pour l'eau de l'Atlantique un total à peu près égal, mais avec une répartition différente des bases : chlorure de sodium, 27,37 ; chlorure de potassium, 0,59 ; chlorure de rubidium, 0,02 ; sulfate de chaux, 1,32 ; sulfate de magnésie, 2,24 ; chlorure de magnésium, 3,36 ; bromure de magnésium, 0,035 ; métaphosphate de chaux, 0,02 ; bicarbonate de chaux, 0,06 ; bicarbonate de fer, 0,003 ; silice, 0,014 ; total, 35,06.

Ce qu'il importe de remarquer pour le moment, c'est la teneur élevée de cette eau en sulfate de chaux et encore plus en sulfate de magnésie. Or nous avons vu que les matières organiques réduisent facilement le premier de ces corps en donnant du sulfure de calcium et de l'acide carbonique. Le sulfure tend lui-même à passer à l'état de carbonate de chaux, en dégageant de l'hydrogène sulfuré, et

comme ce dernier corps en s'élevant, à l'état de bulles, précipite les métaux, tels que le fer, le manganèse, le zinc... qui se trouvent dans l'eau de la mer à l'état de bicarbonates, on comprend facilement qu'on doive aboutir à un dépôt chimique de carbonate de chaux, plus ou moins mélangé de sulfures métalliques. Le sulfate de magnésie donnera, lui aussi, naissance à des produits analogues, de telle sorte qu'on obtiendra finalement un mélange des deux carbonates riche en sulfures. Si nous revenons à l'ouvrage de St. Hunt, nous voyons que l'auteur semble avoir entrevu pour la formation des calcaires riches en magnésie un pareil processus. Il dit en effet, en exposant sa théorie : « La réduction directe et la décomposition du sulfate de magnésie par les matières organiques et par l'acide carbonique peut cependant donner de l'hydrogène sulfuré et du carbonate de magnésie et aussi, dans certains cas, produire des sédiments magnésiens. »

Si le mode de formation est bien tel que nous avons tout lieu de l'admettre, les calcaires magnésiens et les dolomies doivent se distinguer des autres dépôts par leur richesse en sulfures métalliques et aussi par l'absence presque complète de fossiles, la vie étant incompatible avec le dégagement de l'hydrogène sulfuré.

Ce premier caractère des dolomies a été signalé souvent par les géologues. Nous citerons notamment Sartorius von Waltershausen [*Ein Beitrag zur näherigen Kenn. des Dolomites in den Wall. Alpen (An. der Phys. und Chemie, t. XCIV, 1855)*]. La couche étendue qu'il a examinée semble avoir une épaisseur de 40 à 50 mètres. L'auteur fait remarquer qu'elle se distingue par sa richesse en sulfures, notamment de zinc et de fer et aussi en silicates tels que le talc, ainsi qu'en baryto-cœlestine. Il suppose que les métaux provenaient de dissolutions chlorurées qui ont surgi au fond de la mer, se sont maintenues dans des eaux chaudes et sont finalement passés à l'état de sulfures au contact de l'hydrogène sulfuré et de sulfures tels que ceux de potassium et de sodium.

L'auteur remarque enfin qu'on n'y trouve pas trace de restes d'animaux. Il pense que les principales causes qui devaient s'opposer à la vie animale étaient vraisemblablement une température élevée et aussi des dégagements de gaz. C'est là ce que nous voulions principalement faire ressortir en analysant ce mémoire.

Si nous revenons maintenant à l'association des sulfures aux dolomies, elle a été souvent remarquée par les géologues. En dehors du mémoire précédent, nous citerons G. Bischof, auquel on se reporte

tout naturellement pour des phénomènes de ce genre. Le savant géologue dit notamment, en parlant de la marche de Linder, que l'on trouve dans les terrains de transition des couches de dolomie, qui sont très riches en minerais de manganèse, surtout à la partie supérieure où elles sont en contact avec de l'argile plastique. L'auteur signale encore d'après Krug von Nidda (*Zeit. der deut. geol. Gesel.*, t. II) à Tarnowitz, dans le Muschelkalk, une couche de dolomie contenant de la calamine, du sesquioxyde de fer hydraté, qui s'accompagnent de blende, de galène... et fait remarquer de plus que la partie inférieure de la couche de dolomie est riche en matières organiques. Bischof pense avec Krug von Nidda, que les sels de zinc, de plomb, de fer, de manganèse, auraient été apportés par des sources, à l'état de sulfates, au milieu de la dolomie en formation et que ces substances auraient été finalement réduites à l'état de sulfures par les matières organiques que l'on trouve dans le dépôt.

Les considérations que nous avons développées plus haut montrent bien que tel n'a pas été le processus. Les dolomies se sont formées dans l'eau de mer par la réduction des sulfates de magnésie et de chaux, par les matières organiques en même temps qu'il se déposait des sulfures métalliques, de fer, de manganèse... dans la masse. Ces derniers constituent ainsi, d'après nous, le dépôt métallifère originel, et si on les trouve actuellement, sur quelques points du gisement, à l'état d'oxydes de fer, de manganèse, de calamine, cela tient simplement à des actions postérieures qui, par des phénomènes d'oxydation, ont remis tous ces corps en mouvement et les ont précipités finalement sous une forme différente de la première. Nous ne saurions, par suite, admettre les idées que St. Hunt a exposées, et que nous avons mentionnées plus haut, d'après lesquelles les métaux auraient été amenés à l'état de dissolution par des sources sous-marines jaillissant au milieu de la dolomie en voie de formation.

Dieulafait (*C. R. Ac. des Sc.*, t. CI, 1885) signale également la présence très constante du zinc à l'état de sulfure dans les dolomies, mais sans rattacher, comme nous l'avons fait, la genèse de cette substance à la réduction des sulfates. Il montre très bien ensuite comment ce sulfure s'est oxydé, s'est transformé en sulfate, puis en carbonate de zinc — qui est le composé de zinc oxydé le plus stable — par un phénomène de double décomposition.

Avant de quitter ces actions chimiques relatives à la formation des dolomies, nous devons signaler le beau mémoire de F. Posepny [*Die*

Blei- und Galmei Erzlagerst. von Raibl in Kärnten (Jahr. der K. K. geol. Reichs., Wien, t. XXIII, 1873)]. Les couches, dans lesquelles se sont formés les gisements en question, sont d'âge triasique et sont constituées par des calcaires magnésiens passant aux dolomies. On y rencontre les minerais à l'état de galène, blende... Des phénomènes d'oxydation postérieurs ont transformé ces sulfures en oxydes ou en carbonate suivant l'ordre de stabilité des produits. Le zinc notamment s'est changé en calamine (*Galmei*), c'est-à-dire en un mélange de silicate et de carbonate. Posepuy fait à ce sujet la remarque suivante : « Tandis que la calamine de Raibl se rencontre surtout à l'état de carbonate de zinc dans le calcaire, on trouve par contre le silicate de zinc surtout dans la dolomie. Ce mode de distribution est aussi le cas pour beaucoup d'autres localités, où la roche encaissante est de la dolomie, et il est possible qu'il y ait là comme une loi générale. » Or nous avons fait remarquer, d'après St. Hunt, Bischof, Sartorius von Waltershausen, que les dolomies sont riches en silicates, qui sont vraisemblablement des corps allothigènes. On comprend alors facilement que ceux-ci aient pu être décomposés sous l'action de l'acide sulfurique provenant de l'oxydation des sulfures et qu'il se soit produit par double décomposition du silicate de zinc que l'on trouve associé au carbonate.

On voit, d'après le processus que nous avons indiqué, que les calcaires magnésiens ne doivent pas se produire dans les océans largement ouverts, mais seulement dans des mers plus ou moins fermées, dans lesquelles l'apport des matières organiques par les fleuves est abondant et dont les eaux, qui restent relativement stagnantes, ne sont pas de plus suffisamment aérées. L'oxydation des matières organiques ne peut alors s'achever que par suite de la réduction des sulfates. D. G. Schott (*Phys. Meeresk.*, 1910) exprime la même idée. Or la mer Noire est, parmi les grandes mers à peu près fermées actuelles, celle qui réalise au plus haut degré ces conditions (1).

Pour savoir ce qu'il en est touchant cette mer, reportons-nous au

(1) Par suite de la prédominance des apports fluviaux, la *salinité* de cette mer, c'est-à-dire la proportion centésimale des substances dissoutes, est seulement (d'après l'amiral Makaroff) de 1,83 dans la couche superficielle et au centre du bassin et de 2,25 au fond, alors que l'on constate les chiffres de 3,794 pour la mer Méditerranée près de Malte, de 3,616 pour l'océan Atlantique entre l'équateur et 30° N., de 3,535 pour ce dernier entre l'Ecosse et le Groenland. Par contre, pour la mer du Nord, le Cattégat et la mer Baltique, les chiffres tombent à 3,28; 1,512; 0,48 respectivement.

beau mémoire de sir J. Murray [*On the deposits of the Black Sea* (*Scot. geog. Mag.*, 1900)]. Nous voyons alors qu'il s'y fait d'importants dépôts de carbonate de chaux par voie purement chimique.

Il résulte des observations de l'amiral Makaroff, rapportées par le professeur Andrussow, que la profondeur à laquelle la vie peut se maintenir est très faible, au plus de 250 mètres. Au-dessous on ne trouve plus d'oxygène dissous, mais à sa place de l'hydrogène sulfuré en grande quantité (en centimètres cubes par litre : 33 à 190 mètres, 222 à 380 mètres, 555 à 1.800 mètres et 655 à 2.250 mètres). Cet hydrogène sulfuré provient, comme on le comprend, de la réduction des sulfates par les matières organiques, vraisemblablement, par l'intermédiaire de bactéries, notamment du *bacterium hydrosulfuricum ponticum* d'après Zelinsky et Brousselowsky. Il se forme en même temps une boue bleue, riche en carbonate de chaux, à laquelle s'incorporent des sulfures, notamment du sulfure de fer. L'analyse des échantillons a montré que la teneur en carbonate de chaux, qui varie de 11 à 370/0 pour une profondeur de 200 mètres, atteint 65 0/0 à une profondeur de 2.250 mètres. On n'a pas observé de manganèse dans les dépôts des grandes profondeurs. L'auteur fait enfin remarquer que la vie fait complètement défaut dans les grands fonds, sauf peut-être pour les formes tout à fait inférieures.

Aperçu sur la genèse du graphite et du diamant. — Nous avons vu à plusieurs reprises, dans les pages précédentes, que le carbone, tel que le graphite naturel, pouvait être considéré comme un produit d'oxydation incomplète des matières ulmiques. Nous allons revenir sur cette question pour chercher à la préciser par quelques exemples.

Lorsque les substances organiques ternaires ou quaternaires brûlent lentement et d'une façon incomplète — on pourrait dire dans les conditions de la putréfaction — ce sont les parties les plus riches en hydrogène qui disparaissent les premières et le carbone finit par rester à peu près seul dans la masse. Le phénomène est de même nature que celui de la fabrication du noir de fumée, pour laquelle on emploie soit des hydrocarbures, soit des substances hydrocarbonées. Nous sommes bien d'accord sur ce point avec H. Köhler (*Fabrication des Russes und der Schwärze*). « Le noir de fumée, dit-il, peut être regardé comme une forme plus ou moins pure de carbone, qui se produit lors de la combustion incomplète de substances organiques riches en carbone, de

telle manière que c'est l'hydrogène qui s'oxyde le premier et disparaît, tandis que le carbone persiste. » L'auteur recommande de choisir pour cette fabrication — et on le comprend facilement — des substances dans lesquelles le carbone et l'hydrogène prédominent par rapport à l'oxygène.

Si nous revenons au graphite et si nous admettons que des matières ulmiques pénètrent dans les roches à l'état de dissolution, leur combustion lente deviendra de plus en plus difficile, à mesure que les eaux s'appauvriront en oxygène et finalement ce sera aux dépens de la magnétite ou des sulfates, surtout de ces derniers qui se trouvent dans toutes les roches, même celles silicatées cristallisées massives, que la réaction tendra à s'achever. Il importe de remarquer toutefois que les sulfates sont des oxydants peu énergiques et que le phénomène sera alors loin d'être complet. Le carbone qui se séparera finalement ne sera pas pur ; il retiendra encore des produits riches en hydrocarbures, qui, s'ils ne l'empêchent pas de cristalliser, lui imprimeront tout au moins la coloration sombre que l'on connaît.

Parmi les observations qui ont été faites sur les gisements de graphite et qui sont bien à l'appui de cette manière de voir, nous citerons les suivantes.

v. Oeynhausien et v. Dechen en décrivant les mines de Borrowdale [*Ueber die Graphitgrube von Borrowdale (Karsten Archiv für Min.*, t. II, 1830)] font remarquer que la roche, dans laquelle le graphite est exploité, consiste dans du porphyre. Il s'y trouve à l'état de nids (*nester*), distribués d'une façon assez régulière dans des filons composés essentiellement de spath calcaire, de braunite (*braunspath*), de quartz. Ces filons forment un ensemble assez compliqué de *pipeveins* et de *rakeveins*. Le graphite s'y rencontre dans tous les états de pureté.

Les auteurs ajoutent que, sur la halde, on voit une quantité de morceaux de graphite et de porphyre entassés, qui sont comme lardés de *pyrite de fer*.

Le professeur A. Schrauf a décrit assez longuement des gisements de graphite de Bohême dans un mémoire paru dans *N. Jahrb. f. Min.* (1877). Il signale tout d'abord la présence d'un nouveau minéral, *Èhleite*, sulfate de fer voisin du misy.

C'est un produit de décomposition de la pyrite de fer qui est distribuée dans le graphite. Les plus beaux et les plus nombreux échantillons de ce minéral se trouvent, pour la fosse Ferdinand, à une profondeur de 65 mètres. La puissance du gisement est assez forte

sur ce point, la pyrite est abondante et de plus le front de taille est assez étendu. Pour toutes ces raisons, la pyrite peut s'oxyder facilement. La chaleur qui en résulte est assez intense pour gêner le travail des ouvriers. La décomposition qui s'est ainsi produite en profondeur s'achève rapidement sur la halde, surtout si les pluies sont abondantes.

L'auteur cite deux autres minéraux, la calcite qui remplit des druses plus ou moins étroites dans la masse du graphite, et la chloropale (variété de nontronite), produit de décomposition provenant de la zone de contact entre le gisement de graphite et la roche encaissante, et qui se trouve souvent dans du graphite pur, comme dans une roche mère. Cette substance est riche en silice, 43 0/0; en eau, 18,3 0/0, et oxyde de fer, 29 0/0.

Bonnefoy, qui a étudié les gîtes de graphite de la Bohême méridionale (*An. des mines*, 7^e série, t. XV, 1879), constate tout d'abord que, parmi les roches cristallines, le gneiss — gneiss gris de v. Gumbel — avec les termes subordonnés, domine de beaucoup.

Le gneiss encaissant est fréquemment amphibolique et est quelquefois sillonné par des filonets calcaires. Le mica tend à disparaître dans le voisinage. Parmi les substances qui sont disséminées à l'état de mélange très intime, l'auteur cite la *pyrite de fer, qui est extrêmement abondante autant dans le graphite que dans le calcaire voisin*. Elle communique aux produits argileux, résultant de l'altération de la roche, une couleur ocreuse, et les eaux recueillies dans la mine sont chargées de sulfate de fer. Après avoir remarqué que la présence du graphite dans la roche coïncide toujours avec une grande perméabilité de la roche, qui rend plus facile la pénétration des eaux météoriques, l'auteur arrive à cette conclusion que le graphite n'est pas *contemporain du gneiss, mais qu'il y a pénétré postérieurement*.

Nous devons à J. Walther, le savant professeur de l'Université d'Iéna, une intéressante description des *Grapitgänge im zersetzten Gneiss (Laterit) von Ceylan* parue dans *Zeit. der deut. Gesel.* (t. XLI, 1889). La carrière, qu'il a eu l'occasion de visiter, se trouve dans le *Domgneiss*, qui, sur ce point, était tellement altéré qu'on pouvait le couper au couteau. De cette latérite visible sur une hauteur de 12 mètres se détachaient un ensemble de filons ramifiés consistant surtout en graphite qui se présentait sous la forme de petits prismes perpendiculaires aux salbandes. En ce qui concerne le mode de formation de cette substance, l'auteur commence par rappeler que,

d'après F. Sandberger, elle ne peut pas être considérée comme éruptive, car un phénomène de cette nature est inconciliable avec la présence de *la pyrite de fer* ainsi que du rutilé que l'on trouve toujours associés au graphite. Après avoir écarté l'hypothèse de l'arrivée de composés hydrocarbonés à l'état de dissolutions, et réduits ultérieurement à l'état de carbone, l'auteur pense qu'il y a lieu de considérer le graphite comme provenant de la décomposition de vapeurs riches en hydrocarbures, par un processus analogue à celui que présente la fabrication du gaz.

Nous pourrions multiplier ces exemples. Toujours nous verrions que *le graphite est associé à la pyrite de fer plus ou moins altérée*. Nous avons eu si souvent l'occasion de constater, dans ce mémoire, un fait de même nature, au cours de la réduction des sulfates par les matières organiques, que la conviction s'impose à nous que *le graphite s'est formé à basse température par un phénomène identique*.

Il en résulte que le graphite doit être considéré comme une substance organique et non comme une substance organisée, analogue à l'anhracite, ainsi que l'admettent quelques savants.

Nous allons passer maintenant à la question plus complexe de la genèse du *Diamant* et chercher à montrer qu'il prend naissance dans des conditions analogues à celles que nous venons d'indiquer.

Sans remonter aux conjectures de Newton, qui le considérait comme une substance onctueuse, coagulée, ou à celles du capitaine Franklin, qui pensait, en s'appuyant sur les idées de sir James Hall, que cette substance s'était produite dans le *gritstone* par l'action de la chaleur, — suivie d'un lent refroidissement, — sur l'acide carbonique, nous partirons des recherches plus scientifiques du D^r Brewster desquelles cet auteur conclut qu'il résultait, comme l'ambre, de la consolidation d'une substance végétale. L'éminent physicien ne persista cependant pas dans cette manière de voir et admit plus tard que la roche mère, le grès dans lequel on le trouvait, était d'origine ignée.

Liebig, dont l'avis a tant de poids en pareille matière, considéra (*Organische Chemie*) le diamant comme résultant de la putréfaction (*Verwesung*) des matières organiques. « Supposons, dit-il, que la décomposition se produise dans un liquide qui est riche en carbone et en hydrogène, comme dans la production de la substance cristalline la plus riche en carbone, la naphthaline, aux dépens de combinaisons hydrocarburées gazeuses, alors il se produira un composé qui devien-

dra de plus en plus riche en carbone et duquel ce dernier corps se séparera finalement sous forme cristalline. La science ne nous offre, en dehors du phénomène de la putréfaction des matières organiques, aucune analogie pour la genèse du diamant. On sait d'une façon certaine qu'il n'a pas été produit par fusion, sa combustibilité n'étant pas compatible avec une température élevée et la présence de l'oxygène. On a au contraire toutes les raisons de croire qu'il s'est formé par voie humide, qu'il s'est produit dans un liquide, et le processus de la putréfaction nous permet seul de nous représenter d'une façon satisfaisante son mode de production. »

Nous ferons remarquer que c'est bien là la thèse que nous avons soutenue pour le graphite et que nous laissions entrevoir comme s'appliquant également au diamant. La différence entre les deux corps consiste simplement, pour nous, en ce que, dans le cas de ce dernier, la réaction a eu lieu aux dépens d'un *oxydant plus énergique*.

Si nous revenons au diamant et que nous cherchions à nous rendre compte de la façon dont la molécule de la matière ulmique s'est disloquée et dont le carbone s'est séparé, voici ce que nous observons.

P. Harting (*Sur un diamant contenant des cristaux*, 1858) a décrit un diamant remarquable provenant de Bahia et dans lequel on observait un grand nombre de corpuscules ressemblant à des fils ou à des poils, se présentant sous la forme de longs prismes quadrangulaires avec stries transversales, de sorte qu'ils apparaissent comme composés de lamelles quadrangulaires empilées les unes sur les autres. La plupart se terminaient en pointées effilées. Quelques-uns étaient colorés en jaune presque verdâtre, d'autres étaient d'un brun noirâtre, rappelant la sépia, d'autres étaient bruns avec un reflet rougeâtre.

L'auteur a reconnu nettement, dans ces corps, la présence du fer et a été par suite porté à les considérer comme consistant en sulfure de fer. Il ajoute : « En admettant la présence de la pyrite de fer dans le diamant, on pourrait être tenté de ranger ce fait dans la catégorie d'autres faits semblables, où le sulfure de fer s'est formé par la décomposition de substances organiques en présence du fer et de combinaisons diverses. »

Th. Simmler [*Ueber das Problem der Diamantbildung (An. der Phys. und Chemie*, t. CV, 1858)], à propos de la formation du diamant par voie humide, rapporte le cas d'un gros diamant qui renfermait au

centre une cavité d'aspect noirâtre. Ce diamant ayant été brisé, il s'échappa un liquide noir, sorte de boue végétale. Nous trouvons bien là, sur une plus grande échelle, un fait analogue à celui que nous avons constaté pour les inclusions du quartz et autres minéraux, qui se sont formés par voie humide.

Enfin, le savant botaniste R. Göppert [*Ueber Einschlüsse im Diamant (N. Jahr f. Min., 1864)*] a montré que le diamant pouvait se mouler sur d'autres corps et qu'il pouvait également en comprendre dans sa masse, comme s'il était produit par cristallisation dans un liquide.

Tous ces faits semblent indiquer que le diamant ne s'est pas formé par voie sèche, mais bien par voie humide, comme le graphite.

Si nous passons maintenant au mode de répartition des gisements de diamant, à la surface du globe, nous constatons un fait très remarquable qui a été déjà signalé et qui est le suivant. *Alors que l'on trouve, comme on l'a vu, du graphite à toutes les latitudes, on ne rencontre de diamant que dans la zone équatoriale*, en laissant de côté des gisements peu importants de l'Oural et des Etats-Unis. Si l'on superpose de plus la carte de ces gisements équatoriaux à celle des gisements de nitrate, on remarque une coïncidence presque absolue, pour l'Inde, Ceylan, le Brésil, Bornéo... C'est ainsi, par exemple, que, pour l'Inde, on trouve des gisements de nitrate dans les districts voisins de Bundlakhund, qui est une région diamantifère. Il en est de même pour la province Minas Geraes du Brésil, d'où provient une grande partie des diamants de l'Amérique du Sud.

Enfin il y a un fait important à noter, c'est que la nature de la roche encaissante ne semble pas avoir d'influence sur la formation du diamant. On exploitait depuis longtemps, comme on le sait, les diamants au Brésil dans une sorte de grès fissile et clastique appelé *Itacolumite*, et on était porté à voir, dans cette roche, la matrice de cette gemme précieuse. Or on fut très surpris, lors de la découverte des gisements du sud de l'Afrique, de constater qu'elle se présentait dans une roche de nature toute différente.

Ces gisements se trouvent dans la république d'Orange, qui est séparée de la colonie du Cap, sise plus au sud, par le fleuve Orange. Ils consistent en un certain nombre de *cheminées verticales*, telles que celles de Kimberley, Old de Beers, du Toits Pan, Bultfontein... ayant à la surface une forme elliptique, qui, pour Kimberley, a 275 mètres sur 187 mètres. Les recherches, qui ne remontent guère qu'à 1870, ont

montré que ces cheminées ne sont pas cylindriques, mais qu'elles se présentent comme des cônes renversés (*Voir la coupe de la cheminée de Kimberley dans le beau mémoire de A. Moulle, An. des mines, 1885*). On retrouve là sur une plus grande échelle la forme des poches à phosphate de la craie, des puits naturels du sénonien, du calcaire grossier, qui comme nous l'avons montré, résultent de phénomènes de dissolution et de comblement *per descensum*. Il est difficile d'ailleurs d'admettre que ces cheminées aient pu résulter de phénomènes d'explosion, comme l'ont supposé d'éminents géologues, car alors elles auraient présenté la forme inverse. E. Cohen (*Ueber die südafrikanischen Diamantfelder, 1883*) fait de plus remarquer que ces cheminées se montrent à la surface comme des cavités cratériformes (*pans*) comparables aux Maars de l'Eifel. Or notre étude sur ces dernières a abouti à cette conclusion qu'on devait les considérer comme étant produites par des phénomènes d'affaissement. Il y a là un nouvel argument à l'appui de l'idée que nous soutenons.

La coupe de la cheminée de Kimberley, extraite du mémoire de Moulle, montre qu'elle se compose, à la partie supérieure, d'une couche mince de calcaire tufacé, plus bas d'une couche assez épaisse (*yellow ground*), et enfin de *blue ground*. La roche encaissante ou *main reef* est d'ailleurs constituée à la base par du granite et du gneiss primitif surmontés par la formation triasique comprenant à la base des schistes riches en matières charbonneuses et plus haut une nappe de mélaphyre.

C'est le *blue ground* de la cheminée qui forme la partie la plus riche du gisement. Maskelyne et Flight ont montré qu'au point de vue chimique on pouvait le considérer comme un silicate de magnésie imprégné de carbonates. E. J. Dunn, le géologue connu de la colonie du Cap, le regarde comme un gabbro décomposé. On trouve dans la masse de nombreux fragments de schistes riches en matières charbonneuses, de même aspect que ceux de la roche triasique encaissante. Le professeur Carwell-Lewis, à qui nous empruntons ces détails [*On a diamantiferous peridotite... (Geol. Mag., 1887)*], remarque que c'est dans les parties du *blue ground* les plus riches en matières charbonneuses que l'on trouve le plus de diamants.

Si nous osions exprimer notre manière de voir en une matière aussi délicate et aussi controversée, nous dirions que les cheminées en question ont été produites par des phénomènes de dissolution et d'affaissement et que les vides correspondants ont été remplis en même

temps par des débris de la roche encaissante, comme on le voit par la présence des schistes du *main reef*. La circulation des eaux a d'ailleurs imprimé à la masse des caractères nouveaux qui ne permettent pas de reconnaître facilement l'état antérieur. Quant au diamant, il résulterait de l'action de *nitrites* en dissolution sur les matières organiques des schistes, par un processus analogue à celui que nous avons indiqué pour le graphite. La nitrification se ferait d'ailleurs d'autant plus facilement que le milieu est plus riche en magnésie, ainsi que Winogradsky, Omeliansky, l'ont montré dans leurs études sur les bactéries nitrifiantes. Ces phénomènes de putréfaction (*Verwesung*), pour emprunter l'expression de Liebig, doivent d'ailleurs s'accompagner d'un dégagement hydrocarboné gazeux, or c'est bien ce que l'on constate dans ces gisements qui sont relativement grisouteux.

Il résulte de ces faits que le diamant pourrait être considéré comme de *formation actuelle*. On comprendrait alors très bien les remarques suivantes que nous empruntons à l^{nt} Newbold [*Mineral Resources of the southern India (J. of the As. Soc., t. VII, 1842)*] : « Je peux dire que l'opinion la plus généralement admise par les mineurs expérimentés de l'Inde est que le diamant est en voie de reproduction continue. » L'auteur a d'ailleurs constaté ce fait, en voyant retirer, *in tolerable abundance*, des diamants d'une mine ancienne qui avait été abandonnée, comme étant complètement épuisée. Les mineurs indiens estimeraient d'ailleurs, à vingt ans environ, le temps nécessaire pour que cette gemme puisse se former.

LIVRE III

PHÉNOMÈNES VOLCANIQUES

His igitur rebus subjunctis suppositisque,
Terra superne tremit, magnis concussa ruinis
Subter, ubi ingentes speluncas subruit ætas.
Quippe cadunt toti montes, magnoque repente
Concussu, late disserpunt inde tremores.

LUCRETIUS (*De natura rerum*, liber sextus).

Considérations générales. — Nous avons cherché à montrer, dans les pages précédentes, que la formation basaltique n'a pas eu lieu par voie éruptive et qu'elle est simplement résultée de la diagenèse de dépôts de glauconie qui, s'ils se sont produits à toutes les époques géologiques, semblent avoir atteint, pendant la période tertiaire et surtout pendant le miocène, une importance considérable. Telle n'est cependant pas la manière de voir de la plupart des géologues actuels. A. Geikie, notamment en étudiant les basaltes qui recouvrent la partie Nord-Ouest des États-Unis, arrive à cette conclusion que cette *gigantesque eruption* semble dater des dernières périodes du tertiaire et qu'elle a même pu continuer jusqu'à l'époque où l'homme a commencé à occuper cette région. Un pareil fait, s'il pouvait être scientifiquement établi, conduirait à penser que la Terre était alors loin d'être consolidée et qu'elle ne doit pas l'être davantage aujourd'hui.

Les physiciens et les géodésiens sont presque unanimes à rejeter une semblable hypothèse et enseignent que la Terre forme actuellement une masse solide. Nous citerons tout d'abord W. Hopkins, qui, étudiant le phénomène de la précession des équinoxes, au point de vue de la fluidité ou de la solidité du globe, dans une série de mé-

moires publiés de 1839 à 1842, affirme que l'épaisseur de la croûte du globe n'est pas inférieure de 800 à 1.000 milles. L'idée qu'il se fait de la constitution de ce dernier est la suivante. Il existerait deux parties solides, l'une sous la forme d'un noyau, l'autre sous la forme d'une croûte, avec un intervalle *plus ou moins continu* entre les deux qui serait occupé par un magma visqueux, à l'état de lave fondue, auquel s'alimenteraient les volcans. Il est intéressant de voir comment ce savant physicien est arrivé à une pareille conception. Il est parti de cette hypothèse que les parties du magma, qui se sont solidifiées les premières, étaient plus denses que le milieu liquide dont elles provenaient. Dans ces conditions, la première couche solide plus ou moins continue n'aurait pas pu se maintenir *in situ*. Les parties qui la composaient se seraient alors enfoncées dans le magma et, en se rapprochant de la partie centrale, auraient contribué à la formation du noyau. Ce dernier se serait solidifié d'ailleurs d'autant plus facilement que la pression exercée par les couches superposées était plus forte. Hopkins déduit en effet d'expériences qu'il fit sur une série de corps, tels que le spermaceti, la cire, le soufre, et qu'il publia ultérieurement (*British As. Rep.*, 1854), que la pression avait pour effet d'élever très notablement leur point de fusion. Il en résulterait que le noyau devait tendre à conserver sa solidité malgré une température élevée. De pareils aperçus ne furent pas admis par tous les savants et rencontrèrent en France notamment, de la part de Delaunay, une vive opposition.

Quoi qu'il en soit, cette théorie, qui rend compte d'un certain nombre de faits, a été adoptée par beaucoup de géologues anglais qui considèrent les volcans actuels comme alimentés par *des sortes de lacs de lave fondue* distribués dans l'épaisseur de la croûte terrestre.

Sir W. Thomson, qui avait tout d'abord adhéré à la manière de voir d'Hopkins, exposa, dans son *Address* à la *British As.*, en 1876, les raisons pour lesquelles il fut amené finalement à la rejeter. L'éminent savant chercha alors, dans une autre voie, à montrer que la Terre était solidifiée. En supposant qu'elle ne le soit pas, qu'elle ne possède qu'une faible rigidité, elle devrait se déformer sensiblement sous l'action de la Lune et du Soleil, et les marées marines ne devraient alors avoir qu'une amplitude assez faible. L'étude qu'il fit de ces dernières l'amena à penser que cette sorte d'interférence n'existait pas, c'est-à-dire que les marées se produisaient librement. En ce qui con-

cerne plus spécialement la question que nous examinons, l'auteur arrive aux conclusions suivantes. « Quel que soit son âge, il est certain que l'intérieur de la Terre est solide, si on laisse de côté les parties relativement restreintes qui sont occupées par les laves en fusion ou par l'eau provenant de l'infiltration des océans. Nous pouvons alors rejeter toute hypothèse géologique qui, pour expliquer la chaleur souterraine ou d'anciens soulèvements et affaissements de la croûte du globe, ou des tremblements de terre ou encore des volcans actuels, admettrait que le globe terrestre comporte une enveloppe de 30 ou de 100 ou de 500 ou même de 1.000 kilomètres d'épaisseur, reposant sur une masse liquide intérieure ».

G. H. Darwin, après examen de cette même question, s'est prononcé d'une façon encore plus affirmative (*British As. Rep.*, 1883). « Si la Terre, dit-il, se déforme sous l'action de la Lune et du Soleil, ces mouvements ne peuvent être que très petits. Sa rigidité est aussi grande que celle de l'acier ».

Le savant géodésien A. Pratt (*Phil. Mag.*, 1871) était déjà, par une autre voie, arrivé à des conclusions analogues. « Je pense, dit-il, que les géologues doivent s'incliner devant le verdict de la science, qui montre que l'écorce terrestre est très épaisse, en admettant même qu'elle ne s'étende pas jusqu'au centre, et se contenter de l'idée qu'il existe seulement des lacs intérieurs de lave en fusion qui donnent lieu aux phénomènes volcaniques. » Nous retrouvons là, comme on le voit, à très peu près les idées exprimées par Hopkins.

L'éminent astronome Faye s'est séparé des physiciens sur ce point, ainsi qu'on le voit notamment dans son *Cours d'astronomie de l'école polytechnique* (1881). Il admet que l'écorce terrestre forme une couche mince autour d'une masse centrale magmatique. Celle-ci, par son contact avec l'eau froide, se refroidirait plus rapidement sous les océans que dans les parties émergées, et comme en même temps elle acquiert une plus grande densité, elle exercerait sur la masse liquide une pression qui aurait pour effet de relever les rides qui constituent les montagnes de la Terre. L'écorce terrestre se comporterait ainsi comme une enveloppe déformable, et analogue à une sorte de semi-fluide d'inégale densité auquel on pourrait appliquer le principe des vases communicants.

Les aperçus que développe O. Fisher dans son intéressant ouvrage (*Physics of the earth's crust*, 1881) sont comme une sorte de compromis entre les idées des physiciens anglais et celle que nous venons

d'exposer. L'auteur admet, comme les premiers, qu'il existe un noyau solide et, comme Faye, que la croûte solide mince et déformable repose sur une couche sphérique continue liquide. Mais alors que l'astronome français suppose que les mouvements de bascule entre les parties submergées et les parties émergées résultent d'une solidification plus rapide sous les océans, l'auteur fait intervenir le poids des sédiments marins, qui va toujours en augmentant, tandis que les montagnes tendent au contraire à diminuer par suite de phénomènes d'érosion. Cette hypothèse est, d'après l'auteur, celle qui semble le mieux concilier les idées des physiciens et des géologues.

Les géologues — en petit nombre, — qui admettent avec lord Kelvin, sir Darwin, Pratt... que la Terre est complètement solidifiée, ont tout d'abord le devoir d'écarter les deux considérations suivantes, qui sont comme la pierre angulaire du plutonisme.

On désigne par le nom de *degré géothermique* le nombre de mètres comptés à partir de la *couche de température invariable*, qui correspondent à un accroissement de température de 1°. Les observations ont montré que sa valeur moyenne était de 30. Regardant cet accroissement de température comme constant, quelle que soit la distance du point considéré au centre de la Terre, des géologues ont cru pouvoir attribuer à la partie centrale une température demesurée ! Or il y a là une généralisation que rien ne justifie, puisque les observations dont on est parti ne s'étendent qu'à une profondeur très faible, parfaitement négligeable par rapport au diamètre de la Terre.

Il semble d'ailleurs que, si cette chaleur provient de la partie centrale non consolidée, le degré géothermique devrait être à peu près constant. Or il est loin d'en être ainsi. Si nous nous reportons aux nombreux rapports du comité de *Underground temperature (British As.)* et notamment à celui du professeur Everett de 1882, qui résume quinze années de travaux continus et attentifs, nous en extrayons les chiffres suivants :

	DEGRÉ GÉOTHERMIQUE	PROFONDEUR EN MÈTRES
Bootle Waterworks (Liverpool).....	71,4	425
Tunnel du Saint-Gothard.....	45	1701
Mines de Schemnitz (Hongrie).....	40,5	417
Puits artésien de Grenelle.....	31,3	400
Forage de Sperenberg (Berlin).....	28,2	1065
Puits de Saint-Pétersbourg (Russie)...	24,1	200
Slett mine Weardale (Northumberland).	18,7	201

Le degré géothermique varie, comme on le voit, du simple au quadruple. R. Mallet (*Neap. Earthquake Rep.*) avait signalé des écarts encore plus grands. Il avait montré que la température peut varier de 1° F. par 15 pieds à 1° F. pour 200 pieds, et de plus que, pour des points situés à 1 mille ou deux de distance et dans la même formation géologique, on avait des profondeurs comprises entre 208 et 83 pieds par 1° F. L'auteur rappelle, dans un intéressant mémoire postérieur, sur lequel nous aurons à revenir [*Volcanic energy (R. S. L. Phil. Trans., 1872)*], que les observations bien contrôlées font voir que le degré géothermique ne suit aucune loi et qu'il semble difficile d'en rattacher les variations à la conductibilité des roches. Cette question a fait l'objet des études de nombreux savants, de La Beche, Herschel, Babbage, Hopkins... « Ce dernier physicien est arrivé à la conclusion suivante dans un important mémoire : *On the conductive Powers of various substances...* (*R. S. L. Phil. Trans., 1857*). « En résumé, on ne peut échapper à cette conclusion que l'existence d'une chaleur centrale n'est passuffisante par elle-même pour rendre compte de tous les phénomènes relatifs à la température de la Terre », ce qui signifie que les expériences qu'il a faites sur la conductibilité des roches ne permettent pas d'expliquer les écarts de température observés en supposant le globe en voie de refroidissement ».

Nous chercherons à montrer plus loin quels sont les phénomènes qu'il convient d'invoquer.

La seconde considération est relative aux volcans actuels.

Or il y a un fait qui surprend tout d'abord. C'est le peu d'importance de la quantité de lave émise à chaque éruption. Excepté quelques cas particuliers, tels que ceux des îles Hawaï et peut-être de l'Islande, les laves ne s'écoulent du cratère que pendant quelques jours. Puis tout rentre dans l'ordre habituel, si ce n'est toutefois que le volcan continue à émettre de la vapeur d'eau et des gaz. Il semble cependant que, s'il existait dans les entrailles de la Terre une couche magmatique puissante en fusion, ne serait-ce que des lacs discontinus comme l'admettait Hopkins, le phénomène devrait durer pendant un temps très long. Pour employer une comparaison un peu familière, mais qui fait image, on devrait observer là ce qui se passe pour une bouteille d'eau gazeuse ou de bière, qui se vide complètement dès qu'elle est ouverte.

Cette circonstance a frappé depuis longtemps les physiciens et les

géologues qui ont cherché à en donner l'explication. Voici notamment les réflexions qu'elle suggère à C. E. Dutton dans sa belle monographie : *Hawaiian Volcanoes* (1884). « Il y a une caractéristique de l'action volcanique qui est à peu près générale et apparaît comme étant hautement suggestive, bien que les observateurs ne semblent avoir fait aucune tentative pour en donner la signification exacte. Je veux parler de l'intermittence des éruptions. Les volcans n'émettent pas tous leurs produits en une seule fois, mais le font par des sortes de spasmes séparés par des intervalles de repos. Si les laves en fusion (*fiery explosive liquids*) gisaient à l'intérieur de la Terre depuis des millions d'années, possédant l'énergie que nous constatons à chaque explosion, et n'attendaient que l'ouverture d'une sorte de cheminée, par laquelle elles puissent s'échapper, comment se fait-il que, lorsque l'orifice est ouvert, *elles ne se précipitent pas en une seule fois* et ne continuent pas à se déverser jusqu'à ce que le réservoir soit complètement épuisé, et pourquoi l'orifice ne se ferme-t-il pas ensuite pour toujours? En un mot, quelle est la cause pour laquelle le volcan donne un millier d'éruptions successives au lieu d'une seule qui équivale à l'ensemble? » L'auteur cherche à donner l'explication de ce phénomène. Il l'attribue à ce que les laves ne possèdent pas, dans leur condition primitive, « une énergie potentielle suffisante sous la forme d'une force élastique » pour rompre les obstacles et s'élever jusqu'à la surface, mais qu'elles l'acquièrent graduellement dans une partie de leur réservoir. Il termine en disant : « L'agent, qui détermine ainsi d'une façon progressive l'énergie potentielle ou la force élastique, est le facteur inconnu. Quand on l'aura trouvé, on aura le secret des phénomènes volcaniques. »

Dutton, dans son interprétation, semble s'être laissé guider par ce que l'on observe pour les phénomènes geysériens, qui eux aussi sont discontinus. Nous verrons plus loin que la comparaison n'est pas parfaitement exacte.

Si les volcans s'alimentent à une même couche de lave en fusion, on comprend difficilement que, lorsque l'un d'eux vient à entrer dans sa phase paroxysmale pour une cause inconnue, les appareils volcaniques qui en sont très voisins restent à l'état de repos. C'est pourtant le cas pour les volcans de Mauna Loa et de Kilauea, qui se trouvent dans une même île de l'archipel hawaïen, à une distance d'environ 49 milles l'un de l'autre, ainsi qu'on le voit par la monographie de

Dutton. Ces deux puissants volcans ont des éruptions bien distinctes⁽¹⁾. On a fait remarquer depuis longtemps qu'il en est de même, en Europe, pour le Vésuve et l'Etna.

Si nous passons maintenant à l'étude de la composition des laves, nous constatons, pour deux volcans voisins, à une même époque et pour un même volcan à deux époques différentes, des écarts qui sont bien faits pour nous étonner.

Considérons tout d'abord le Vésuve, pour lequel les observations sont plus nombreuses. Nous voyons, d'après les analyses de Fuchs, Dufrénoy, Wedding [C. W. Fuchs, *Die Laven des Vesuvs* (*N. Jahr. f. Min...*, 1866 et 1868)] que d'une façon générale, la lave est basique, en ce sens que sa teneur centésimale en silice oscille autour de 50. Elle descend à 46,41 pour les éruptions de 1631 et de 1717 (Fuchs) et se relève à 50,14 pour celle de 1760 (Fuchs) et à 50,98 pour celle de 1631 (Dufrénoy). Elle a varié d'ailleurs entre 48,03 et 50,98 au cours de cette dernière.

Alors que dans les basaltes, mélaphyres, diabases, qui sont basiques comme elle, la teneur centésimale en potasse et en soude ne dépasse pas 1 pour la première et 3 pour la deuxième de ces substances, on constate les variations énormes qui suivent. En ce qui concerne la potasse, nous relevons les chiffres élevés de 7,119 (Wedding), de 6,42 (Fuchs), de 7,27 (*id.*) et de 7,23 (*id.*) pour les laves de 1631, 1694, 1754 et 1760 respectivement. Le chiffre le plus bas est celui de 3,06 (Dufrénoy) pour 1631. La teneur en soude est moins élevée d'une façon générale. Elle a atteint cependant le chiffre très important de 9,04 (Dufrénoy) pour 1631 et s'est abaissée à 1,51 (Fuchs) pour 1731. La teneur en chlore est assez élevée et a été trouvée de 0,41 (Fuchs) et de 0,31 (*id.*) pour les éruptions de 1631 et 1036 respectivement. Ces laves sont, comme on le voit, très riches en potasse et même en soude, ce qui explique la présence de la leucite d'une façon constante, de ce corps énigmatique qui, quoique assez infusible, renferme souvent à l'intérieur des cristaux d'augite, prenant part ainsi à un assemblage singulier qui a fait dire à L. de Buch que le minéral avait dû se former par voie humide. H. C. Sorby (*Brit. As. Rep.*, 1858) a cherché à expliquer ce groupement, en supposant qu'il s'était formé par voie ignée, mais sans arriver à un aperçu conforme à la nature.

(1) Dutton dit avoir reconnu par l'observation qu'il n'y a pas de communication entre eux.

Pour résumer ces quelques remarques, nous dirons que les laves du Vésuve se présentent à peu près comme *des produits de fusion d'une roche basique préexistante, à laquelle sont venues se surajouter des substances riches en potasse et même en soude, ou plus vraisemblablement d'un basalte à leucite ou mieux encore d'une téphrite à leucite.*

Les laves de l'Etna sont également basiques. On s'accorde généralement à les regarder comme plus basiques que les précédentes. Il ressort cependant d'une moyenne de six analyses de l'éruption de 1669 faites par Ricciardi (Roth. *op. cit.*) que la teneur était de 50,92. Les quelques analyses que nous possédons montrent que, contrairement à ce qui se passe pour le Vésuve, la teneur en potasse est faible, 1,07 pour les analyses précédentes. Quant à la soude, elle était de 3,50 (Silvestri et Fuchs) et de 3,45 (Löwe) pour les éruptions de 1863-1865 et de 1669 respectivement. Par contre ces laves sont riches en chaux, ainsi que Bischof le fait justement remarquer. Le chlore, qui est un facteur important, n'est pas mentionné dans ces analyses.

En résumé, on peut regarder les laves de l'Etna comme étant, à très peu près, *le produit de la fusion de roches basiques.*

Si nous passons maintenant aux îles de Santorin, qui ont été l'objet d'une remarquable étude de la part de Fouqué (*Santorin et ses éruptions*, 1879) à laquelle nous renvoyons, nous constatons, d'après W. C. Fuchs (*N. Jahrb. f. Min...*, 1867), que les laves de l'éruption de 1866 sont plutôt trachytiques. Les analyses de v. Hauer et de Terreil indiquent en effet une teneur centésimale élevée en silice, de 67 pour le premier de ces auteurs et de 68 pour le second. Alors que, d'après v. Hauer, la teneur centésimale serait comprise entre 2,57 et 1,65 pour la potasse et entre 5,04 et 4,59 pour la soude, elle serait beaucoup plus faible, selon Terreil, pour ces deux substances, à savoir 0,73 pour la potasse et 3,86 pour la soude. Ces laves peuvent, d'après cela, être rapportées au type des trachytes, avec cette différence cependant que, si la teneur en soude correspond à peu près à celle de ces dernières roches, par contre celle en potasse est notablement plus basse, le 1/3 environ.

L'ensemble de ces considérations que nous pourrions développer davantage suffit, pensons-nous, à montrer que *les laves volcaniques actuelles ne peuvent pas être rattachées à l'éruption d'un magma et qu'elles se présentent comme le résultat d'un processus de fusion: 1° discontinu; 2° limité en quantité; 3° et local, de roches préexistantes.*

Tremblements de terre. — Nous allons maintenant, prenant pour guide le remarquable traité de Mohr que nous avons souvent cité *Geschichte der Erde* (1866), exposer une théorie qui semble avoir passé à peu près inaperçue, bien qu'elle rende compte, dans ses moindres détails, des phénomènes séismiques et volcaniques et de la relation qui existe entre eux. Les nombreuses observations faites depuis la publication de cet ouvrage, notamment au Japon, ainsi que sur le fond des mers par les ingénieurs chargés du relèvement des câbles télégraphiques, à la suite de ruptures, en sont, d'après nous, l'éclatante confirmation.

L'auteur commence par bien établir que ce n'est pas la vapeur d'eau produite par l'augmentation régulière de la température, à mesure qu'on se rapproche du centre de la terre, qui peut donner lieu aux phénomènes des tremblements de terre, comme on l'a soutenu quelquefois. Considérons pour cela une profondeur de 15 kilomètres, par exemple. La température, en admettant que le degré géothermique soit de 30, sera pour le point en question de 516°. Quant à la pression de la vapeur saturée (pression maximum pour la température en question), elle aura, en appliquant la formule de Dulong et Arago, où p représente la pression en atmosphères et t la température :

$$p = [1 + 0,007153 (t - 100)]^3$$

une valeur de 1.000 atmosphères. Cette pression fait équilibre, par mètre carré de base, à une colonne du poids de 10.000 tonnes environ. Si nous nous reportons maintenant au poids d'une colonne de même base et de 15 kilomètres de hauteur d'une roche de densité égale à 2,5, nous trouvons le chiffre élevé de 37.500 tonnes. Il s'en faut donc de beaucoup que la vapeur saturée puisse soulever le terrain superposé. Et on remarquera que le poids à soulever est un minimum, puisque nous n'avons pas tenu compte des efforts tranchants qui résultent de la cohésion de la roche. Si on admet maintenant qu'on descende de plus en plus, comme la vapeur tend à passer à l'état liquide, le phénomène de soulèvement en question se produirait encore moins. On voit ainsi que les tremblements de terre ne peuvent pas résulter du soulèvement des couches superficielles par la vapeur d'eau se produisant dans les conditions de température normale. D'ailleurs, si cette vapeur pouvait soulever les roches situées au-dessus, elle se dégagerait et la roche s'affaisserait en même temps. Or on

n'a jamais constaté un dégagement brusque de vapeur, non plus que la succession des deux mouvements inverses pendant un tremblement de terre.

Du moment où le tremblement de terre n'est pas produit par un soulèvement, il ne peut correspondre qu'à un affaissement. L'auteur est amené ainsi à adopter et à faire sienne, en la complétant, la théorie qu'Otto Volger a donnée (*Untersuchungen über das Phenomen der Erdbeben in der Schweiz, 1856-1857*).

« Chaque mouvement suppose un vide, car le mouvement est un changement de place. Une cavité doit exister lorsqu'un éboulement doit être déterminé par un mouvement. De pareilles cavités sont produites dans la Terre par des phénomènes d'érosion interne. Ou bien les cavités ne forment qu'un tout, comme nous le voyons pour les cavernes, ou bien elles sont constituées par des parties distinctes, comme le sont les espaces intermédiaires que présentent les roches qui ont été affaiblies par l'érosion interne. Les deux peuvent donner naissance à des tremblements de terre. Dans le cas d'une cavité unique, des parties de la roche peuvent se détacher et en tombant déterminer, par l'intermédiaire de la masse interposée, un ébranlement qui se propagera à des points très éloignés. Quand les vides ne sont pas continus (*Faulberg*), la roche peut se comprimer par à-coups jusqu'à ce qu'elle soit en état de résister à la pression. Dans les deux cas, le travail mécanique donne lieu à un dégagement de chaleur qui se produit, pour une cavité unique, au point où les masses tombent, et pour des vides distincts, aux points où la masse se comprime. Le choc provoqué par une masse qui tombe donne lieu à une oscillation dans un corps élastique...

« Un tremblement de terre peut consister en un seul ébranlement. Il peut aussi en résulter une modification pour les couches superficielles et celle-ci est toujours un affaissement. Des phénomènes de soulèvement peuvent en être la conséquence, mais ils ont *toujours une importance moindre que ceux d'affaissement.* »

Nous allons tout d'abord considérer les tremblements de terre dont le foyer séismique ou aire d'ébranlement se trouve placé sous la terre ferme. Nous passerons ensuite à ceux dont le foyer se trouve sous l'océan, à ceux que les Allemands désignent sous le nom de *Seebeben* ⁽¹⁾.

(1) L'expression allemande actuelle *See*, qui se retrouve dans les langues germaniques et nordiques sous les formes *Sea* (angl.), *Zee* (hol.), *Sø* (dan.), *Sjö* (suédois)

v. Gansauge a donné une bonne description de ceux qui se produisent fréquemment dans le Karst, partie des Alpes Juliennes [*Einige Bemerk. über die physische...* (*An. der Phys. und Chemie*, t. LV, 1840)]. Quand on va de Graz à Trieste, on trouve, surtout au delà du Laibach supérieur, une région désolée dont l'aspect rappelle beaucoup le Jura de l'Allemagne, de la Suisse et de la France. Le sol y est complètement bouleversé et par suite à peu près infertile. La surface en est tellement déchirée que les eaux de pluie la traversent avec la plus grande facilité, même au moment des orages. On s'explique facilement ainsi la disparition du Laibach, qui, dans son parcours souterrain, traverse les grottes d'Adelsberg, et y reçoit plusieurs autres cours d'eau. Cette rivière reparait près de Planina, puis disparaît à nouveau sur un certain parcours.

La région environnante présente de nombreux enfoncements en forme de chaudrons ou d'entonnoirs, que l'on retrouve d'ailleurs tout le long de la côte de la Dalmatie et de l'Illyrie. Ces enfoncements sont comme étoilés, les rayons allant en divergeant et en s'amincissant à partir du centre. Les eaux qu'ils reçoivent disparaissent par ces diaclases et vont rejoindre celles qui circulent dans des cavités souterraines, cavités dont on n'a encore pu mesurer ni l'étendue ni la profondeur.

Le diamètre de ces entonnoirs varie d'une vingtaine de pas à 1 kilomètre et plus, comme on le voit, par exemple, autour des mines de mercure d'Idria. On comprend facilement que, avec de pareilles dimensions, ils ne présentent plus la régularité que l'on observe dans le cas où l'affaissement est restreint.

Cette région est éprouvée par de fréquents tremblements de terre qui ont été décrits souvent par les géologues autrichiens, notamment par F. E. Suess (voir par exemple : *Das Erdbeben von Laibach am 14 April 1895*, Wien, 1897). Ces tremblements de terre ont assez d'importance pour qu'il paraisse à Laibach un périodique intitulé : *Die Erdbebenwarte*.

L'auteur compare cette région à celle de la Calabre et montre que la partie de ce dernier pays, qui a le plus souffert, lors des tremblements de terre de longue durée de 1783, présente également de nom-

Sia (isl.), est la même que le grec *σεισ*, ébranler, qui a été introduit dans le néologisme scientifique. Elle signifie l'élément liquide, qui oscille sur place, par opposition à *Fluss* (all.), *Vloed* (hol.), *Flod* (dan. et suéd.), qui se rapportent à l'eau en mouvement.

breux chaudrons étoilés également à partir du centre. Cette similitude dans la forme des affaissements conduit à penser, dit l'auteur, « que le mode de formation est le même dans les deux cas ».

G. Schüler a décrit des phénomènes de même genre pour la Valachie [*Ueber die Spaltungen des Bodens bei dem Erdbeben...* (*N. Jahr. f. Min.*, 1840)]. Les fissures du sol ont succédé au tremblement de terre du 11 janvier 1838 et aux chocs qui ont suivi. On constate au village de Lomoteschts une fissure de 2.300 pieds de longueur et de 8 à 16 pouces de largeur. Il était difficile d'en mesurer la profondeur. Dans un autre village, la fissure atteignait une longueur de 5.000 pieds avec une largeur de 8 à 20 pouces. Elle va en rayonnant de tous les côtés et relie un grand nombre de dépressions en forme d'entonnoirs. L'auteur décrit beaucoup d'autres fissures. Le sol en est d'ailleurs comme haché, et quelques-unes d'entre elles ont jusqu'à 1 brasse (1^m,90) de largeur.

Les Carpathes sont, d'après Schüler, constitués, sur ce point, par les vieux grès rouges, avec couches calcaires dans lesquelles on connaît des cavernes d'une grande étendue, dont quelques-unes sont remplies d'eau et les autres vides. La contrée est d'ailleurs parsemée d'entonnoirs (*Pingen*) qui ont été produits par des effondrements du sol.

On voit que l'on retrouve là les mêmes caractéristiques que dans le Karst et la Calabre, qui sont ravagés par de fréquents tremblements de terre.

E. Kluge (*N. Jahr. f. Min.*, 1861) remarque que, si les tremblements de terre se produisent souvent au sud de Quito, dans la république de l'Equateur, cela tient au grand nombre de cavités que le sol présente. La Condamine pensait déjà que la plus grande partie du plateau, autour de la ville, pourrait être regardée comme une sorte de voûte ou de plate-bande qui recouvrait un vide énorme, et Parrot estimait que le volume de ce dernier ne devait pas être inférieur à 1 1/4 mille cubique.

Si nous passons maintenant à l'archipel des îles du Japon, nous recourrons, pour être bien renseignés, aux remarquables rapports du comité de la *British Association*, chargé de l'étude des tremblements de terre et des phénomènes volcaniques, notamment à celui de 1893, dans lequel J. Milne, le rapporteur, dont le nom restera attaché à la constatation et à l'interprétation de ces phénomènes, a décrit le tremblement de terre du 28 octobre 1891.

Mais tout d'abord nous avons à présenter quelques remarques sur leur nombre, leur mode de distribution et leur intensité.

Pour l'année 1888, on n'a pas enregistré moins de 630 tremblements de terre (*Earthquakes*) pour tout l'empire. Le maximum de fréquence a coïncidé avec novembre et le minimum avec août. L'aire secouée par ces convulsions de la Terre a varié dans de grandes limites, depuis un chiffre insignifiant, jusqu'à plusieurs mille *ri* carrés (le *ri* carré = 5,9 milles carrés). Au point de vue de l'intensité, on peut les classer de la manière suivante : 58 sévères, 264 modérés et 308 faibles. A l'observatoire de Tokio même, on n'a enregistré que 401 tremblements de terre, dont un assez intense le 29 avril. La direction, pour ce même nombre, a été de 27 se propageant de l'est à l'ouest.

Pour l'année 1889, nous trouvons, pour tout l'empire, le nombre de 930. L'augmentation semble tenir aux secousses qui suivirent le tremblement de terre du 28 juillet de Kumamoto. Le 29 et le 30, on enregistra notamment 62 secousses. Comme pour les années précédentes, certaines parties de la côte ouest n'ont pas été éprouvées. Quant à l'aire affectée par ces secousses, nous voyons que, sur le nombre de 930, il y en a eu 767 qui sont relatives à des surfaces moindres que 100 *ri* carrés, 117 à des surfaces comprises entre 100 et 1.000 *ri* carrés et 46 à des surfaces dépassant 1.000 *ri* carrés. Au point de vue de l'intensité, il y en eut 51 qui furent tout à fait sévères, 200 modérées et 589 relativement légères. L'observatoire de Tokio enregistra, pour cette même année, 113 chocs, dont 3 très violents, à savoir le 18 février, le 5 août et le 31 décembre, avec des durées de 8 minutes, 4 minutes 20 secondes et 5 minutes 20 secondes respectivement.

Nous compléterons ces indications par les données importantes suivantes que nous empruntons à *Seismology* (2^e éd., 1908), du même auteur.

« Le relevé des stations que le gouvernement japonais a fait installer (au nombre de 968, dont 40 avec sismographes, en 1891) montre que l'empire est plus ou moins violemment secoué (8.331 fois entre 1885 et 1892) et qu'il peut être divisé en quinze régions séismiques, dans lesquelles presque tous les chocs ont eu leur origine. Onze d'entre elles se trouvent le long de la côte est, sur la face du monoclinale très raide qui plonge sous la partie profonde du Pacifique (fosse du *Tuscarora*). Celles qui contiennent relativement peu « d'origines » se trouvent sur la côte ouest et enfin il y en a une qui suit la direction

d'une vallée encaissée, selon la direction d'une ancienne faille qui partage le Japon géologiquement par moitié. »

Les tremblements de terre présentent ceci de particulier qu'ils sont surtout fréquents dans les régions où l'on constate principalement des actions bradyséismiques, qui, pour la côte est, se traduisent presque totalement par des phénomènes d'exhaussement.

Revenons maintenant à la description du tremblement de terre du 28 octobre 1891, donnée dans le rapport du comité de la *British Association* que nous avons en partie analysé ci-dessus. Milne, qui se trouvait à Tokio à ce moment là, pensa tout d'abord, en ressentant de violentes secousses, que l'ébranlement pouvait provenir d'une aire située sous l'océan Pacifique, à 400 milles, au nord-est, où ce phénomène se produit fréquemment. Mais il reconnut ensuite, surtout d'après les nouvelles du désastre, qui lui parvinrent peu après, que le tremblement de terre avait une origine terrestre et non sous-marine, et qu'il avait eu pour foyer la plaine Nagoya-Gifu, qui se trouve à environ 140 milles à l'ouest-sud-ouest de Tokio. Les villes et les villages avaient été détruits, les ruines étaient en feu, les ponts s'étaient écroulés, les digues des rivières s'étaient affaissées, le sol était fissuré dans toutes les directions et les coteaux en s'ébouyant avaient barré les vallées. Le nombre des morts s'élevait à 9.960, celui des blessés à 19.994, et on pouvait évaluer à 128.750 le nombre des maisons qui auraient été complètement détruites. Sur une aire de 4.176 milles carrés, qui comprend une des plaines les plus fertiles du Japon, où la densité de la population correspond à 1.000 habitants par mille carré, toutes les constructions, qui n'avaient pas été réduites en un monceau de décombres, étaient dans un état de délabrement complet.

« La cause immédiate de ce désastre était en apparence due à la formation d'une faille qui, d'après B. Koto, peut être suivie à la surface du terrain sur une longueur d'environ 40 à 50 milles. Dans la vallée Neo, où elle court du nord au sud, elle apparaît comme le côté d'un remblai de chemin de fer de 20 à 30 pieds de hauteur. Les champs qui se trouvent maintenant au pied de cette arête étaient antérieurement au niveau des champs qui se trouvent actuellement à la partie supérieure de l'arête. A Mino, où elle se dirige vers l'est, elle est représentée par des affaissements et des arêtes en forme de monticules, qui donnent l'impression qu'ils ont été produits par l'ensevelissement d'une levée gigantesque (*the burrowing of a gigantic mole*). Bien qu'il n'y ait que 20 pieds de déplacement à la surface, ce que l'on voit dans

les excavations souterraines montre que le rejet de cette faille est probablement beaucoup plus grand que ce qui est accessible à nos mesures. Non seulement les rizières ont été abaissées, mais, de l'enquête que nous avons faite sur place, il résulte que les sommets des montagnes, sur le côté ouest de la vallée, seraient actuellement moins hauts qu'autrefois.

« Outre qu'il y a eu affaissement le long de cette ligne, il s'est produit des phénomènes de déplacement horizontal. Les routes ont été rompues et une partie d'entre elles jetée à droite et à gauche de leur direction antérieure... Des changements plus importants sont ceux qui résultent d'une compression permanente du sol, des pièces de terre qui avaient 48 pieds de longueur n'en ayant plus maintenant que 30. Il semble que toute la vallée Neo soit devenue plus étroite. Un effet semblable se remarque pour le lit des rivières, où les piles des ponts sont maintenant plus rapprochées que lors de leur construction.

« Après la grosse secousse, on en a enregistré environ 3.000 faibles.

« Les secousses les plus violentes se sont produites dans la partie haute de la vallée Neo, sur la ligne de la grande faille et aussi dans un district à l'ouest de Nagoya, à 25 milles plus au sud, dans le milieu de la plaine Owari. Cette deuxième aire de grande perturbation peut indiquer la proximité d'une seconde ligne de fracture qui n'est pas visible à la surface...

« Dans un district du côté est de la plaine, on nous a affirmé que les sommets des montagnes s'étaient affaîssés (*fell in*) et qu'il s'était formé des dépressions...

« Il résulte d'une observation d'Omori que le plus grand nombre des colonnes est tombé dans une même direction dans un district, tandis que celles d'un autre district sont tombées dans une autre direction. Ainsi, dans la partie sud de la plaine Nagoya-Gifu, sur son côté est, les colonnes tombèrent vers la côte, tandis que, pour les villes sur le côté ouest de la plaine, elles tombèrent vers l'est. Cette observation montre que le mouvement, qui a déterminé le renversement de ces objets, s'est avancé à la fois vers l'est et vers l'ouest à partir d'une ligne qui court nord-sud, par le centre de la plaine. »

Nous terminerons cette longue description par la citation du passage suivant, tiré de *Seismology* du même auteur : « Une partie de la contrée de plus de 50 milles de longueur, avec des chaînes de montagne de plusieurs milliers de pieds de hauteur, se fissa subitement dans le sens de sa longueur ; en même temps il se produisit un ressaut

(*back-spring*) des couches qui n'étaient plus soumises à des efforts de tension, ainsi qu'un affaissement du fond de la vallée et des montagnes qui la bordaient. Le choc qui se produisit presque simultanément sur une large surface fut tellement intense que toute la partie centrale du Japon fut violemment ébranlée, au point que des forêts qui couvraient les montagnes s'éboulaèrent et vinrent barrer les vallées, en même temps qu'il se produisait des ondes terrestres qui parcoururent tout le globe. »

Le lecteur qui voudrait étudier plus complètement ces phénomènes d'affaissement pourra se reporter au mémoire de B. Koto, *On the cause of the great earthquake in central Japan 1891* (Tokio, 1893).

Milne, dans ses deux ouvrages *Seismology* et *Earthquakes and other earth movements* (5^e édition, 1903), ainsi que dans de nombreux mémoires, donne d'importants détails sur la nature des mouvements du sol.

Et tout d'abord la *succussion*, c'est-à-dire le choc perpendiculaire de bas en haut ne se produit qu'à l'*épicerentre*, au-dessus du *foyer séismique* ou d'*ébranlement*. Voici ce que dit le savant séismologiste à ce sujet. « Immédiatement autour de l'épicerentre, il se produit des ondes d'un caractère *presque élastique*, qui peuvent avoir de plusieurs pouces à un pied de hauteur et qui se succèdent à une distance de quelques dixièmes de pied. »

Fuchs (*les Volcans et les Tremblements de terre*, trad. franc., 1876) exprime la même idée. « Le mouvement de succussion ne se produit qu'aux endroits qui sont le véritable siège du tremblement de terre ; il passe graduellement au mouvement ondulatoire pour les endroits éloignés et même au point d'origine, lorsque l'effet de la secousse est passé. »

On pourra être surpris de voir qu'un phénomène d'affaissement donne lieu à un ressaut brusque. Mais il importe de remarquer que, par suite de la rupture subite des couches, la lèvre de la faille qui se trouve opposée à l'affaissement tendra à se relever par un mouvement presque élastique, analogue à celui d'un ressort qui serait brusquement débandé, comme Milne l'a d'ailleurs bien indiqué pour le tremblement de terre de 1891.

Le *mouvement ondulatoire* semble résulter de phénomènes de compression qui se produisent sur les surfaces de glissement, lors de la chute du voussoir.

Milne fait connaître, dans ses ouvrages, d'intéressants détails sur la vitesse de la propagation de l'onde, à partir de l'aire d'ébranlement, ainsi que sur l'amplitude et sur la période des secousses.

Bien qu'on ait beaucoup fait, dans ces vingt dernières années, pour élucider la première de ces questions, on n'est encore arrivé à rien de satisfaisant, et l'observateur reste perplexe quand il voit que, pour le même tremblement de terre, la vitesse peut varier entre 1 et 12 kilomètres par seconde. Bien plus, alors que le long d'une même trajectoire la vitesse de propagation est d'autant plus grande que l'intensité de l'ébranlement est plus forte, on constate, par contre, que les petits chocs (*tremors*) qui précèdent le tremblement de terre se propagent avec une vitesse plus grande que ce dernier. Il y a cependant un fait qui semble bien établi, c'est que la vitesse de propagation des chocs préliminaires augmente avec la longueur de la trajectoire. Si celle-ci a une longueur de 100 milles, la vitesse est de 2 à 3 kilomètres par seconde, tandis que, si elle est de 1.000 milles, la vitesse atteint 7 à 8 kilomètres. Lorsque l'observation porte sur une longueur encore plus grande, on trouve des chiffres beaucoup plus forts. C'est ainsi que la vitesse moyenne pour la première phase du mouvement, le long de cercles correspondant à des arcs de 20°, 30°, 40°, 50°, 60°, 80°, 90° et 150°, sont respectivement de 9 — 10,4 — 10,6 — 10,8 — 11 — 11,3 — 11,5 et 12 kilomètres par seconde. Ces résultats de l'observation sembleraient indiquer qu'il existe, au centre de la Terre, un noyau homogène et très rigide.

La période de la vibration due au tremblement de terre, c'est-à-dire le temps qui correspond à une oscillation complète, enregistrée par le séismographe, varie dans de grandes limites, entre $1/5$ et $1/25$ de seconde pour les petits chocs préliminaires et pour les rides qui se superposent souvent aux ondulations puissantes d'un tremblement de terre, et 2 à 2,5 secondes, pour les mouvements très accentués; les périodes les plus longues dans ce cas se rapportent à des terrains argileux.

L'amplitude du mouvement, c'est-à-dire la distance entre les limites de l'oscillation, telle qu'elle est donnée par le séismographe, varie du commencement à la fin du tremblement de terre, pour un observatoire donné. Les chocs (*tremors*) préliminaires ont une amplitude d'une petite fraction de millimètre, tandis que les mouvements accentués peuvent donner lieu à une amplitude du mouvement horizontal comprise entre 1 millimètre et 1 pied.

Un mouvement de 1 ou 2 millimètres sera fortement senti; s'il atteint 10 millimètres, il sera dangereux, et s'il dépasse 20 millimètres, il sera accompagné par la chute des cheminées, toitures... Milne cite le tremblement de terre du 20 juin 1894, qui éprouva violemment Tokio. Le mouvement horizontal maximum indiqué par le séismographe fut de 63 millimètres, alors que le mouvement vertical fut de 10 millimètres.

Généralement l'oscillation la plus ample est constatée dans des terrains argileux ou le long de la crête de versants très inclinés, tandis que, sur des roches dures et au pied de pareils versants, elle est habituellement faible.

Enfin les mouvements pour des points situés à 10 ou 20 pieds en contre-bas du sol, sont moindres qu'à la surface. Pareil fait a été observé souvent dans les mines où ils sont à peine sensibles.

Omori a déduit de ces données la valeur de l'accélération maximum du tremblement de terre. C'est là, comme on le comprend facilement, la vraie mesure du choc. Elle a été trouvée d'environ 4 mètres par seconde dans la vallée Neo, pour le tremblement de terre de 1891.

On a souvent constaté que, à la suite de tremblements de terre, des cheminées, des obélisques de petites dimensions, des cippes de monuments funéraires, avaient perdu leur forme initiale, que leurs assises avaient tourné, les unes par rapport aux autres (A. Issel, *Il terremoto del 1887 in Liguria*), et on a cru pouvoir en conclure que, de même qu'il y a des mouvements ondulatoires, il y a aussi des mouvements rotatoires du sol. Le fait n'a jamais été établi et il semble que la déformation des objets en question tiennent simplement à ce que le frottement n'a pas la même valeur aux différents points d'une même assise. Il se produirait là une action analogue à celle qu'on remarque pour une automobile, quand elle pivote sur elle-même, par suite de l'éclatement brusque d'un de ses pneumatiques.

Si nous passons maintenant aux mouvements du sol qui ont leur foyer séismique sous les mers, aux tremblements de mer (*Seebeben*), nous constatons le plus souvent, dans le cas d'un phénomène d'une grande intensité, une particularité qui est effroyable au point de vue de ses conséquences, à savoir un raz de marée qui balaie les côtes sur de grandes longueurs et entraîne la disparition brusque d'une partie de la population. C'est ainsi que, dans la nuit du 15 juin 1896, la côte nord-est du Nipon fut ravagée, sur une longueur de 60 milles, par

une onde solitaire qui causa la mort de plus de 30.000 individus. Les éphémérides des tremblements de terre — publication particulière au Japon — mentionnent, d'après Milne, des événements encore plus effroyables, la disparition de 100.000 personnes lors d'un même cataclysme.

Mohr (*op. cit.*) donne de ce phénomène l'explication rationnelle suivante, qui semble bien répondre à tous les faits observés.

Supposons qu'une cavité de grandes dimensions se soit faite sous le fond de la mer. Il arrivera un moment où le plafond ou le ciel qui la sépare de cette dernière ne pourra plus se soutenir, bien que cependant il s'appuie sur l'eau en pression qui remplit la cavité. Il s'écroulera alors le plus souvent brusquement, et viendra combler celle-ci de ses débris. En même temps il se produira, comme on le comprend facilement, les deux effets bien distincts suivants. D'une part la mer tendra à venir occuper le vide correspondant à la roche qui s'est écroulée, de telle sorte que si l'épicentre n'est pas trop éloigné d'un rivage on verra, *au premier instant, la mer se retirer de ce dernier*. D'autre part, l'eau qui remplissait la cavité en sera violemment chassée par les parties solides qui sont venues la remplir. Elle s'élèvera alors *verticalement sous la forme de jets puissants et gigantesques qui, si la mer n'est pas trop profonde sur ce point, monteront jusqu'à la surface et y formeront une forte intumescence*. Celle-ci se dédoublera, d'ailleurs, par raison de symétrie, sous la forme de deux *grandes ondes solitaires* qui se déplaceront dans des directions opposées et s'avanceront vers les rivages avec une vitesse qui dépendra tout à la fois de la profondeur de la mer en chaque point et de la hauteur de l'onde, suivant la loi de Scott Russell (*The Wave of translation in the Oceans...*, 1885). Il en résultera que, peu de temps après le tremblement de terre, on verra apparaître une vague gigantesque, qui détruira tout sur son passage et emportera à la mer les corps des individus, avec les débris de leurs habitations. L'ébranlement de la mer durera d'ailleurs pendant quelque temps, et les ondes solitaires reviendront à intervalles à peu près réguliers, en s'atténuant toujours jusqu'au moment où l'équilibre sera rétabli. Fuchs (*op. cit.*) pensait que ces ondes solitaires pouvaient être déterminées par des chocs verticaux qui ébranleraient le fond des mers. Or, quand la mer reçoit le contre-coup d'un tremblement de terre réellement terrestre, on ne voit pas se produire des vagues de cette nature. L'ébranlement ne suffit donc pas; il faut pour cela des actions d'une tout autre nature. Milne, toujours si bien renseigné, est

très affirmatif sur ce point. Kluge avait déjà fait les mêmes remarques (*mém. cité*).

L'histoire enregistre de nombreux cas de catastrophes de ce genre. Nous citerons d'abord celle qu'indique Strabon dans le livre V de sa *Géographie*, à propos de l'île d'Ischia: « *Kai epi treis tèn thalattan anachorêsai stadious, anachorêsasan de met' ou polu upostrepsai kai tê polliroiâ cataclusai tèn nêson kai genesthai sbesin tou en autê puros* (La mer se retira sur une distance de trois stades, puis revint quelque temps après et inonda l'île, et c'est ainsi que fut éteint le feu qui s'était allumé en elle). » Le grand géographe grec dit d'ailleurs que ce phénomène fut consécutif à un tremblement de terre qui avait coïncidé avec une éruption volcanique de l'Epomeo.

Nous donnerons encore, comme exemples des plus caractéristiques, les deux suivants.

Immédiatement après les premiers chocs effroyables du tremblement de terre qui détruisit Lisbonne, le 1^{er} novembre 1755, la mer se retira assez pour que la barre, à l'entrée du Tage, ait été mise à découvert. Puis elle revint furieuse, présentant comme un mur de 15 à 18 mètres de hauteur qui balaya la partie basse de la ville et acheva l'œuvre du tremblement de terre. Cette vague revint jusqu'à quatre fois, toujours en s'atténuant. Milne, à qui nous empruntons ces détails, n'est pas d'accord, dans l'ordre de succession de ces phénomènes, avec Fuchs (*op. cit.*), qui rapporte que la vague solitaire, d'une hauteur de 15 à 20 mètres, aurait apparu tout d'abord. Il ne semble pas d'ailleurs que pareil fait ait jamais été constaté, sauf peut-être lors du tremblement de terre de Smyrne du 8 septembre 1852. Si nous revenons au cas de Lisbonne, nous voyons que le tremblement de terre se fit sentir au loin jusqu'aux petites Antilles.

Lors du tremblement de terre du 13 août 1868, qui ébranla violemment la côte ouest de l'Amérique du Sud et qui semble avoir eu son foyer sous l'Océan, dans la fosse qui est voisine d'Iquique dans le Chili, il se produisit des vagues d'une grande hauteur qui firent sentir leur action sur tout l'Océan Pacifique, s'y propageant à très peu près avec la vitesse de l'intumescence due à l'attraction lunaire. Un tremblement de terre se reproduisit sur le même point du globe, le 9 mai 1877. L'onde solitaire se fit sentir dans tout le bassin du Pacifique, de la Nouvelle-Zélande au sud, au Japon et au Kamtschatka dans le nord. N'eût été la présence des continents d'Eurasie et d'Amérique, elle se fût étendue à tout le globe. Sur certains points de la côte de l'Amé-

rique du Sud, elle avait une hauteur qui variait de 20 à 80 pieds. Aux îles Samoa, la hauteur était comprise entre 6 et 12 pieds. A la Nouvelle-Zélande, la mer s'éleva et tomba de 3 à 20 pieds et au Japon de 5 à 10 pieds.

La plus grande vague qui ait jamais été observée est celle qui vint se briser sur la côte de Lepatka, le 6 octobre 1737, et que l'on croit avoir atteint 70 mètres (Fuchs).

La hauteur de ces vagues varie beaucoup suivant les fonds de mer qu'elles viennent aborder. C'est ainsi qu'elles font sentir très violemment leur action à Talcahuano et Callao, qui se trouvent en tête de baies où la mer est peu profonde. C'est à ce phénomène qu'il faut vraisemblablement attribuer la destruction de la dernière de ces villes à plusieurs reprises, en 1586, 1687, 1724, 1746..., alors que Valparaiso, qui est située sur une mer très profonde, n'a jamais été ravagée.

Nous avons dit, en parlant des idées de Mohr, que les tremblements de terre devaient résulter de phénomènes d'affaissements puissants. Les nombreuses opérations de relèvement de câbles sous-marins, qui ont été faites depuis trente ans, à la suite de ruptures, montrent que *cette assertion est parfaitement exacte*. Nous recourrons pour cela au très important mémoire de Milne : *Suboceanic Changes*, paru dans *Geographical Journal* (1897). L'auteur cite d'abord les recherches de W. G. Forster qui ont été publiées sous le titre de : *Earthquake origins*, dans *Trans. of the seism. Soc. of Japan* (t. XV). Pour la Méditerranée cet ingénieur a constaté des ruptures de câble :

Sur la ligne Lipari-Milazzo : 1^{er} décembre 1888, 30 mars 1889 ;

Sur la ligne Zante-Canée : 29 mars 1885 ;

Sur la ligne Patras-Corinthe : 9 septembre 1888, 25 août 1889.

Pour la ligne Zante-Canée, les sondages accusèrent une différence de 250 brasses (brasse = 1^m,83) sur la longueur du navire et une variation de profondeur de 1.350 à 1.834 brasses, pour une longueur d'un demi-mille.

A la suite du choc de Filiatra en 1886, les sondages montrèrent que le fond de la mer s'était affaissé de 200 brasses.

Les sondages qui furent exécutés après la destruction de Céphalonie en 1867 donnèrent des profondeurs qui différaient notablement de ce que l'on avait constaté auparavant.

Le 9 septembre 1888, la ville de Vesteza, dans le golfe de Corinthe,

fut détruite par un tremblement de terre et en même temps il se produisit une interruption entre Zante, Patras et Corinthe.

En 1889, on posa un second câble dans le golfe de Corinthe, mais celui-ci était à peine en service qu'il se rompit lors du tremblement de terre du 25 août.

Forster résume l'importance de ces affaissements en disant que, à la suite d'un sondage, il trouva une augmentation de profondeur de plus de 2.400 pieds, soit environ 720 mètres, et dans un autre, de 1.200 pieds, soit 360 mètres. On comprend facilement que les câbles, qui se trouvaient en porte-à-faux au-dessus de ces vides, aient pu se rompre.

Il résulte des remarques de Ch. Lallemand : *Sur les affaissements du sol causés par le tremblement de terre de Messine de 1908* (C. R. Ac. des Sc., 1910), que les affaissements du sol ont atteint un maximum d'environ 0^m,60 dans le voisinage de Messine et de Reggio et que la grandeur des affaissements diminue très vite en s'éloignant de la côte vers l'intérieur. Le centre de l'affaissement serait, d'après Omori, sur l'axe du détroit, à peu près dans le milieu de la ligne Messine-Reggio.

Ces remarques semblent indiquer que le fond de la mer Méditerranée est, sur certains points, en voie d'affaissement.

Parmi les autres cas intéressants que cite Milne, il y a celui de trois câbles de l'océan Atlantique, distants d'environ 10 milles les uns des autres, qui se rompirent simultanément le 4 octobre 1884. Le relevé fit reconnaître que les trois points de rupture se trouvaient sur une ligne droite. L'auteur ne doute pas que cet accident soit dû à un affaissement.

Milne rapporte encore, d'après l'ingénieur M. H. Gray, que les câbles de la rivière Esmeralda, sur la côte de la république de l'Equateur, se rompent fréquemment et que les sondages exécutés, au cours des réparations, ont montré que la profondeur s'était accrue brusquement de 100 à 200 brasses.

Nous trouvons encore mentionné le cas des lignes partant d'Iquique-Arica, sur la côte ouest de l'Amérique du Sud, où les tremblements de terre, qui s'accompagnent de vagues solitaires, déterminent souvent la rupture des câbles.

Milne indique enfin, d'après *Electricien*, la rupture simultanée des deux câbles qui relient Java à l'Australie, en 1888. Le 11 juillet 1890, le même phénomène se reproduisit sur la même ligne, mais cette fois

il y eut trois câbles qui se rompirent (1). Le savant séismologiste pense que, s'il y avait eu alors en Australie des appareils pour enregistrer les télé-séismes, on eut certainement reconnu que l'interruption avait coïncidé avec un tremblement de terre.

La *Revue maritime* (1891) donne à ce sujet un complément de renseignements des plus importants. Les sondages permirent en effet de reconnaître que le fond de la mer était passé des chiffres de 700, 830 et 1.280 à ceux de 1.300, 1.280 et 2.130 mètres respectivement. L'affaissement s'était produit sur une longueur de 60 milles et la chute du fond, sur la ligne de rupture, atteignait en moyenne de 600 à 900 mètres !

Il semble que la partie nord de l'océan Pacifique soit en voie d'affaissement, à en juger d'après les chiffres suivants que nous extrayons du même rapport de Milne. Entre 1881 et 1883, pour 419 secousses que l'on constata dans le nord du Japon, il y en eut au moins 218 qui eurent leur foyer sous l'océan. Le plus grand nombre semblait provenir de la fosse profonde qui se trouve à l'est des îles.

Entre 1885 et 1892, on n'enregistra pas moins de 8.331 tremblements de terre au Japon. Presque tous avaient pris naissance le long de la côte est.

L'auteur termine en disant que l'activité séismique sub-littorale du Pacifique est représentée par 2.500 chocs par an, dont quelques-uns ont été produits par des affaissements sous-marins et qu'il doit en résulter un changement dans la configuration du fond de la mer.

Avant de quitter le savant séismologiste que nous avons pris comme guide, nous avons à présenter une de ses remarques qui a une grande importance, au point de vue de la thèse que nous soutenons. Parlant des chocs qui se produisent souvent pendant un temps assez long à la suite d'une commotion intense, comme celle du Japon de 1891, le savant auteur dit (*Seismology*) : « Si des tremblements de terre d'une grande intensité correspondent à la chute de portions de l'écorce terrestre qui sont insuffisamment soutenues, on comprend facilement que, si la roche sur laquelle elles viennent porter est plus ou moins plastique, l'état de repos définitif ne soit atteint qu'à la suite d'une série de petits mouvements. »

On a vu, à propos du tremblement de terre du Japon de 1891, que

(1) Milne ajoute ce détail curieux que, après que les trois câbles se furent rompus simultanément, l'Australie mobilisa ses réserves de terre et de mer, dans la pensée que son isolement complet correspondait à des opérations de guerre.

les phénomènes d'affaissement s'accompagnèrent de phénomènes de relèvement le long d'une des failles. Il en fut de même pour celui de 1906, qui détruisit San Francisco (R. D. Oldham, *Quart. J. of the Geol. Soc. Lond.*, 1909). Tout se passe alors comme pour une voûte surbaissée, dont l'un des voussoirs ne peut s'abaisser qu'à la condition que les voisins se relèvent. Les deux faits sont ainsi corrélatifs. Que ces mouvements s'accroissent davantage, ils pourront alors aboutir à la formation de rides ou de montagnes à la surface du globe.

La chaîne des îles du Japon ou *l'arc insulaire*, comme la désigne Suess, résulterait, d'après cela, de phénomènes d'affaissement qui continueraient à se produire sur les deux faces, mais surtout sur la côte est, dans la fosse du Tuscara. Non seulement les voussoirs se déplacent, les uns par rapport aux autres, le long des failles, mais encore ils se compriment mutuellement et il se produit alors des contournements et des ploiements. Ed. Naumann (*Ueber die Ents. der Jap. Inseln*, 1885) distingue dans la formation des plissements du Japon plusieurs périodes, dont la dernière qui remonterait au miocène, se continuerait encore aujourd'hui.

Les soulèvements étant déterminés par des pressions latérales, on comprend facilement que les couches se séparent jusqu'à un certain point les uns des autres et qu'il se forme des vides importants à l'intérieur des parties relevées. C'est ce que Mallet fait bien remarquer dans son mémoire déjà cité de 1872 : « Il est ainsi évident, dit-il, que les pressions tangentielles ou presque tangentielles opposées, en se résolvant en une pression verticale qui détermine l'élévation de la montagne, tendent à réduire la densité à la base, si même elles n'y déterminent pas des vides. »

Comme les anticlinaux, qui résultent de ploiements, sont eux-mêmes diaclasés et même faillés, par suite de la distension des couches, il arrivera que les eaux de surface traverseront plus facilement la masse et par l'érosion interne qu'elles produiront, accroîtront encore les vides. Il pourra se faire alors que les parties supérieures ne soient plus suffisamment soutenues et qu'elles s'affaissent plus ou moins. C'est ce qu'a indiqué Boussingault pour les tremblements de terre de la Cordillère des Andes (*An. de Chimie et de Phys.*, LVIII, 1835) : « J'attribue la plupart des tremblements de terre des Andes à des ébranlements qui ont lieu dans l'intérieur de ces montagnes. En un mot, je vois leur origine dans de véritables tassements qui s'opèrent dans les Cordillères. Ces tassements sont évidemment une consé-

quence de leur soulèvement. Je n'hésite pas à leur attribuer la plupart des grandes commotions souterraines qui ébranlent si souvent ces montagnes. C'est encore par eux que j'explique ces bruits sourds qui accompagnent toujours les tremblements de terre, bruits que les montagnards américains désignent, dans leur langage expressif, sous le nom de *bramidos* (mugissements). Ce bruit est aussi connu des mineurs, car c'est celui qui se fait entendre lors des éboulements considérables dans l'intérieur des travaux souterrains. »

Tous les grands massifs de montagne, les monts Himalaya, la partie centrale de l'Asie mineure, ... et même la Suisse nous offrent des faits analogues.

Si des cavités plus ou moins importantes, déterminées surtout par l'érosion interne, existent à l'intérieur de ces derniers, il semble que les travaux des géodésiens et des astronomes aient dû les indiquer. C'est bien ce que l'on constate pour les monts Himalaya. D'après les études du colonel Walker, du colonel A. R. Clarke [*On the figure of the earth* (*Phil. Mag.*, VI, 1878)], ce massif exerce une attraction moindre que celle qui correspondrait à une masse pleine. F. Petit était arrivé à un résultat analogue pour les Pyrénées (*Mém. Ac. Toulouse*, III, 1353) et s'était attiré alors cette boutade de Leymerie : « Les Pyrénées ne sont pas creuses ». Nous citerons encore A. Ricco [*Anom. della grav. nelle reg. Etnae* (*Bol. dell' Accad. Gioenia di Sc. Nat. in Catania*, 1898)], qui a constaté, par des observations avec le pendule, qu'il semblait exister dans l'Etna un vide correspondant à une couche de plus de 1.000 mètres d'épaisseur d'une roche de densité 2,5.

Nous avons vu plus haut que le Japon avec ses îles se présentait comme le reste d'un ancien continent qui probablement s'étendait par les îles Kouriles jusqu'au Kamtschaska. Il semble que les îles Hawaï représentent un arc insulaire analogue. Voici ce que dit Dutton (*op. cit.*) : « On a des raisons de penser que cette même chaîne sous-marine continue sur une grande longueur, sur des centaines de milles au nord-ouest de Kauai, car les cartes de cette partie du Pacifique indiquent, dans cette direction, de petites îles et des hauts fonds (*shoals*), qui sont disposés en grains de chapelet, à des intervalles de 50 à 100 milles. Ils sont bien sur le prolongement de l'arc du groupe d'Hawaï. En 1875 le *Challenger* exécuta des sondages, du Japon aux îles Hawaï, le long d'une ligne située parallèlement à l'arête submergée présumée, et trouva une profondeur très uniforme de 2.500 à 3.100 brasses. »

Nous trouvons dans le sud-ouest du Pacifique une disposition analogue pour la Nouvelle-Zélande et la Nouvelle-Calédonie, ainsi que les îles Norfolk et King, qui, d'après Heurteau (*Bul. Soc. de géographie*, 1876), auraient été jadis réunies. Ces îles ne seraient que les restes d'un grand continent dont les parties intermédiaires auraient disparu par affaissement ou auraient été démolies par les flots. On retrouve, en beaucoup de points du Pacifique, des groupes d'îles disposées en chapelet qui ont eu vraisemblablement un sort analogue. On comprend assez bien, d'après cela, que Dumont d'Urville ait pu dire des îles de la Polynésie qu'elles ne seraient que les restes d'un continent submergé.

Volcans. — Les considérations que nous venons de développer nous permettront d'être bref au sujet de la cause des phénomènes volcaniques.

Et tout d'abord voici la formule très nette par laquelle Mohr (*op. cit.*) les définit : « *Les volcans ou montagnes de feu sont reliés aux tremblements de terre d'une façon intime. Il n'y a pas d'éruption d'un volcan en activité ou nouveau qui ne soit précédée ou accompagnée d'un tremblement de terre, mais chaque tremblement de terre ne produit pas un volcan ou ne donne pas lieu à une éruption. Il nous semble d'après cela que l'éruption volcanique est le phénomène supérieur et le plus important.* »

Fuchs (*op. cit.*), si bien renseigné sur les phénomènes volcaniques, s'exprime de la façon suivante : « L'éruption prochaine d'un volcan est annoncée tout d'abord par de légers tremblements du sol, qui deviennent de plus en plus fréquents et de plus en plus forts. Les faibles jets de vapeur des fumerolles se multiplient et se réunissent de façon que des nuages blancs et denses s'élèvent sur le sommet de la montagne et deviennent visibles au loin. Plus le foyer volcanique présente d'énergie et plus les masses de vapeurs qui sont expulsées avec violence deviennent denses et sombres. Les ébranlements du sol deviennent de plus en plus forts et sont accompagnés d'un bruit sourd qui semble provenir du volcan. » Il ajoute « qu'avant l'arrivée des laves, l'ébranlement du sol, le tonnerre souterrain et le sifflement assourdissant des vapeurs continuent, pendant tout ce temps, sans relâche et vont même en se renforçant ».

Si nous passons maintenant à quelques cas particuliers comme exemples, nous voyons toujours, d'après le même vulcanologiste, que pour l'éruption du Vésuve de 1631, de petites secousses du sol com-

mencèrent à se faire sentir au voisinage du volcan, qu'au mois de décembre ces secousses devinrent tout à la fois plus nombreuses et plus violentes et que dans la nuit du 16 décembre, quelques heures avant l'éruption, leur violence fut telle que les habitants en furent épouvantés.

Pour l'éruption de l'Etna de 1865, toujours d'après le même auteur, « les tremblements de terre, qui augmentèrent peu à peu d'intensité, furent les précurseurs de l'éruption du 30 janvier. Tout à coup, après une violente secousse, ressentie à dix heures du soir, une lumière éclatante éclaira la base du Monte Frumento, cône éruptif latéral... » Cette éruption se prolongea avec des phases diverses jusqu'au mois de juillet. Le 19 de ce mois, il y eut un violent tremblement de terre, qui détruisit le petit village situé dans le Fondo Macchia, mais ne s'étendit qu'à une aire restreinte. Les bouches qui s'étaient refermées se rouvrirent alors, le volcan émit des vapeurs si abondantes pendant les mois de juillet et d'août qu'elles voilèrent complètement la montagne.

Nous terminerons ces citations par l'intéressante description que Dutton (*op. cit.*) donne de l'éruption du Mauna Loa de 1868. « De bonne heure, dans la matinée du 28 mars, il se produisit une série de tremblements de terre, qui graduellement devinrent plus fréquents et durèrent pendant une période de deux semaines. Le nombre des secousses peut être compté par milliers et la plus violente eut lieu le 2 avril. Pendant quatre heures, la terre fut dans un état d'agitation continuelle, avec, de temps à autre, des secousses d'une violence exceptionnelle. Vers trois heures de l'après-midi, le 2 avril, la partie sud de l'île fut secouée d'une façon effroyable et la commotion se propagea au groupe d'îles tout entier. Les maisons furent renversées et réduites à un amas de décombres. Les hommes et les bêtes étaient projetés en l'air et retombaient sur le sol. Les arbres oscillaient comme des roseaux sous le souffle du vent. La terre s'ouvrait suivant de larges fissures au sommet des ondes et se fermait au contraire dans les creux. Ce fut à ce moment que se produisit sur le Kapapala le grand écoulement de boue que nous avons décrit. La partie sud de l'île s'affaissa alors de 2 à 8 pieds, suivant les différents points, et sur une longueur d'environ 60 milles. Une vague énorme, dont la crête atteignait les cocotiers de la côte, s'avança sur la terre ferme et balaya l'île sur une largeur variant de 1/2 à 2 milles. Dans l'espace de quelques minutes quatre-vingts êtres humains, dans cette partie de l'île qui est peu habitée, trou-

vèrent la mort. Des centaines d'animaux périrent et toutes les constructions furent complètement renversées. Les chocs continuèrent très fréquents jusqu'au 8 avril, c'est-à-dire encore une semaine après la grande commotion. Ce ne fut cependant que le 8 avril que la grande éruption se produisit. Vers sept heures du soir une grande colonne de feu jaillit brusquement de la pointe sud-ouest du Mauna Loa, en un point situé à environ 3.700 pieds (environ 1.100 mètres) au-dessus de la mer. En quelques instants, l'air se trouva chargé de vapeurs qui s'éclairèrent des reflets^s intenses de la lave en mouvement... » Dutton ajoute que la coulée fut très forte, que le fleuve de feu avançait avec une telle vitesse qu'il atteignit, en deux heures environ, le bord de la mer qui était distant de 10 à 11 milles. L'éruption fut courte et ne dura que quatre jours. Elle s'accompagna d'explosions plus violentes que les précédentes. Il semble qu'il y ait eu un dégagement très intense de vapeurs. L'air était chargé de *cheveux de Pelé* et de poussières volcaniques, ainsi que d'une grande quantité de ponces basaltiques très légères qui, portées par le vent, recouvrirent toute la contrée. La lave était d'ailleurs très riche en grains ou nodules d'olivine. [Comme ce dernier minéral est à peu près infusible (température de fusion 1.730), il y a lieu, pensons-nous, de le regarder comme le produit de fusion d'un basalte (température de fusion de 1.100 à 1.200), dans lequel cette substance dominait.]

Les remarques précédentes montrent bien que les phénomènes volcaniques sont, comme l'a dit Mohr, la conséquence de tremblements de terre. Or ceux-ci sont déterminés par la chute de voussoirs dans l'épiderme de la terre. Si cette chute avait lieu lentement, le travail de la pesanteur aurait pour corrélatif un travail de relèvement, ainsi que nous l'avons indiqué plus haut. Mais tel ne sera pas le cas le plus ordinairement. La chute sera brusque et alors la puissance vive qui en résultera se transformera à peu près complètement en chaleur. Celle-ci proviendra d'ailleurs du frottement que le voussoir en mouvement éprouvera de la part de la roche encaissante le long des surfaces de glissement. Quant à l'élévation de température, elle dépendra, comme on le comprend facilement, de la façon dont la chute se produira et atteindra sa plus grande valeur, lorsque le frottement viendra se concentrer sur des surfaces relativement restreintes. Elle pourra être alors assez grande pour déterminer la fusion de roches préexistantes, surtout de roches basiques qui sont relativement fusibles⁽¹⁾.

(1) R. Mallet (*mém. cité*) admet que l'inégale répartition de la chaleur dans les

Si l'on remarque de plus que la cavité, dans laquelle la chute se produira, est remplie de liquide, on voit qu'il se dégagera en même temps de la vapeur en grande quantité. L'incorporation de celle-ci à la lave aura pour effet d'en augmenter la fluidité et de lui permettre de s'élever plus facilement. Cette vapeur jouera de plus un rôle *des plus importants dont il semble qu'on n'ait pas suffisamment tenu compte*. Par sa présence dans la colonne de lave, elle en réduira sensiblement la densité et celle-ci pourra alors atteindre des points élevés, tels que le cratère de l'Etna et même du Mauna Loa qui a environ 4.000 mètres d'altitude. La vapeur d'eau sera d'ailleurs remplacée au fur et à mesure par l'eau de la mer ou de lacs voisins.

Supposons, pour fixer les idées, que le foyer volcanique se trouve à 4.000 mètres en contre-bas du niveau de la mer et que le sommet du cratère soit, comme au Mauna Loa, à 4.000 mètres au-dessus. On voit facilement qu'il suffirait théoriquement, pour que l'éruption se produisît, que la densité moyenne de la colonne fut de $1/2$, autrement dit, si nous supposons qu'il s'agisse d'un basalte en fusion dont la densité est à peu près égale à 3, et si nous négligeons le poids de la vapeur d'eau, il faudrait que la colonne, supposée cylindrique, comprît 1.330 mètres de lave et 6.670 mètres de vapeur. La hauteur occupée par la lave ne serait guère par suite que $1/6$ de la hauteur de la colonne. En réalité elle sera notablement moindre, pour ce double motif que nous avons négligé le poids de la vapeur ou des gaz qui en proviennent et que nous n'avons pas tenu compte de la perte de charge, qui correspond à la circulation de l'ensemble complexe qui est constitué par l'eau, la lave et la vapeur. On voit ainsi finalement que le volcan se présente comme une sorte de *machine à élever de l'eau*.

Pour nous faire mieux comprendre, nous prendrons, comme terme de comparaison, un fait banal, le fonctionnement d'une lessiveuse de ménage. Celle-ci se compose essentiellement d'un foyer, d'une bassine et d'un tube vertical évidé à la partie inférieure et percé de trous sur son pourtour à une certaine hauteur. Le linge est tassé autour de cette colonne. On verse ensuite l'eau à laquelle on a ajouté du carbo-

couches superficielles du globe tient à l'affaissement de voussoirs sur certains points. La chaleur dégagée serait alors la conséquence de phénomènes d'écrasement. Jusqu'ici nos aperçus sont assez concordants. Mais où la divergence se produit, c'est dans la cause même du phénomène. Alors que nous pensons, avec Kluge, Mohr..., que les mouvements du sol ont lieu dans l'épiderme de la Terre, c'est-à-dire à une faible profondeur, le savant vulcanologiste anglais suppose qu'ils résultent de la contraction du globe en voie de refroidissement.

nate de soude ou une dissolution de savon, et on allume le foyer. Au bout de quelque temps, on voit le liquide chaud se déverser par les trous, en jets plus ou moins réguliers. On pourrait être surpris de constater que le liquide prend deux niveaux aussi différents dans un appareil qui fonctionne à l'air libre. L'étonnement cesse cependant, quand on remarque que la colonne centrale n'est pas une colonne d'eau pure, mais qu'elle contient de nombreuses bulles de vapeur ou de gaz qui y sont retenues par la cohésion du liquide (1). Il en résulte que celle-ci étant moins dense peut être maintenue en équilibre par l'eau extérieure qui, elle, ne contient pas de gaz.

Si nous prolongeons la comparaison, nous voyons que, de même que dans la lessiveuse, la colonne centrale laisse échapper continuellement des bulles de gaz ou de vapeur, de même le cratère de l'appareil volcanique est le siège d'un dégagement de masses énormes de vapeur ou de gaz qui produisent des bruits sourds intenses, au moment où elles se détendent à l'air libre, en même temps qu'elles donnent lieu à des projections de la lave sous la forme de bombes... Fuchs (*op. cit.*) remarque « que plus la lave est visqueuse, plus les explosions de vapeur sont violentes et plus les fragments projetés sont nombreux et volumineux ».

Le fonctionnement de la lessiveuse s'arrêtera lorsque la provision de combustible du foyer sera consommée. Pour le volcan il en sera de même au bout de quelque temps, puisque la quantité de chaleur dégagée est adéquate au travail d'affaissement qui est limité. L'appareil entrera alors dans sa phase *strombolique* jusqu'au moment où un nouvel affaissement engendrera une nouvelle éruption. Il importe d'ailleurs de remarquer que les cavités étant pleines de liquide, l'appareil sera *toujours prêt à fonctionner* et qu'il n'y a pas lieu par suite de se préoccuper de la pénétration plus ou moins facile de l'eau jusqu'au foyer volcanique, ainsi que l'ont fait quelques géologues.

(1) A. Hague, géologue du *U. S. Survey*, à qui on doit une belle monographie sur la géologie de la région du *Yellowstone Park*, a montré [*Soaping geysers (Trans. Am. Inst. Mining Eng., 1889)*] que c'est par un procédé analogue, c'est-à-dire en jetant une dissolution de savon, que les touristes font exploser, *avant l'heure*, les geysers du *Yellowstone Park*. L'action est purement mécanique. Le savon donne plus de cohésion au liquide, qui peut ainsi retenir les bulles de vapeur et devient par suite relativement moins dense. L'auteur nous apprend qu'on fait exploser les geysers d'Islande en jetant dans la cheminée de la tourbe ou de la terre molle provenant des tourbières du voisinage. Ces matières plus ou moins spongieuses retiennent mécaniquement les bulles de vapeur, et le résultat est le même que dans le cas précédent.

Comme l'affaissement affecte des couches, qui peuvent avoir une composition différente, on comprend facilement que les substances dont la lave se compose puissent varier, au cours des âges. Il ne semble pas cependant que celle-ci puisse avoir la teneur en silice du granite ou des liparites, vu l'infusibilité de ces roches. C'est là probablement la raison pour laquelle certains volcans de Java ou de l'Amérique du Sud ne rejettent guère que de l'eau chaude. La présence de cendres de trachyte que l'on constate en même temps va bien à l'appui de cette manière de voir.

Nous avons vu que des laves ayant une teneur en silice de 50 0/0 comme les basaltes, mélaphyres, ... sont d'une façon générale notablement plus riches en soude et en potasse que ces dernières roches. Ce fait semble tenir à l'intervention de l'eau de la mer et à la décomposition de ses sels, chlorures, sulfates... Les bases s'incorporent alors à la masse sous la forme de silicates alcalins, tandis que les autres éléments, en agissant sur l'eau à l'état de vapeur, forment des produits gazeux. Alors que les vulcanologues admettent que l'eau prédomine à l'état de vapeur, A. Brun (*Recherches sur l'exhalaison volcanique*, 1911) déduit de ses observations que, pendant la phase paroxysmale, l'exhalaison est sèche, qu'elle est constituée par des gaz tels que chlore, acides chlorhydrique, sulfureux, carbonique, oxyde de carbone, gaz des marais, chargés de particules solides de chlorures et même de fluorures...

Nous concluons de ces observations et de ces remarques que la théorie proposée par Mohr rend compte, dans tous leurs détails, des caractères que présentent les phénomènes volcaniques.

La plupart des séismologues admettent qu'il y aurait deux espèces de tremblements de terre, les tremblements de terre simples et les tremblements s'accompagnant d'éruptions volcaniques. Nous ne saurions accepter une pareille distinction. Il résulte en effet de ce que nous avons dit que le tremblement de terre est le phénomène essentiel, qui peut déterminer des éruptions, dans certains cas, si les circonstances sont favorables.

La distribution des volcans à la surface du globe est assez particulière. On les trouve presque toujours sur des montagnes élevées, comme dans la chaîne de la Cordillère des Andes, dans le voisinage d'une fosse marine profonde ou dans des arcs insulaires tels que ceux des îles du Japon, Aléoutiennes, Havaïennes, de la Sonde, des petites Antilles... qui présentent, comme nous l'avons vu, des parties en voie d'exhaussement à côté d'autres qui s'affaissent. Or, nous avons vu que des circonstances de cette nature peuvent déterminer des tremblements de terre dont les volcans sont, en certains cas, la conséquence. De pareils faits n'ont pas échappé à Dutton, qui les résume ainsi (*op. cit.*): « Ce fait général nous porte à penser que l'action volcanique et les phénomènes d'exhaussement régionaux sont réellement associés et procèdent de la même cause. »

TABLE DES MATIÈRES

	Pages.
INTRODUCTION.....	VII
LIVRE I	
DE LA GENÈSE ET DE L'ÉVOLUTION DES ROCHES SILICATÉES CRISTALLISÉES MASSIVES ET DES SCHISTES CRISTALLINS	
Considérations chimiques sur l'altération des roches	1
CHAPITRE I	
Considérations générales sur les roches silicatées cristallisées massives d'après le point de vue plutonien actuel.....	11
CHAPITRE II	
De l'évolution des roches silicatées cristallisées massives basiques, neutres et acides, au point de vue chimique.....	22
CHAPITRE III	
Considérations générales sur l'évolution des roches silicatées cristallisées massives, au point de vue chimique et minéralogique.....	58
CHAPITRE IV	
Du mode de formation des filons.....	69
CHAPITRE V	
L'étude des gisements de basalte les plus importants montre que ces roches ne sont pas éruptives.....	79
LA GENÈSE ET L'ÉVOLUTION DES ROCHES.	15

CHAPITRE VI

	Pages.
Considérations sur le mode de formation de la glauconie et sur sa transformation par diagénèse en basalte.....	94

CHAPITRE VII

Remarques générales sur la métasomatization des roches basaltiques. Application aux roches du Plateau central de la France.....	111
---	-----

CHAPITRE VIII

Schistes cristallins.....	128
---------------------------	-----

LIVRE II

**FORMATION DES FILONS-COUCHES ET DES AMAS
PAR DES PHÉNOMÈNES DE REMISE EN MOUVEMENT**

Beauxite et gaize. — Minerais de fer. — Phosphorite et apatite. — Du mode de formation des calcaires et dolomies (non construits) par voie chimique. — Aperçu sur la genèse du graphite et du diamant.....	145
--	-----

LIVRE III

PHÉNOMÈNES VOLCANIQUES

Considérations générales. — Tremblements de terre. — Volcans... ..	193
--	-----

ESSAI SUR LA GENÈSE ET L'ÉVOLUTION
DES ROCHES

ESSAI SUR LA GÉNÈSE ET L'ÉVOLUTION

DES ROCHES

ESSAI SUR LA GENÈSE

ET

L'ÉVOLUTION DES ROCHES

PAR

ALFRED VIALAY

INGÉNIEUR

MEMBRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

LAURÉAT DE L'ACADÉMIE DE DIJON

LAURÉAT DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES

COMPLÉMENTS

PARIS (VI^e)

H. DUNOD ET E. PINAT, ÉDITEURS

47 et 49, Quai des Grands-Augustins

1918

Tous droits de reproduction, traduction et adaptation réservés pour tous pays.

ESSAI SUR LA GÉNÈSE

L'ÉVOLUTION DES ROCHES

ALFRED VIALA

DOCTEUR

AGREGÉ DE LA FACULTÉ DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITÉ DE LILLE

ET DE LA FACULTÉ DES SCIENCES

COMPLÈMENT

PARIS VII

LE BUREAU DE LA FACULTÉ DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITÉ DE LILLE

1911

PRÉFACE

Nous nous étions borné, dans notre Essai, à la documentation qui était strictement nécessaire pour appuyer notre argumentation. Nous n'aurions pas voulu en effet que les traits principaux risquassent de se perdre au milieu de trop nombreux détails.

Depuis cela, quelques-uns de nos amis nous ont demandé d'ouvrir plus largement l'important dossier que nous avons constitué au cours d'études et de recherches prolongées. Nous le faisons bien volontiers maintenant, dans la pensée de permettre aux naturalistes studieux de pénétrer d'emblée et sans trop de peine dans l'intimité des phénomènes que nous avons exposés et de contribuer ainsi à l'extension de ces doctrines.

Cette publication, qui était prête depuis longtemps, a été retardée jusqu'à aujourd'hui par l'horrible guerre que l'esprit de domination de la Prusse et indirectement de l'Allemagne, appuyé sur un militarisme formidable, vient de déchaîner à la surface du globe.

Semur-en-Auxois (Côte-d'Or).

Le 1^{er} mai 1918.

- Page 74. — Ligne 8 en remontant. Lire : comme inclusions au lieu de « soit comme inclusions ».
- Page 77. — Ligne 4. Lire : *Zinnsäure* au lieu de « *Zinnasäure* ».
- Page 78. — Ligne 17. Lire : xénotime au lieu de « xénotine ».
- Page 81. — Ligne 26. Corriger le texte de la façon suivante : Si ces roches étaient arrivées de la profondeur, on devrait trouver dans les vallées d'érosion profondes les cheminées, les dykes par lesquels elles auraient surgi.
- Page 85. — Ligne 27. Lire : eux-mêmes discontinus au lieu de « elles-mêmes discontinues ».
- Page 87. — Ligne 2 de la note infrapaginale. Intercaler après les mots « le second » les mots : vraisemblablement à l'état de fer natif.
- Page 88. — Ligne 27. Lire : Faröer au lieu de « Farörer ».
- Page 88. — Ligne 2 de la note infrapaginale en remontant. Intercaler après le mot « retrouvons » : (La partie sous-marine de cette barrière porte le nom de Wyville Thomson Ridge entre les Faröer et les Shetland, de Faröer Iceland Ridge entre les premières de ces îles et l'Islande et de Iceland Greenland Ridge entre l'Islande et le Groenland) (*The Ocean*, by Sir J. Murray, 1914).
- Page 92. — Ligne 20. Lire : Scheibenberg.
- Page 93. — Ligne 7 en remontant. Lire : roches ignées au lieu de « roches ».
- Page 94. — Ligne 13 en remontant. Lire : phosphate de chaux au lieu de « apatite ».
- Page 95. — Ligne 9. Mettre des guillemets après les mots « par ce dépôt ».
- Page 95. — Ligne 14 en remontant. Lire 1872-1876 au lieu de « 1872-1874 ».
- Page 112. — Ligne 19. Lire : Mohr au lieu de « Bischof ».
- Page 112. — Figure 24. Lire : Bischof au lieu de « cet auteur ».
- Page 113. — Ligne 17. Lire : Poulett-Scrope.
- Page 116. — Ligne 1. Lire : Wollsborg.
- Page 116. — Ligne 25. Lire : Andreas Wagner au lieu de « Andreas ».
- Page 117. — Ligne 16. Lire : Von Hoff.
- Page 117. — Ligne 17. Lire : (*Ann. des Mines*, t. II, 1817).
- Page 119. — Ligne 27. Lire : cinérites au lieu de « tufs ».
- Page 120. — Ligne 29. Lire : 200 à 250 au lieu de « 50 ».
- Page 122. — Ligne 2 de la note infrapaginale. Lire : Barron au lieu de « Baron ».
- Page 125. — Ligne 2 de la note infrapaginale. Lire : formation des cratères.
- Page 135. — Ligne 12. Après « hornblende » ajouter : et olivine.
- Page 142. — Ligne 12. Remplacer « celles-ci » par ceux-ci.
- Page 142. — Ligne 15. Lire : Jannettaz.
- Page 146. — Ligne 22. Lire : du sesquioxyde de fer hydraté.
- Page 152. — Ligne 3 en remontant. Lire : Hillebrand.
- Page 152. — Ligne 2 en remontant. Lire : au même niveau géologique que la beauxite au lieu de : « en même temps que la beauxite et au même niveau géologique par conséquent ».
- Page 153. — Ligne 7. Lire : Jukes Browne.
- Page 153. — Ligne 7. Lire : Bracquegnies.
- Page 156. — Ligne 5 de la note infrapaginale. Après les mots « de Russie » intercaler : (*R. Ludwig, in Dyas oder die Zechstein formation*, von H. Geinitz, 1861-1862); dans ceux du précambrien des Keenawan Rocks du lac Supérieur (*Irving, mém. cité*).
- Page 157. — Ligne 29. Lire : Grund af au lieu de « grund of ».
- Page 160. — Ligne 13. Lire : Kellaway Rocks.
- Page 164. — Ligne 8 en remontant. Lire : et la silice au lieu de : « et le silice ».
- Page 172. — Ligne 2. Lire : Minerve au lieu de « la Minerve ».
- Page 172. — Ligne 4. Ajouter après les mots : « le gneiss » : associé à des pyrites (*Ch. Giesecke. Edinb. Phil.*, t. VII, 1822).

- Page 191. — Ligne 18. Lire : (t. VII, 1843.)
Page 208. — Ligne 22. Lire : dizaines de pieds au lieu de « dixièmes de pied ».
Page 215. — Ligne 5. Ajouter : après « maritime » et coloniale.
Page 215. — Ligne 10. Après les mots « 60 milles » ajouter : et une largeur de 10 à 12 milles.
Page 217. — Ligne 19. Lire : 1853 au lieu de « 1353 ».
Page 220. — Ligne 20. Lire : de la regarder au lieu de « de le regarder ».

INTRODUCTION

Page 8. — Ligne 10. Intercaler après le mot : « déminéralisateur » :

En même temps que la roche se modifie chimiquement, elle évolue minéralogiquement dans un ordre bien déterminé. A ne considérer que les éléments principaux, l'augite passe successivement à l'amphibole par les stades intermédiaires de l'ouralite, du diallage et des pyroxènes rhombiques, puis à la biotite, tandis que l'anorthite, le labrador tendent à l'orthose à travers la gamme des feldspaths. Il en résulte que l'augite se trouve surtout dans la roche basique avec les plagioclases, l'amphibole et la biotite au contraire dans la roche neutre ou même acide avec les feldspaths alcalins. Un pareil mode de distribution des minéraux dans les roches silicatées massives avait frappé G. Rose, qui en chercha vainement la raison au point de vue plutonien.

Page 8. — Ligne 27. Après les mots : « les coulées de laves actuelles » intercaler :

V. Steenstrup (*Bidrag til Kjendskab af Nord-Grønland. Meddelelser om Grønland, 4 Hefte., 1883*), bien qu'appartenant à l'école plutonienne, est amené à faire une remarque analogue au sujet des basaltes de la côte ouest du Groenland (page 204). « Il est encore plus difficile d'indiquer comment ces couches puissantes de basalte se sont déposées à l'origine. »

LIVRE I

Page 2. — Intercaler à la suite du deuxième paragraphe :

Nous renvoyons, au sujet du passage de l'état amorphe à l'état cristallisé, au mémoire de Delesse (*Recherches sur l'origine des Roches...* *Bul. Soc. géol. de France*, t. XV, 1857-1858) qui rappelle (p. 738) les observations de Ginanni et de Hermann sur la formation de cristaux de quartz sur des échantillons de silice amorphe (*Bul. Soc. imp. des nat. de Moscou*, t. XXX, 1857), à celui de G. Spezzia (*Sopra uno dep. di quarzo...* *Atti della R. Acc. di Torino*, t. XXXIV, 1898-1899), à celui de C. Dölter (*Über Umwandl. der mineral. Körper in Kristal...* *Tschermak's min. und pet. Mit.*, t. XXVIII, 1909).

Page 4. — Intercaler avant le paragraphe commençant par « C. Struckmana » :

De Villeneuve a publié dans *Bul. Soc. géol. de France*, (t. X, 1852-1853) un mémoire : *Note sur les chaux hydrauliques*, qui donne, au point de vue géologique, des indications intéressantes sur les roches silicatées.

Page 10. — Intercaler après le dernier paragraphe :

Le lecteur, qui voudrait avoir une connaissance plus complète des phénomènes que nous avons analysés sommairement dans les pages qui précèdent, pourra se reporter à l'ouvrage du Dr H. Niklas : *Chemische Verwitterung der Silikate und der Gesteine...*, 1912, qui donne un très bon index bibliographique des ouvrages et mémoires qui y sont relatifs.

CHAPITRE I

Page 20. — Ligne 3. Intercaler après les mots : « sulfure de fer » de la ligne 4 en remontant :

Les ingénieurs savent que la houille s'altère, lorsqu'elle est exposée à l'air, et que son pouvoir calorifique diminue très sensiblement. La perte, qui d'après P. Kukuk (*Unsere Kohlen*, 1913) atteint jusqu'à 10 0/0 dans la zone tempérée, peut s'élever jusqu'à 25 0/0 dans la zone tropicale. On y obvie, dans les parcs à charbon, en noyant la houille dans des bassins étanches. Toujours d'après le même auteur la perte peut être ainsi ramenée à 3 0/0.

Page 20. — Pour faire suite à la note infrapaginale :

Cette remarque donne l'explication d'un fait qui a été souvent observé et qui a même été résumé dans une formule (*Loi de Hill*), à savoir que dans un bassin houiller les couches tendent à devenir généralement — il y a en effet de nombreuses exceptions — d'autant plus maigres, c'est-à-dire d'autant plus riches en carbone C que l'on s'enfonce d'avantage. Les eaux de surface ont modifié d'une façon plus complète les couches profondes avec lesquelles elles ont un contact plus prolongé que les couches situées à un niveau plus élevé, qu'elles ne font guère que traverser. Telle est d'ailleurs l'interprétation du phénomène qui a été donnée par Bischof (*op. cit.*). On ne lira pas sans intérêt à ce propos le mémoire de P. Kukuk et du Dr Mintrop (*Die Kohlenvorräte... Glückauf*, 1913) sur le bassin houiller de Westphalie, dont le profil sur 50 kilomètres de longueur, suivant la ligne Haffingen-Gelsenkirchen-Dorsten, montre, avec une parfaite régularité, la succession des couches suivantes à partir de la base : Houille maigre (*Magerkohle*) C = 90 — 98 0/0; Houille grasse (*Fettkohle*), C = 85 — 90 0/0; Houille à gaz (*Gaskohle*), C = 83 — 85 0/0; Houille sèche à longue flamme (*Gasflammkohle*) C = 78 — 80 0/0. Mohr (*op. cit.*) dans le chapitre : *Steinkohle*, qui est et restera un modèle au point de vue de la documentation et de l'argumentation, indique une disposition analogue pour les couches du bassin de Mons, de celui de Liège. Nous retrouvons là, comme on le voit, l'ordre qui a été adopté par E. Gruner dans son *Traité de Métallurgie*. La classification du savant ingénieur français est donc bien conforme à la nature.

Cette modification en houille maigre, puis finalement en anthracite, ne semble pas s'appliquer à une variété que l'on trouve dans le terrain houiller et qui est connue sous le nom de *cannel-coal*. Lesquereux dans un important mémoire du *Bul. Soc. Sc. nat. de Neufchâtel*, 1866), H. Potonié (*Die Ent. der Steinkohle*, 1910), le regardent comme étant formé par des fucus, ce qui explique bien l'état amorphe de la masse, tel que le montre l'examen des lames minces. Sir J. Murray si bien informé sur les phénomènes océaniques (*The Ocean*, 1914) (p. 441) admet d'ailleurs à propos des fucus que les « *older patches gradually lose their power of floating and perish in sinking in deep water* ».

Pour Mohr, pour White David (*Some Problems... Econ. Geol.* 1908) la houille ordinaire au contraire serait constituée par un mélange de fucus marins et de végétaux terrestres. La présence des algues qui sont riches en azote, — la goëmine, matière mucilagineuse

extraite du goémon ou *Fucus crispus*, renferme d'après C. Blondeau (*C. R. Ac. des Sc.*, 1865) 21 0/0 d'azote, — rend compte de ce fait bien connu, à savoir que la houille renferme en moyenne 1,20 0/0 d'azote (le cannel-coal en renferme beaucoup plus, celui de Wigan 2.12 0/0, ce qui est bien conforme aux considérations ci-dessus) et donne des produits ammoniacaux à la distillation, tandis que les lignites, qui sont constituées uniquement par des végétaux terrestres, ne donnent que de l'acide acétique. La présence des algues dans la matière fait que la houille se ramollit, se boursoffle, fond, pour ainsi dire, au feu, tandis que les lignites ne changent pas de forme. Il y a là un caractère très intéressant sur lequel Mohr insiste à juste raison. Le cannel-coal fond également au feu, ce qui est bien conforme à notre hypothèse.

A. Pictet, L. Ramseyer et O. Kaiser (*Sur quelques hydrocarbures contenus dans la houille*, *C. R. Ac. des Sc.*, t. CLXIII, 1916) sont arrivés, par des considérations purement chimiques, à une conclusion analogue. « *La houille apparaît dès lors comme une matière hydrocarbonée imprégnée d'un liquide chimiquement très voisin du pétrole* ». Nous montrerons en effet plus loin que le pétrole dérive des fucus.

Quant aux végétaux terrestres, qui constituent une partie de la houille, ils viendraient d'après Mohr des contrées subtropicales ou tropicales à climat chaud et humide et auraient été entraînés loin de leurs lieux d'origine par les cours d'eau et les courants marins, comme on le voit par la flore fossile d'Ellesmerland, de l'île des Ours, du Spitzberg, contrées glacées et désolées où aucun végétal n'a jamais pu exister (*Letters from high latitudes* by Lord Dufferin.) Si l'on admet que les végétaux du Dévonien et du Carbonifère des régions citées ci-dessus provenaient de la partie subtropicale ou tropicale du globe, on s'explique facilement ce fait qui a été établi par les paléobotanistes, R. Zeiller (*Note sur la flore du bassin du Tété, Zambèze. An. des Mines*, t. IV, 1885), que la flore, à ces époques géologiques, était la même dans les deux hémisphères, tandis que l'hypothèse de Sir J.W. Dawson (*The geol. History of Plants*, 1888), qui leur donne les régions polaires comme habitat, se heurte à des objections de toute nature.

L'apport de végétaux en grande quantité dans l'Océan glacial arctique par les grands cours d'eau d'Amérique tels que le Mackenzie, l'Anderson, (*Les Grands Esquimaux* par E. Petitot, 1887) nous offre un phénomène analogue. G. Nathorst (*C. R. Ac. des Sc.*, t. CXXXVIII, 1904) rappelle que les sondages exécutés par A. Agassiz ont montré que l'on trouvait des feuilles, du bois et des fruits, sur le fond de la mer à une distance de 1.000 kilomètres de la terre la plus proche. Bien que partisan de la manière de voir de Dawson rapportée ci-dessus, ainsi que cela ressort de l'étude de ses nombreux mémoires, le savant paléobotaniste suédois est amené à se demander alors si la flore fossile de l'île Seymour de l'hémisphère Sud n'y aurait pas été amenée de très loin.

Lorsque les fucus, au lieu de se déposer loin des rivages, se sont échoués sur des plages basses, dans des baies plus ou moins fermées, dans des circonstances qui en rendaient la décomposition et la fermentation faciles, ils ont donné naissance au naphte, au pétrole, au bitume, au malthe et à leurs dérivés, ozocérite et aussi gaz naturels, et c'est ce que montre très bien Lesquereux dans le mémoire cité. Potonié (*op. cit.*) exprime la même idée. L'association d'empreintes de fucus et de pétrole a été d'ailleurs souvent signalée (*Sur les gites de pétrole. Bul. Soc. géol. de France*, t. XXIV, 1866-1867 et *Descript. géol... même périodique*, t. XXV, 1867), par H. Coquand, *Der Flysch im Tegernseer Gebiet*, von W. Fink, 1904). Enfin la présence de l'iode dans les gisements de pétrole, indiquée par v. Baumhauer (*Arch. nérl.*, 1869), von Radziszewski (*Arch. der Pharm.*, 1878). F. W. Clarke (*The Data of Geochemistry*), est bien à l'appui de cette manière de voir. Les remarques faites ci-dessus permettent de plus de se rendre compte de la raison de l'association souvent observée du pétrole avec le gypse et sel gemme.

Pour en revenir au cannel-coal, nous rappellerons que Gruner (*op. cit.*) se plaçant au point de vue purement chimique le considère « comme se rattachant par l'abon-

dance du bitume, de même que le boghead (schiste bitumineux du terrain houiller d'Écosse) à la série du pétrole ». C. Grand'Eury (*Mém. sur la form. de la houille, An. des Mines*, 1882), N. Arber (*The nat. History of Coal*, 1912) font les mêmes rapprochements. Toutes ces considérations sont, comme on le voit, parfaitement concordantes.

CHAPITRE II

Page 24. — Intercaler après le paragraphe qui se termine à la ligne 28 :

Comme cet Essai n'a rien de didactique, il nous sera permis d'anticiper sur l'ordre d'exposition du sujet, pour indiquer ici, puisque l'occasion se présente, comment nous nous figurons, le mode de formation de la leucite, de la néphéline et de la mélilite dans les roches basiques.

Nous montrerons plus loin que ces roches résultent de la cristallisation de la glauconie à basse température. Au cours de cette modification, qui est purement physique, il se produit, à ne considérer que les éléments principaux, des minéraux de deux espèces bien différentes, d'une part des silicates ferro-magnésiens, qui sont principalement représentés par l'augite, d'autre part des silicates riches en silice, alumine, chaux, soude et potasse (cette dernière au taux d'environ 20/0) qui sont les plagioclases. Tel est le cas le plus habituel, quand la glauconie n'a qu'une teneur assez faible en potasse. Mais il peut arriver que cette teneur s'élève jusqu'à 80/0, alors que cependant la teneur en silice reste assez basse, voisine de 500/0.

On comprend facilement alors que la potasse ne pourra pas s'incorporer dans un feldspath tel que l'orthose, qui a une teneur élevée en silice, 630/0 environ. Il n'en sera pas de même pour la leucite, qui contient de 15 à 200/0 de potasse avec une teneur assez faible en silice, inférieure à 550/0, et c'est là la raison pour laquelle, selon nous, ce minéral tend à se former.

L. de Buch, qui était pourtant partisan des doctrines plutoniennes, était arrivé par d'autres considérations à penser que ce minéral s'était formé par voie humide. Il avait constaté que l'on trouve souvent des *cristaux* d'augite à l'intérieur de *cristaux* de leucite, et c'est ce que Delesse rappelle dans le mémoire que nous avons cité. Or le premier de ces minéraux fond à une température assez basse, alors que l'autre est presque infusible (température de fusion 1.600° environ) ainsi que

Klaproth l'avait reconnu). Rapprochant ces deux ordres de faits, le savant géologue allemand avait conclu très justement que la leucite n'avait pas pu se produire par voie sèche.

Les roches à néphéline sont des roches basiques déjà modifiées, ainsi que le montre la présence de la perowskite. Elles se rapprochent beaucoup des roches à scapolite, au sujet desquelles J. W. Judd a donné d'intéressantes observations (*On the process... Min. Mag.*, 1889). Il a fait voir que ce minéral, qui est riche en soude, jusqu'à 11 0/0, se présente comme la modification d'un plagioclase contenant de nombreuses inclusions de chlorure de sodium, en même temps que l'augite qui l'accompagnait s'est transformée en amphibole, et attribue ces changements à l'action de la chaleur. Nous ne saurions partager la manière de voir du savant géologue anglais. La modification, qui est purement chimique, ne peut résulter que de l'action de l'acide sulfurique, produit par oxydation des sulfures, sur le chlorure de sodium que la roche a retenu au moment où elle se formait. Le sulfate de soude, qui en dérive, en agissant sur le plagioclase aura alors déterminé, par élimination de la chaux, la formation d'un nouveau silicate riche en soude. H. Lundbohm (*Apatitförekomst i Gellivare Malmborg*, 1890) a décrit également des gabbros qui ont été transformés en une variété riche en scapolite et en hornblende. Il nous semble que c'est par un processus chimique analogue que la néphéline a dû se former. La présence très constante et en quantité notable de chlorures et de sulfates dans ce minéral rend ces vues très vraisemblables.

Quant à la mélilite, A. de Lapparent (*Traité de minéralogie*) la range à côté de la méionite et de la scapolite et Rosenbusch (*Elemente der Gesteinslehre*) (p. 47) à côté de la scapolite. De pareils rapprochements ne sont certainement pas fortuits.

Page 25. — Intercaler après le mot : « respectivement » de la ligne 24 :

Th. Engelbach (*Notiz über das Vorkom... im Basalt, Ann. der Chemie und Pharmacie*, t. LIX, 1865) analysant le basalte de Anne-rod de la Hesse supérieure y a trouvé : lithium et rubidium, pas de césium, du colbat, du plomb, de l'étain à l'état de traces, du cuivre (0,014 0/0), du titane (acide titanique au-dessus de 1 0/0), du chrome (0,026 0/0 d'oxyde) et du vanadium (0,012 0/0 d'acide vanadique).

Page 26. — Intercaler après le mot : « gabbro » de la ligne 19 :

Nous n'insisterons pas autrement sur ces résultats d'analyse que nous donnons seulement à un point de vue général pour montrer l'importance du phénomène. On peut se demander, en effet, si des gaz, tels que l'hydrogène et l'oxyde de carbone, qui ne se produisent qu'exceptionnellement dans les fermentations à froid, préexistaient bien dans la roche et si on ne devrait pas plutôt les considérer comme étant des produits pyrogénés résultant de ce que leur extraction a été faite à une température élevée.

À l'appui de notre manière de voir nous rappellerons les recherches de Forster (*Ann. der Phys. und Chemie*, t. CLXXIII, 1871) et de G. W. Hawes (*Am. J. of. sc.*, 1881) qui a retiré du quartz d'une pegmatite une matière décomposable par la chaleur (voir également le mémoire déjà cité de Delesse).

Page 27. — Intercaler après les mots : « riche en fer » de la ligne 5 :

Si l'oxyde de fer magnétique prend naissance par suite du dédoublement de l'augite, on comprend facilement qu'il doit accompagner dans les roches silicatées plutôt l'amphibole que l'augite et c'est ce que remarquent bien la plupart des géologues qui se sont occupés du magnétisme des roches, notamment E. G. Zaddach (*Beob. über die magnetische Pol., Verh. der natur... Westphal.*, 1851) et A. Delesse (*Sur le pouvoir magnétique des minéraux et des roches. Ann. des Mines*, t. XIV, 1848), au mémoire duquel nous empruntons la remarque bien typique qui suit : « J'ai déterminé le pouvoir magnétique de diverses roches amphiboliques. Ces roches sont le gisement le plus habituel du fer oxydulé ». Ces remarques rendent compte en même temps d'un fait bien connu, à savoir que la densité de l'amphibole est moindre que celle de l'augite (2,9 à 3,4 pour le premier minéral au lieu de 3,2 à 3,5 pour le second).

Parmi les nombreux auteurs qui ont signalé l'oxyde de fer magnétique comme prenant naissance par suite du dédoublement de l'augite, nous citerons G. Rose (*Zeit. der deut. geol. Gesell.*, t. XVI, 1864), Svedmark (*N. Jahr, f. Min...*, 1877); B. Koto (*Quart. J. of the geol. Soc. L.*, 1884), J. Teall (*même périodique*, 1885). Nous renverrons enfin à la très belle étude de G. H. Williams (*The greenstone schist areas*, 1890. *U. S. geol. Survey*, n° LXII), qui expose la plupart des

modifications que nous étudions dans ce chapitre, ou encore à sa précédente étude (*The Gabbros*, même publication, n° XXVIII, 1886).

Au sujet du passage de l'augite à l'amphibole avec stades intermédiaires, tels que celui de l'ouralite, G.H. Williams dans le mémoire cité plus haut (*U. S. geol. Survey*, n° LXII), rapporte (p. 52) une opinion récente de Rosenbusch qui est la suivante. « Cette ouralitisation ne peut être regardée comme un simple réarrangement moléculaire. Nous serions plutôt disposé à penser qu'une partie de la chaux, contenue dans l'augite, passerait dans d'autres composés et en fait l'épidote accompagne presque toujours l'ouralite. »

Si l'éminent pétrographe allemand avait poussé plus avant dans cette voie exacte et par conséquent féconde, il aurait vu que cette modification ne pouvait se produire que sous l'action d'un acide et que cet acide ne pouvait être, d'une façon générale, que l'acide carbonique que l'on trouve partout dans la nature. Généralisant ce mode d'action, il aurait indiqué comment les autres bases s'éliminent successivement et par un processus analogue, et serait ainsi arrivé aux conclusions qu'au point de vue évolutif nous exposons dans cet Essai.

Si nous revenons à la métasomatization de l'augite, il peut arriver qu'au lieu d'amphibole on voie surtout apparaître de l'olivine en plus ou moins grande quantité, ainsi que nous l'avons dit ci-contre. Il n'y a rien là qui doive surprendre. On sait en effet que les deux familles, qui comprennent, l'une le pyroxène et l'amphibole, l'autre le périclase, sont très voisines, au point d'avoir été comprises dans une même classe. Quelle est la raison pour laquelle la métasomatization de l'augite aboutit tantôt à l'amphibole, tantôt à l'olivine ou à un mélange des deux? Nous sommes, d'après nos études, porté à penser qu'il faut la rechercher dans la plus ou moins grande richesse de l'augite en alumine — richesse qui est plus ou moins variable — que, lorsque celle-ci est relativement élevée, on a de l'amphibole et dans le cas contraire de l'olivine.

Pape 29: — Intercaler après le mot : « saussuritisés » de la ligne 23 :

G. H. Williams (*Th. greenstone... mémoire cité*) indique (page 69) que Cathrein (*Zeit. Kryst. und Min.*, t. VII, p. 234-249) rapporte que le feldspath saussuritisé était un feldspath très basique qui s'est dédoublé en deux minéraux, l'un qui est riche en chaux, la zoïsite, l'autre

qui est un plagioclase plus acide tel que l'oligoclase ou l'albite. Il ajoute qu'un dédoublement analogue a été indiqué par J. Brush et F. S. Dana pour le spodumène, qui en se modifiant donne naissance à l'eucryptite et à l'albite (*Am. J. of. sc.*, t. XX, 1880).

Page 33. — Intercaler par les mots : « par du sphène » de la ligne 24 :

De la Vallée Poussin et A. Renard (*Note sur la diorite quartzifère... Bul. Ac. R. des sc. de Belgique*, 1879) rapportent que v. Lasaulx, dans son étude sur les roches éruptives de la Sarre et de la Moselle, considère également le titanate de chaux, ayant de l'analogie avec la perowskite, comme étant un produit de modification de l'ilménite.

Enfin L. J. Spencer (*Encycl. Brit.*, 11^e éd., 1911) à l'article : Ilménite, considère ce minéral comme un titanate de fer (FeTiO_3) isomorphe avec la pyrophanite (MnFeO_3).

Page 34. — Intercaler après les mots : « déjà indiqué » de la ligne 15 :

H. Rosenbusch (*Der Nephelinit vom Katzenbuckel. Inaug. Dis.*, 1869) remarque que le grenat se rencontre dans les fissures de la roche, dans les parties qui sont décomposées et que par contre on n'y trouve plus d'augite, ce qui lui donne lieu de penser que « le grenat s'est formé au dépens de ce dernier minéral. »

Page 36. — Compléter, comme suit, la note infrapaginale.

O. Aschan (*Die Bed. der wasser. Hum. Zeit f. prak. Geol.*, t. XV, 1907) estime à 1.400.000 tonnes la quantité de matières ulmiques dissoutes que les cours d'eau de la Finlande portent annuellement à la mer Baltique. Il admet d'ailleurs une moyenne de 2 grammes de substance organique (desséchée à 100°) dissoute par 100 litres d'eau.

Page 44. — Ajouter après les mots : « de la sanidine » à la ligne 25 :

Le mémoire de C. Fr. Föhr, que nous analysons plus loin, montre également que la tridymite ($d = 2,31$) dérive de la sanidine.

Page 47. — Intercaler à la suite du deuxième paragraphe :

Nous rappellerons à ce propos les belles observations de G. A. Daubrèe (*Mém. sur la relation... Bul. Soc. géol. de France*, t. XVI, 1858-1859), qui ont montré que des Zéolites, telles que l'apophyllite,

la chabasia et l'harmotome se sont formées dans les maçonneries romaines de Plombières, au contact des eaux minérales dont la température ne dépassait pas 70°.

Page 54. — Intercaler après le premier paragraphe :

P. Mann (*Über Rutil als Prod. der Zerset. von Titanit ; N. Jahr. f. Min., 1882*) décrivant les Foyaites d'Espagne indique le rutile, qui s'y rencontre, comme étant le produit de la décomposition du titanite par les eaux chargées d'acide carbonique, avec élimination de carbonate de chaux.

Page 57. — Après les mots : « dans la masse » de la ligne 2 intercaler le paragraphe suivant :

Si nos vues sont exactes, si l'obsidienne est bien, comme nous avons tout lieu de l'admettre, un produit de modification de roches acides, et si les ponces sont comme un résidu de celle-ci, on doit les rencontrer surtout à la surface de ces roches, y formant un revêtement dont la partie la plus extérieure est constituée par des ponces. Nous en trouvons la confirmation dans l'observation suivante de Bäckström relative à la liparite de Hrafninnuhraun située à 2 milles géog. à l'ESE de l'Hekla (*Beit. zur Kennt. der isl. Liparite, Geol. Fören. Förhandl., t. XIII, 1891*). « La coupe relevée par Thoroddsen montre une roche de 40 à 50 pieds d'épaisseur, de couleur gris-clair jusqu'à gris-rouge, passant à la partie supérieure à une couche d'obsidienne qui peut avoir jusqu'à 40 pieds d'épaisseur. Cette dernière est recouverte, comme c'est la règle (*in der Regel*) par une couche de ponce de 2 à 3 pieds d'épaisseur. Ces différentes sortes de laves passent graduellement les unes aux autres. »

CHAPITRE III

Page 61. — Intercaler après le premier paragraphe :

On peut se demander, étant donné que dans son livre (*The greenstone schist areas*, déjà cité) G. H. Williams signale souvent la chlorite comme étant incolore, si la couleur verte lui est bien inhérente, et si elle ne serait pas due plutôt à des oxydes de nickel, chrome...

Page 62. — Intercaler après le troisième paragraphe :

En ce qui concerne plus spécialement le sulfate de soude, dont on constate la présence dans les roches neutres il résulte de l'action de l'acide sulfurique, produit par l'oxydation des sulfures, sur le chlorure de sodium que la roche a retenu mécaniquement au moment où elle s'est constituée et c'est ce que l'on comprendra mieux quand nous traiterons de la formation de la glauconie. La présence du chlorure de sodium dans les roches basiques a d'ailleurs été reconnue directement par de nombreux savants, parmi lesquels nous citerons : A. Struve (*An. der Phys. und Chemie*, t. VII, 1826), F. Pfaff (*même périodique*, t. XXIII, 1871), Bischof (*op. cit.*). Le chlorure de sodium, lors de cette modification, donne en même temps naissance à d'autres chlorures, tels que ceux de potassium, de calcium, de magnésium qui se présentent ainsi comme des produits secondaires, ainsi que Laspeyres l'a d'ailleurs indiqué (*Zeit. der deut. geol. Gesell.*, t. XX, 1865) ⁽¹⁾.

CHAPITRE IV

Page 74. — Note infrapaginale correspondant aux mots : « les silicates et le quartz » de la ligne 19 :

Le savant auteur pense que ces substances ont été incorporées à la masse d'une façon plutonique. Les arguments, que nous développons longuement dans cet Essai, montrent bien au contraire qu'ils se sont produits à froid, par suite de réactions chimiques.

Page. 75. — Note infrapaginale correspondant au mot « datolite » de la septième ligne :

Il n'y a pas de bore en quantité appréciable dans les roches silicatées. Cela tient à ce que la glauconie, qui constitue le point de départ de ces roches, n'en a pas séparé de l'eau de la mer, lors de sa formation. L'acide borique ne se rencontre assez abondamment que dans les produits de concentration de l'eau de la mer par évaporation, ainsi que l'ont fait voir Forchhammer, Bischof (*op. cit.*), Dieulafoy (*An. de Chimie et de Physique*, t. XII, et *C. R. Ac. des Sc.*, t. LXCIII, 1881). C'est la raison pour laquelle on le trouve à l'état de boracite (borate de magnésie) ou stassfurtite dans l'*Abraumsal*: du gisement de Stassfurt, dans la région de la *Carnallite* (sel double de chlorure de magnésium et de chlorure de potassium). Il est plus que

(1) La décomposition du chlorure de sodium doit donner lieu à la production d'acide chlorhydrique. Or c'est bien ce qu'a constaté directement C. Sorby pour les inclusions des roches silicatées (*On the microscopical structure of crystals... Quart. J. of the Geol. Soc.*, L. T. XIV, 1858).

probable, pour ne pas dire certain, que les *Saffioni* de la Toscane doivent leur origine, ainsi que le soutient Dieulafait, à la remise en mouvement d'un dépôt analogue, sous l'action d'eaux chaudes entraînant de l'acide sulfurique produit par oxydation des pyrites. C'est ce que semblent bien indiquer d'une part les sulfates de magnésie, d'ammoniaque, de fer, qui accompagnent l'acide borique, et de l'autre la très petite quantité d'oxygène relativement à l'azote que donne l'analyse des gaz. (*Sull' origine dell' acido borico e dei borati*, d'A. d'Achiardi. *Atti della Soc. Tosc. di Scienze nat.*, t. III, 1878).

Page 77. — Intercaler après le premier paragraphe :

En ce qui concerne les gisements d'étain de Malacca, nous renverrons à l'intéressant mémoire de F. Sandberger (*Über Lithiongranit. K. Bay. Akad. Sitz*, 1889), qui vient compléter ce que nous venons de dire et à *A Treatise on Ore Deposits*, 2^e édit., 1896, de J. A. Philips. Voici ce qu'en dit cet auteur (p. 600). « *It would therefore appear that these tin alluvials are the result of extensive disintegration of stanniferous greisen or granite, showing in places small veins of cassiterite and exactly analogous to the stockworks of Saxony and Bohemia.* »

J. Erington de la Croix (*Les mines d'étain de Perak*, presqu'île de Malacca, 1853), remarque que ces gisements d'étain se trouvent, comme ceux du Cornwall, dans un granite porphyroïde à grands cristaux de feldspath.

Toutes ces remarques sont, comme on le voit, parfaitement concordantes.

Page 78. — Intercaler après le dernier paragraphe :

A l'appui de ces remarques, nous renverrons à un intéressant mémoire de Delesse. *Sur la pégmatisite d'Irlande* (*Bul. Soc. géol. de France*, t. X, 1852-1853). La roche est rugueuse et présente de nombreuses cavités, les unes microscopiques, les autres de plusieurs centimètres de longueur, qui sont tapissées de cristaux comme des druses de filons.

CHAPITRE V

Page 81. — Note infrapaginale correspondant aux mots : « de cette nature » qui finissent le premier paragraphe :

T. Taramelli dans son mémoire : *Sulla Form. serpentinoso dell' Apennino Pavese* (*Atti dell' Accad. dei Lincei*, 1878) est amené, bien qu'appartenant à l'école pluto-

nienne, à faire des remarques analogues : « Tout au moins dans la région explorée et semble-t-il dans l'Apennin septentrional, on n'a pas pu constater qu'il existât de dykes ni de serpentinite, ni d'autres roches ophitiques à travers les roches crétacées et éocènes. » Il ajoute : « *Da qui la questione tuttora aperta dell'origine di queste roccie ofiolitiche* ».

Page 88. — Pour faire suite à la note infrapaginale :

Comme les courants chauds ne pénétraient pas facilement dans le bassin polaire, celui-ci s'encombra de glaces qui venaient fondre, à des latitudes voisines de l'équateur, en passant par les détroits qui sont au nord de l'Amérique. Elles imprimaient à ce continent une température très basse qui se traduit par l'époque glaciaire américaine, que la plupart des géologues synchronisent d'ailleurs avec l'époque glaciaire d'Europe. Mohr (*op. cit.*) (p. 439) expose cette question à peu près de la même façon.

CHAPITRE VI

Page 95. — Note infrapaginale correspondant aux mots : « presque pure » qui terminent le premier paragraphe :

St. Hunt (*op. cit.*) rappelle qu'Elie de Beaumont, Daubrée (*Rech. exp. sur le striage des roches, Bul. Soc. géol. de France, t. XV, 1857-1858 et An. des Mines, 1857*). J. Brainard au *Meeting of the Am. As. for. the ad.*, 1860) ont appelé l'attention des géologues sur le fait que beaucoup de grès ne seraient que des dépôts chimiques. Daubrée notamment (*mém. cité*) en donne, comme exemples, la formation du grès des Vosges et celle du grès bigarré. « On en rencontre, dit-il, presque partout des exemples dans la chaîne des Vosges en France et dans le Palatinat, ainsi que dans la Forêt Noire. M. Hoffmann signale un grès semblable aux environs d'Eisleben et M. Gutherlet le long des montagnes du Rhön près de Fulda. Le grès bigarré de Commern si abondamment imprégné de galène est surtout presque entièrement cristallisé. Ce dépôt chimique se retrouve donc partout dans une formation de l'Europe centrale, qui n'occupe pas moins de 150.000 kilomètres carrés et atteint parfois une épaisseur de 400 mètres ».

L'éminent géologue rattache au même processus la formation des grès verts et rappelle que Schafhäutel a fait une remarque analogue pour les grès verts des Alpes bavaroises (*N. Jahr f. Min.*, 1846). Il en est de même d'après Daubrée pour le minéral de fer oolithique du lias supérieur des environs de Longwy dont nous parlerons au livre II.

N'y a-t-il pas lieu de rapporter à des actions de même nature la formation des dépôts d'arkose, qui se présentent encore comme une énigme pour les géologues ? On serait porté à le faire d'après la remarque suivante que nous empruntons à H. Coquand (*Mém. géol. sur l'existence de... Bul. Soc. géol. de France, t. XIV, 1856-1857*) (p. 38), à savoir « que le grès vosgien représente et par son origine et par sa position les arkoses du Charolais et de la Bourgogne ».

Page 105. — Note infrapaginale correspondant aux mots « de la glauconie » qui terminent le deuxième paragraphe :

F. Grandjean (*Le feldspath néogène. Bul. Soc. franc. de Minéralogie, 1909 et 1910*), après avoir rappelé des recherches analogues de C. Lory et de L. Cayeux, étudie les

feldspaths néogènes des calcaires des terrains secondaires et montre qu'ils correspondraient plutôt au microcline.

Page 106. — Note infrapaginale correspondant aux mots « des éléments » qui terminent le premier paragraphe :

J. E. Prather (*J. of. Geology*, t. XIII) en étudiant en lames minces de la glauconie du New-Jersey a fait des constatations analogues. Il l'a vue transformée en amphibole et même en mica, ainsi qu'en magnétite, hématite, limonite, par suite de phénomènes d'altération sur certains points.

St Hunt (*op. cit.*) (p. 303) rapporte que Berthier a reconnu que la glauconie du calcaire grossier du terrain tertiaire avait été transformée en « true serpentine ».

Page 110. — A intercaler après le premier paragraphe :

On peut rapprocher de ces modifications celles que Koechlin-Schlumberger indique à propos de la grauwacke — qui est un grès à l'état normal — dans un important mémoire (*Métam. des roches de transition, Bul. Soc. géol., de France*, t. XVI, 1858-1859). Cette étude jette une *vice lumière* sur la façon dont le porphyre à quartz globulaire et le porphyre pétrosiliceux se sont formés.

CHAPITRE VII

Page 117. — Intercaler après le troisième paragraphe :

On retrouve la même manière de voir exprimée d'une façon très nette à propos des trapps du Lac Supérieur (qui sont des diabases précambriennes) par E. Rivot dans son beau mémoire (*Notice sur le Lac supérieur, An. des Mines*, t. X, 1857). Ces trapps se montrent interstratifiés à plusieurs niveaux dans des couches puissantes et étendues de grès ferrugineux, ainsi qu'on le voit par la belle monographie de R. D. Irving (*The copper-bearing Rocks of Lake Superior, 1883*) ⁽¹⁾.

(1) Irving donne (p. 120) une coupe qui montre que la roche amygdaloïde est recoupée, traversée par des veines de grès « sandstone veins ». « Large surfaces of the underlying diabase, sometimes many hundreds feet long, present singular appearance of being intersected by veins of sandstone, the seeming veins crossing each other, zigzaging, branching, like true veinformed material. »

J. S. Diller a signalé (*On Sandstone Dikes in California, Bul. geol. Soc. of America*, 1890) des dykes de sable tout à fait analogues aux veines de grès des trapps, qui traversent les grès et les argiles schisteuses (shales) du groupe crétacé de la partie N.E. de la vallée du Sacramento. Il rappelle que J. D. Whitney pour la Californie et C. D. Walcott pour le lac Champlain ont fait des observations ana-

Voici maintenant les conclusions du savant ingénieur français, à la suite d'un examen attentif sur place de cette formation. « *Par suite, je considère comme certain que ces trapps ne sont que des schistes ou des grès plus ou moins ferrugineux, métamorphisés par une action maintenant encore inconnue.* »

Si Rivot avait analysé les grès de cette formation, il aurait reconnu qu'ils ont la composition de la glauconie et qu'ils ont également la même composition que les trapps, ainsi que cela ressort des données de l'ouvrage d'Irving, ce qui lui aurait permis d'être encore plus affirmatif.

L. de Launay (*Contribution à l'étude des gîtes métallifères, An. des Mines, 1897*) est porté également à « penser que la forme primitive du gîte a été un grès ou un conglomérat cuprifère d'âge précambrien, analogue aux couches semblables qu'on connaît dans le Permien de Perm et de Corocoro et comparable également, par divers caractères, au conglomérat aurifère du Witwatersrand. »

Des géologues américains ont émis la même idée que Rivot, en ce qui concerne la roche basique de cette importante formation. Nous citerons notamment Norwood (*Owen's geol. Survey of Wisconsin, Iowa and Minnesota*) et H. Winchell (*Rep. of the geol. Survey of Minnesota for 1878 and 1879*) (voir Irving) (p. 118).

Enfin Foster et Whitney (*Rep. on the Lake Sup. Land District*) regardent les porphyres quartzifères qui accompagnent ces trapps comme étant des grès consolidés.

Irving écarte une pareille origine pour l'ensemble de ces roches, mais reconnaît cependant « *que l'un des résultats les plus intéressants de ses recherches a été d'établir des phases de gradation non seulement entre toutes les espèces précédemment citées, mais encore depuis celles qui sont le plus basiques, avec moins de 46 0/0 de silice, jusqu'aux plus acides* ». Cette remarque a une importance extrême pour le point de vue évolutif que nous soutenons dans cet Essai.

Page 118. — Intercaler à la suite du premier paragraphe :

J. Collenot (Cat. de la col. géol. de Semur en Auxois) y rattache également le pointement basaltique du mont Drevin, au S. O. de

logues. De pareils faits éclairent d'une vive lumière la façon dont les dykes de roches basiques, qui recourent des formations différentes, ont pu se former par simple diagenèse de sables glauconieux.

Couches-les-Mines, à 22 kilomètres d'Autun, en Saône-et-Loire. (Voir également *Bull. Soc. géol. de France*, 1835-36. *Réunion ext. d'Autun.*)

A. Dufrénoy décrit ainsi cette partie de la France (*Expl. de la carte géol. de France*, t. III, 1^{re} partie, 1873). « Les terrains volcaniques ne sont point exclusivement concentrés dans l'Auvergne. Ils constituent une large bande N. S. de plus de 2° de longueur comprise entre la vallée du Rhône et une ligne de même direction qui passerait par Ussel et Carcassonne. Les volcans d'Olet en Espagne se rattachent à cette bande. »

Page 119. — Intercaler après le premier paragraphe :

Alors que la plupart des géologues actuels, Michel Lévy, Glangeaud, considèrent le massif du Mont-Dore comme étant constitué par des coulées de nature variée, au point de vue de l'acidité, qui se seraient épanchées sur un soubassement complètement exondé, Lauby. (*Sur le niveau diatomifère du ravin des Egravats, près le Mont-Dore, C. R. Ac. des Sc.*, 1905) a reconnu qu'il existe interstratifiées dans la masse supérieure, se composant de cinérites, trachyte et andésite, deux couches minces de lignite et une couche d'argile diatomifère de 3^m,50 d'épaisseur. L'auteur considère ce dépôt comme étant en place. L'examen des diatomées lui a montré qu'elles étaient *marines et saumâtres* et qu'elles devaient être rapportées à l'aurore du pliocène ou au miocène supérieur. Cette observation est d'une importance capitale en ce qu'elle fait voir que cet ensemble est *marin, qu'il est miocène, et qu'il a été exondé postérieurement.*

Nous ferons remarquer que pour une région très voisine, la partie septentrionale des monts du Forez, Glangeaud (*Les cycles d'érosion... C. R. Som. Soc. géol. de France*, avril 1914) admet les soulèvements en masse miocènes, pliocènes et quaternaires.

Page 119. — Intercaler après le deuxième paragraphe :

Il importe cependant de chercher à se rendre compte de la raison physique pour laquelle les dépôts de glauconie, qui jusqu'alors étaient plutôt discrets, se sont formés avec une pareille abondance. Nous sommes porté à penser qu'ils sont dûs à ce que la communication aurait, à cette époque, été plus largement ouverte entre le bassin Parisien et le bassin Méditerranéen. Les eaux froides du premier en

arrivant dans un milieu qui devait être assez chaud, à en juger par la flore (*Notice sur la Constitution géol. des environs de Privas*, par N. Boulay, 1895), ont dû déterminer une destruction assez marquée de la vie animale qui constitue une circonstance indispensable, semble-t-il, pour la formation de la glauconie. Nous savons en effet par les études des Océanographes, Pourtalès, Bailey, Sir J. Murray... que l'on trouve la glauconie abondamment dans l'Océan Atlantique au contact du courant chaud du Gulf Stream avec le courant froid venant du Nord, qui longe la côte des Etats-Unis. Il en est de même pour Agulhas Bank, au Sud de l'Afrique, au contact du courant chaud de Mozambique ou d'Agulha avec le courant froid de Benguela qui se dirige en sens inverse. (*Wiss. Ergeb., Valdivia*, 1898-99, von C. Chun, E. Philippi und Sir. J. Murray.) Nous n'insisterons pas autrement sur ces faits que nous avons présentés p. 95 et suivantes.

Page 122. — Intercaler après le premier paragraphe :

A. Michel Levy, lors de la réunion extraordinaire de septembre 1890, (*Note sur la chaîne des Puys... Bul. Soc. géol. de France*, t. XVIII) a résumé, à propos de la roche du piton de Romagnat, la manière de voir des géologues actuels sur la formation des pépérites. Il a remarqué notamment que les deux explications absolument opposées, qui les présentent, l'une, comme des roches intrusives, l'autre, comme des dépôts résultant de la projection de cendres, lapilli volcaniques, qui seraient tombés au sein d'une roche calcaire lacustre, « ne sauraient répondre, d'une façon absolument satisfaisante, aux questions que l'on peut se poser ». On comprend facilement qu'il en doive être ainsi, attendu que ces roches ont une genèse toute différente. Elles résultent de la métasomatization de roches calcaires riches en glauconie.

Page 126. — Insérer après le deuxième paragraphe :

G. Bischof (*op. cit. Sup. Band*, 1871) s'appuyant sur les observations et les constatations de v. Dechen (*Geol. Führer zu der Vulkanreihe der Vorder-Eifel*) montre également que les maars de l'Eifel se sont produites par suite de phénomènes d'affaissement (*Einsenkung*) dans les schistes du Dévonien.

CHAPITRE VIII

Page 136. — Intercaler après le cinquième paragraphe :

En ce qui concerne plus spécialement les silicates d'alumine tels que l'andalousite, la sillimanite... ils résultent de l'action que l'acide sulfurique, provenant de l'oxydation des sulfures, que ces schistes contiennent (*Schistes alumineux, Alaunschiefer*), exerce sur les silicates, par suite de l'élimination des bases fortes. Ces silicates sont ramenés à l'état de silicates d'alumine et même de silice plus ou moins hydratée. C'est ce que montreront bien les observations suivantes.

Et tout d'abord G. Sauer (*Section Meissen, 1889 et Zeit. der deut. Geol. Gesell.*, t. XL, 1888) et Roth (*op. cit.*), t. III (p. 21) étudiant les schistes alumineux (*Siluralaunschiefer*) de la section de Meissen remarque qu'ils ont été transformés en une roche tantôt massive, tantôt schisteuse, riche en andalousite, quartz et biotite, qui passe d'une part à des schistes à andalousite et biotite à grandes écailles, de l'autre à des schistes quartzeux, qui sont souvent colorés en noir par l'oxyde de fer magnétique. Elle contient de l'andalousite sur certains points, tandis que sur d'autres elle en est dépourvu. L'auteur ajoute. « Cette différence tient vraisemblablement à ce que dans les premiers on trouve du silicate d'alumine hydraté libre en plus grande quantité. »

Si nous nous reportons maintenant au mémoire d'A. Drian (*Min. et pét. des environs de Lyon. An. des sc. phys... de Lyon*, t. XI, 1848) nous en extrayons la remarque suivante relative à la formation du silicate d'alumine hydraté. « M. Raby a fait voir que l'azurite et la malachite de ce gîte (Chessy) résultaient d'une double décomposition des sulfates provenant de la pyrite cuivreuse des schistes voisins. Ces sulfates ont agi sur le calcaire des marnes, de manière à produire du sulfate de chaux qui a été enlevé et des carbonates bleus et verts qui sont restés. Il y a eu en même temps formation de *fer oxydulé, d'hydrosilicate de cuivre, d'hydrosilicate d'alumine et de silice à l'aspect gélatineux.* »

G. Cosyns dans plusieurs mémoires du *Bul. Soc. géol. de Belgique*, 1907 et 1911) a attiré l'attention des géologues sur les modifications

que l'acide sulfurique et les sulfates, qui proviennent de l'oxydation des sulfures de fer, ont déterminées pour les silicates que contiennent les schistes.

Page 138. — Note infrapaginale correspondant aux mots « le plus frappante » de la quatrième ligne.

On trouve dans les terrains nettement sédimentaires, qui ne semblent pas avoir éprouvé d'actions dynamiques intenses, des dépôts schisteux qui ont une tout autre origine, notamment les schistes bitumineux du Permien, les schistes du Lias supérieur désignés par les Allemands sous le nom de *Posidonienschiefer*... Ces schistes se distinguent par une teneur assez élevée en matière bitumineuse pour qu'on ait pu les utiliser pour la fabrication des huiles minérales (en même temps que des goudrons ils donnent des eaux ammoniacales à la distillation). Ceux d'Allemagne en renferment jusqu'à 12 0/0, avec une proportion de pyrite de fer atteignant 6 0/0 (*Der Liasschiefer* von Dorn 1877). Voir également une note très intéressante de Forchhammer dans *Rep. Brit. As. for the adv of sc.*, 1844).

Les matières bitumineuses sont le résultat de la décomposition, de la putréfaction des fucoides et il semble que ce soit la substance huileuse en provenant qui en s'interposant entre les feuillettes ait déterminé la schistosité de la roche, de la même façon que l'interposition de matières grasses produit le feuilleté en pâtisserie. Nous joindrons à ces dépôts les argiles écailleuses (*argille scagliose*) de l'éocène et du miocène d'Italie (*Note sur l'origine métamorphique...*, par Bianconi, *Bul. Soc. géol. de France*, t. XIV, 1856-57), qui se présentent comme des boues vertes consolidées, riches également en empreintes de Fucoides.

Page 140. — Note infrapaginale correspondant au mot « exempte » qui termine le deuxième paragraphe :

Les argiles vertes ou marnes vertes, qui résultent de la consolidation des boues vertes, renferment en moyenne pour 100 : 32 de silice, 19 d'alumine, 1,25 d'oxyde de titane, 10 de sesquioxyde de fer, 5 de potasse, 4,55 de magnésie, 2 de chaux, 6 d'eau... Leur richesse en bases alcalines ou alcalino-terreuses est cause qu'elle fondent à une température assez basse, voisine de 1.200°, comme les roches basiques. Les marnes vertes de l'Oligocène du bassin Parisien renferment, comme on le sait, assez abondamment de la strontiane sous la forme de nodules de célestine, ce qui montre que la glauconie en a séparé de l'eau de la mer. Or la glauconie est le point de départ des roches silicatées cristallisées, ainsi que nous avons cherché à l'établir dans cet Essai. On ne sera pas surpris d'après cela de voir que les roches basiques contiennent de la strontiane en assez forte proportion vraisemblablement à l'état d'un silicate associé aux plagioclases, comme l'admet d'ailleurs Bischof (*Op. cit.*). La baryte qui a des caractères communs avec la strontiane, se trouve également dans les feldspaths (De Launay, *Contribution à l'étude des gîtes métallifères*; Dieulaufait, *La baryte et la trontiane... An. de Chimie et de Phys.*, 1878). Ce dernier auteur montre que le gisement le plus important de la strontiane se trouve dans les terrains salifères de tous les âges avec le gypse et le sel gemme associé à du soufre natif (S. Mottura, *Sulla form. solfi. della Sicilia. Mem. della R. Accad. di Torino*, 1870).

Les argiles bleues qui résultent de la destruction des roches silicatées ont une composition bien différente. Elles contiennent en moyenne pour 100 : 62 de silice, 1,30 d'oxyde de titane, 25 d'alumine, 2 de sesquioxyde de fer, 0,80 de potasse, 0,35 de chaux, 0,25 de magnésie, 8 d'eau... Leur richesse plus grande en potasse qu'en soude tient à ce fait, sur lequel nous avons souvent insisté, à savoir que les sili-

cates de potasse sont plus difficilement attaquables que ceux de soude, d'où il résulte, comme le fait remarquer St Hunt que *la potasse se concentre dans les argiles*, tandis que la soude passe dans les eaux. Ces argiles étant moins riches en bases alcalino-terreuses que les précédentes fondent à une température plus élevée, voisine de 1700°.

Page 142. — Note infrapaginale correspondant au mot : « différence » de la ligne 6 :

Quelques auteurs, Roth (*op. cit.*)... font remarquer qu'alors que l'on trouve assez abondamment de la leucite et de la néphéline dans les roches silicatées massives basiques et neutres, on n'en a jamais signalé la présence dans les schistes cristallins, ce qui tendrait à établir une différence, au point de vue originel, entre ces deux espèces de roches. Nous sommes porté à penser que ce critérium ne saurait être invoqué, qu'il a pu très bien se former de la leucite et de la néphéline dans les schistes cristallins mais qu'en raison de leur altérabilité, qui semble due à leur richesse en bases, ces minéraux auront été métasomatisés au cours des actions dynamiques et chimiques intenses, auxquelles ces roches ont été soumises. C'est pour la même raison que l'on ne trouve pas généralement de leucite et de néphéline dans les *roches silicatées massives acides*. J. S. Flett (*Encycl. Brit.*, 11^e édit., 1914) à l'article Leucite soutient la même idée.

Page 143. — Note infrapaginale correspondant au mot : « sédimentaire » de la ligne 26 :

Nous rappellerons, à ce propos, qu'Elie de Beaumont a communiqué (*C. R. Ac. des Sc.*, t. LX, 1865) un intéressant mémoire d'A. Sismonda, relatif à un gneiss avec empreinte d'*Equisetum*. Cette espèce fut examinée par A. Brongniart et dénommée par lui *Equisetum Sismondæ*. L'éminent géologue français se rangea à l'opinion du savant italien, qui voyait dans cette découverte une preuve péremptoire de l'origine métamorphique du gneiss fondamental des Alpes.

Quelques années plus tard, le professeur G. Montagna (*Nouvelle théorie du métamorphisme des Roches et Geol. Mag.*, 1869) faisait connaître de nombreuses observations analogues concernant des empreintes de *Lepidodendrons*, *Astérophylites*, *Stigmarias* trouvés dans des roches serpentineuses ou ophitiques de texture schisteuse ou massive, ce qui excluait l'intervention de la chaleur dans leur métamorphisme.

Enfin R. Kirkpatrick (*The nummulosphere*, 1913) prolongeant les recherches qu'il ne semble pas connaître d'ailleurs du D^r Jenzsch (*Über eine mikroskopische Flora und Fauna der Kryst...*, 1868), qui furent confirmées par Ehrenberg (*Monatsh. der K. pr. Ak. Wiss.*, 1869) montre, par des observations bien conduites, l'origine organique des roches dites « ignées ».

LIVRE II

Page 151. — Pour faire suite à la note infrapaginale :

G. C. Dubois (*Beit. zur Kennt. des Surinamischen Laterits* — mémoire important au point de vue de la bibliographie de la Latérite — *Tschermak's min und pet. Mit.*, 1903) à propos des *lateritische Goldseifen* éluviales, renvoie aux études d'Egleston (*The form. of Goldnuggets. Trans. Am. Inst. Min. Eng.*, t. IX, 1881) et aussi à celles de H. Wurtz (*Journ. of Mining*, 1868). Il regarde, avec ces auteurs, l'enrichissement en or comme pouvant être rapporté à l'oxydation des pyrites. Il en résulte des sulfates ferriques qui au premier instant agissent sur l'or comme un dissolvant. La précipitation et la séparation finale se produisent lorsque le sulfate est ramené à l'état de sulfure par l'action des matières organiques. L'auteur fait remarquer, à l'appui de cette manière de voir, que les nodules ferrugineux que l'on rencontre abondamment dans la latérite présentent presque tous, à leur centre, des *Goldnuggets*. J. Phillips a soutenu la même idée. (*Note on the Goldfields... Ph. Mag.*, t. XXXVI, 1868). Enfin E. Hatschek et A. Simon (*Geol. Diffusionen von R. E. Liesegang*) (p. 117) expliquent également la formation des conglomérats aurifères du Witwatersrand par la circulation de dissolutions de sulfate ferrique dont le fer est ramené à l'état de sulfure de fer.

Page 153. — Intercaler après le premier paragraphe :

Cornet et Briart ont publié sur la meule de Bracquognies (le *tourtia* des mineurs du Nord) dans *Bul. Soc. géol. de France*, 1874, une note intéressante dont nous extrayons les passages suivants.

« A Bracquognies la meule est principalement constituée par un grès glauconifère à ciment de silice gélatineuse toujours exempt de calcaire et dont les bancs contiennent quelques couches de sable vert. Le test des fossiles est le plus souvent transformé en calcédoine.

A l'Ouest du bassin on rencontre assez rarement des bancs renfermant de la silice gélatineuse, mais la meule y est principalement constituée par du grès vert plus ou moins calcaire... La meule de Bracquognies est bien le prolongement du grès vert de l'Ouest. »

Page 153. — Note infrapaginale correspondant aux mots « sur place » de l'avant-dernière ligne :

K. Haushofer (*Erdm. J. für prakt. Chemie*, t. XCVII, 1866) dit d'ailleurs qu'en attaquant la glauconie par l'acide sulfurique on obtient de la silice qui est complètement soluble dans la potasse.

Page 159. — Intercaler après le premier paragraphe :

On trouve souvent dans les schistes et les grès qui accompagnent la houille et même dans celle-ci des cailloux de houille (*Sur les galets de houille*, C. R. Ac. des Sc., 1884 et *Plantes fossiles*, par B. Renault ; *On the present Distribution and... known als Coal Balls* by M. C. Stopes and D. M. Watson, *Phil. Trans.*, 1908-1909 ; *Unsere Kohlen*, P. Kukuk, 1913), que quelques auteurs considèrent comme provenant de couches formées antérieurement, tout en reconnaissant qu'ils renferment les mêmes espèces végétales que celles de la houille qui les contient. Il y a là une contradiction que nous ne nous expliquons pas pour les raisons suivantes. En opposition à la manière de voir de nombreux auteurs, notamment de Potonié (*op. cit.*), qui considère la houille comme s'étant formée sur place dans des tourbières immergées (*Flachmoore*) situées dans le voisinage de la mer, nous pensons avec Mohr, Fayol... qu'elle doit être considérée comme étant un dépôt marin *allochtone* (voir note complémentaire relative à la page 20 du texte de notre Essai). C'est ce que montrent bien les couches nombreuses, puissantes et étendues de grès et de schistes (*Étude de l'hist. de la terre*, par de Boucheporn), plus ou moins pyriteux — Dieulafait a fait voir dans de nombreux mémoires et notamment dans *An. de Chimie et de Phys.*, t. XXI, 1880, par l'analyse chimique, que ces schistes étaient des boues d'estuaire consolidées — dans lesquels la houille est interstratifiée, et aussi les fossiles marins qui y sont contenus. La houille n'aurait par suite pu donner de galets qu'après avoir été exondée et démolie par des phénomènes d'érosion. Il en résulte que ceux-ci devraient se trouver dans des couches d'un âge très postérieur ! Tout nous porte plutôt à voir dans ces galets (?) de simples rognons qui se seraient produits par le même processus que celui que nous exposons ci-contre, et c'est ce que semble bien indiquer la forte proportion de carbonate de chaux qu'ils contiennent. Stopes et Watson (*mém. cité*) montrent également par de nombreux arguments que les Coal Balls se sont produits *in situ*.

Page 159. — Note infrapaginale correspondant à la fin du premier paragraphe :

Il nous semble que c'est par un processus analogue que la magnésite, que l'on trouve dans les marnes tertiaires, a dû se former. Il se serait produit tout d'abord des rognons de carbonate de chaux qui auraient été ensuite transformés en magnésite, sous l'action d'eaux, qui, à la faveur de l'acide carbonique, extrayaient la silicate de magnésie de la roche ou des roches voisines. Cette manière de voir s'accorde avec celle de Döller (*Petrogenesis*, 1906) qui remarque que la magnésite se présente dans les mêmes conditions que le *Spatheisenstein* ou carbonate de fer *Ulthöide*. J. B. Blum (*Die Pseudomorphosen des Mineralreiches*) décrit (p. 258) une pseudomorphose de magnésite d'après du calcaire.

Page 166. — Intercaler après le deuxième paragraphe :

Les auteurs de l'*Explication de la carte géologique de France*, t. II, (p. 411), à propos de l'oolite ferrugineuse des marnes supraliasiques des environs de Nancy, font la remarque importante qui suit.

« Les ouvriers rejettent comme mauvaise une roche d'un bleu verdâtre d'une consistance sableuse. C'est un fer silicaté (*glauconie*), qui fait mouvoir légèrement le barreau aimanté et qui correspond à l'un des minerais exploités à Moyeuve et à Hayange (Moselle). Des couches d'argile couronnent et divisent quelquefois cette oolite ferrugineuse. »

H. Rosenbusch (*op. cit.*) rapporte (p. 543) : que L. van Werveke considère également les minerais oolitiques de Lorraine et de Luxembourg comme résultant de l'altération de la glauconie.

Nous renvoyons également à l'étude de Daubrée donnée ci-dessus dans nos compléments et relative à la page 95 du texte.

Toutes ces considérations sont, comme on le voit, parfaitement concordantes.

Page 171. — Note infrapaginale correspondant aux mots : « au bout de six mois » de la dernière ligne :

Les gisements importants de phosphate de chaux, que l'on exploite dans beaucoup d'îles à guano de l'Océan Pacifique, telles que Baker, Howland, Jarvis, Mc Kean., entre longitudes 150° et 180° O. et lat. 10° N et 10° S, se sont formés par un processus analogue. Ils résultent de l'action du phosphate d'ammoniaque, que contient abondamment le guano, sur le calcaire de la roche corallienne sous-jacente. C'est également la manière de voir de Walther (*Lithogenesis der Gegenwart*), de L. W. Collet (*op. cit.*).

Page 178. — Pour faire suite à la note infrapaginale :

Damour (*Bul. Soc. géol. de France*, t. XIV, 1856-57) a rappelé que certaines espèces de Millépores, qui sont des algues, contiennent jusqu'à 17 0/0 de carbonate de magnésie uni à une forte proportion de carbonate de chaux. Or ces millépores

sont associées aux produits de vrais coraux, ainsi que v. Richtofen l'avait observé (*Rocks and their Origins* by Grenville A. J. Cole, 1912). On s'explique ainsi assez bien la proportion élevée de magnésie, qui a été reconnue dans les sondages de l'atoll de Funafuti, ainsi que dans certaines couches du Tyrol qui sont riches en coraux. Dans un intéressant mémoire : *Origine et genèse des dolomies sédimentaires* (*Bul. Soc. géol. de France*, t. XIV, 1914) le général Jourdy a exposé des vues analogues mais plus complètes.

Quant à la dolomie elle-même, elle résulterait d'un groupement nouveau de carbonates de chaux et de magnésie par suite de la circulation des eaux et de l'enlèvement du carbonate de chaux de la roche, lequel est plus soluble que celui de magnésie. Le calcaire magnésien passe ainsi à la dolomie.

Page 181. — Note infrapaginale correspondant au mot « bicarbonate » de la troisième ligne.

Les sondages du Challenger ont montré (Les Dépôts marins par L. W. Collet) qu'il existe sur le fond de l'Océan Pacifique une couche très étendue d'argile rouge, qui se forme avec une infinie lenteur, étant donné l'absence d'apports des continents. Cette argile contient des grains et des nodules de bioxyde de manganèse, sur la genèse desquels l'opinion des savants est encore divisée. Dieulafait (*C. R. Ac. des Sc.*, t. XCVI, 1883) admet que le bicarbonate de manganèse, que l'eau de la mer contient, se décompose dans les couches les plus superficielles dans une atmosphère riche en oxygène en donnant du bioxyde de manganèse. Celui-ci tombe lentement sur le fond de la mer et vient s'agréger autour d'éléments étrangers tels que dents de squales, os tympaniques de cétacés, fragments de ponces ou de roches volcaniques. Le sesquioxyde de fer, qui donne l'argile rouge, aurait une origine analogue. Cette manière de voir n'est pas partagée par Sir J. Murray et A. Renard (*Deep. sea Deposits; Rep. Chat. Exp.*) qui regardent ces dépôts comme formés *in situ* au dépens de débris des roches volcaniques qui se trouvent sur le fond de la mer. On se rend assez difficilement compte de cette modification telle que la présentent ces savants auteurs, attendu que l'oxygène qui devrait prendre part au phénomène fait à peu près défaut dans les grandes profondeurs. L'interprétation de Dieulafait, qui s'accorde mieux avec la façon dont le bioxyde de manganèse se produit dans la nature au dépens du bicarbonate de manganèse, semble au contraire plus vraisemblable.

Les sondages ont montré que cette argile rouge, que l'on trouve abondamment dans les parties tropicales et subtropicales de l'Océan Pacifique, se rencontre également dans l'Océan Indien, et même dans l'Océan Atlantique.

Page 180. — Note infrapaginale correspondant aux mots : « bromure de sodium » de la ligne 25 :

La teneur de l'eau de mer en brôme que nous avons donnée d'après Mohr est manifestement inexacte. Nous empruntons à *The Ocean* de Sir J. Murray les chiffres suivants qui résultent de 77 analyses faites par W. Dittmar, au cours des Explorations du Challenger :

Chlorure de sodium.....	27,213	p. 1000.
Chlorure de magnésium.....	3,807	—
Sulfate de magnésie.....	1,658	—
Sulfate de chaux.....	1,260	—
Sulfate de potasse.....	0,863	—
Carbonate de chaux.....	0,123	—
Bromure de magnésium.....	0,076	—
	<hr/>	
	35,000	

Page 183. — Note infrapaginale correspondant aux mots : « la même idée » de la figure 29 :

Dieulafait (*Le manganèse dans les terrains dolomitiques et Existence du zinc à l'état de diffusion complète dans les terrains dolomitiques*, C. R. Ac. des Sc., t. XCVI, 1883), remarque tout d'abord que la disposition parfaitement stratifiée des roches manganésifères des terrains dolomitiques, la régularité des assises, la présence de quelques rares fossiles, toujours essentiellement marins, montrent que le milieu, dans lequel ces roches dolomitiques se sont déposées, était aqueux et marin. Il ajoute. « Mais la présence constante dans ces dépôts, en quantité toujours sensible, de cuivre, de zinc et surtout de manganèse, d'un autre côté l'imprégnation complète de tout l'ensemble par une matière organique bitumineuse et par des proportions relativement considérables, de sels ammoniacaux — la quantité d'ammoniaque peut s'élever à 4 kilogramme par mètre cube — montrent que l'on n'est pas là en présence d'un sédiment marin normal. Tout se réunit au contraire pour conduire à cette conclusion que les terrains dolomitiques sont des dépôts effectués dans des golfes presque fermés, ou même dans de véritables estuaires. »

La plupart des auteurs ont remarqué que la galène était associée à la blende dans les calcaires magnésiens et les dolomies, Bischof, de Launay, A. Winslow et J. D. Robertson dans un important ouvrage : *Lead and Zinc Deposits, Missouri Geol. Survey*, t. VI et VII, 1894). Elle s'est formée par un processus analogue.

Page 184. — Intercaler après le premier paragraphe :

REMARQUES GÉNÉRALES

Nous avons vu, dans les pages précédentes, que l'alumine, sous forme de corindon, de spinelle, de beauxite, que le phosphate de chaux, la calamine... viennent par suite de phénomènes de remise en mouvement se séparer souvent au contact des calcaires. Ce sont là des cas particuliers d'un phénomène général. Les couches calcaires, qui confinent aux roches silicatées massives, présentent en effet sur leur bord une auréole de contact (*Kontaktzone*) dans laquelle on trouve abondamment des minéraux tels que wollastonite, plagioclase, diopside, trémolite, asbeste, mica, épidote, idocrase... (*Die Kontakt Mineralien* (op. cit), t. I, von Roth; *Le Granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact* par A. Lacroix; *Über den Spilit und Desmosit Zincken's. Zeit der deut. geol. Gesell*, 1872, von A. Lossen.)

On se rend facilement compte du phénomène si l'on admet que les silicates de la roche silicatée, tels que ceux de soude, de magnésie de potasse... sont dissous à la faveur de l'acide carbonique par les eaux qui circulent. Telle est la manière de voir de C. Nicholson (*The state of combination of silica... Chem. News*, t. XXV, 1872). Cet auteur indique une teneur en acide silicique par litre pouvant s'élever jusqu'à 5 centigrammes pour les eaux des cours d'eau d'Europe. Dans l'Inde

la proportion est beaucoup plus forte, jusqu'à 10 centigrammes. On a même indiqué 16 centigrammes. Quant à l'alumine le même auteur dit avoir trouvé jusqu'à 2 centigrammes pour les cours d'eau de l'Inde.

Quand ces dissolutions arrivent au contact du calcaire, elles lui cèdent leur acide carbonique. Le carbonate de chaux est alors déplacé sous la forme de bicarbonate de chaux et va se déposer plus loin en cristallisant, en même temps que le silicate ayant perdu son dissolvant se sépare et se substitue à lui. Lossen (*mém. indiqué*), qui appartient pourtant à l'École plutonienne, considère également ces actions comme dûes à la circulation des eaux.

Il dit notamment (p. 743) : J'ai admis que le passage graduel d'une roche à l'autre résultait de l'action de l'eau, que c'était à elle qu'il fallait attribuer la formation concrétionnée des *Spilosites*, le développement et le groupement des minéraux simples et aussi la séparation des mêmes espèces minéralogiques dans les fentes et dans les fissures. J'ai considéré comme possible l'apport et aussi la disparition de matières au cours de ces phénomènes de modification. Les analyses de Kayser ont montré que l'idée d'un pareil apport de matières, notamment de silicate de soude, n'était pas douteuse et ont confirmé la supposition d'Hausmann...

Plus loin (p. 753) le même auteur fait l'importante remarque suivante : « *La structure fluidale ou texture de fluctuation (Fluctuation textur)* que l'on observe si fréquemment dans la pâte (*grundmasse*) des roches éruptives peut être attribuée aussi bien à la circulation des eaux qu'à l'écoulement de masses en fusion ».

Les choses ne se passent cependant pas toujours aussi simplement que nous l'avons dit plus haut. Dans beaucoup de cas il semble qu'il y ait eu des phénomènes de double décomposition. C'est ainsi que la wollastonite, que l'on trouve si abondamment dans l'aurole de contact, résulterait, d'après Nicholson (*mém. cité*), de l'action du silicate de soude sur le carbonate de chaux. Le nouveau silicate formé se déposerait en raison de son insolubilité (1).

(1) Les ingénieurs qui s'occupent de questions d'alimentation d'eau des villes savent avec quelle difficulté les eaux de rivière se clarifient quand elles sont pures. (*On the suspension... Am. J. of. sc.*, 1885, H. Brewer, *Cont. à l'étude de la chimie agricole, Encycl. chim.*, Th. Schlœsing). Ce dernier auteur rapporte, que lorsqu'elles contiennent moins de 12 centigrammes de carbonate de chaux par litre, ce qui est notamment le cas pour la Garonne et la Loire, elles ne se clarifient pas spontanément.

Si nous revenons maintenant au carbonate de chaux, on comprend facilement que, par suite de sa remise en mouvement, la texture de la roche se modifie, que celle-ci passe à l'état de marbre et c'est ce que Mohr admet nettement (*op. cit.*). Telle n'est pas cependant la manière de voir de la plupart des géologues qui s'appuyant sur les expériences de J. Hall et de G. Rose considèrent cette modification comme résultant de phénomènes calorifiques.

Dans le cas du lapis-lazuli d'Asie, A. Trautschold (*Bull. Soc. imp. nat. Moscou*, t. XXX, 1857) montre que ce minéral git dans les fissures d'un calcaire surmonté par de la syénite. Le lapis provenant de l'altération de la néphéline a été dissous par des eaux riches en CO² et s'est séparé au contact du calcaire.

Lorsque les silicates ou la silice, qui résulte de leur décomposition finale, arrivent au contact des schistes cristallins, ils déterminent de même une auréole de contact, connue sous le nom de *roche cornéenne* (*Hornfels*), riche en quartz, mica, magnétite, andalousite, chiastolite, topaze... Les pétrographes ont donné le nom de *Spilosite* aux schistes qui ont été ainsi modifiés, par suite de voisinage de roches basiques, ou encore d'*Adinole*, quand l'albite prédomine. Comme la circulation des eaux ne se fait pas d'une façon parfaitement régulière dans toute la masse, on comprend que les minéraux nouvellement formés puissent être disposés sous forme de bandes et c'est ce qu'indique le terme de *Desmosite* que l'on emploie quelquefois.

Page 190. — Intercaler après le premier paragraphe :

Le *yellow-ground* est le produit d'altération du *blue-ground* sous l'action des eaux météoriques, ce qui explique le passage plus ou

ment dans les bassins de dépôt. Mais qu'on vienne à y ajouter un sel en dissolution, notamment un sel de chaux ou même un lait de chaux, les *troubles* se séparent par *floculation* pour employer une expression anglaise et d'opaline qu'elle était l'eau devient claire. Ce phénomène est la conséquence de la double décomposition qui se produit entre le silicate hydraté en suspension, sorte de zéolite plus ou moins altérable, et le sel de chaux, avec formation d'un silicate riche en chaux ainsi que Schläesing l'a constaté. Il semble que l'alumine mise en liberté ait contribué en même temps au collage des troubles, comme le ferait une dissolution de sulfate d'alumine en présence du bicarbonate de chaux. On prend ainsi sur le fait la formation de la wollastonite. On peut se demander si les silicéocarbonates de chaux qui constituent la masse principale des calcaires de Brie, de Beauce, du Teil... ne se seraient pas formés dans des conditions analogues (Voir l'intéressant mémoire de H. de Villeneuve : *Sur les silicéocarbonates, leur gisement*) (*An. des Mines*, t. XIII, 1858).

moins graduel de l'une à l'autre de ces roches et c'est ce qu'admettent nettement d'ailleurs Moulle et de Launay (*Les diamants du Cap*, 1892). Au cours de ces modifications, la roche augmente sensiblement de volume (Moullé estime le foisonnement au $\frac{1}{3}$ dans beaucoup de cas). De Launay rattache à ce phénomène la formation des *Kopjes* qui surmontent souvent les cheminées diamantifères et c'est à cette même cause, c'est-à-dire à une poussée de bas en haut, qu'il convient également de rapporter, selon nous, le relèvement des schistes du *main reef* au contact de la cheminée, relèvement qui a été signalé par de nombreux auteurs, notamment par E. J. Dunn (*Quart. J. of the geol. Soc.*, L, 1874) et par Moulle (*mém. cit.*).

Page 190. — Intercaler après le deuxième paragraphe :

G. W. Card a décrit (*Rec. of the geo. Survey of New South-Wales* t. VII, 1902, et *Min. Res. of the U. S.*, 1902) pour la Nouvelle-Galles du Sud des gisements de diamant présentant une analogie presque complète avec ceux du Sud de l'Afrique. On les trouve dans une brèche riche en éclogite, qui remplit des cheminées verticales (*pipes*) comme celle de Kimberley. Ces cheminées percent d'ailleurs des couches sédimentaires qui sont elles-mêmes traversées par des dykes de basalte. L'auteur n'indique cependant pas dans la brèche la présence de matières charbonneuses.

Page 190. — Note infrapaginale correspondant aux mots, « le plus de diamants » qui termine le deuxième paragraphe :

G. F. Kunz et H. S. Washington (*Note on the form. of Arkansas Diamonds*, *Am. J. of. sc.* 1907) signalent également la présence de diamants en place dans des péridotites de l'Arkansas.

Page 191. — Note infrapaginale correspondant au mot : « graphite » de la septième ligne :

H. F. Roscoe (*Diamond-bearing Rocks of S. Africa*, *J. of the chem. Soc.*, 1885) après avoir traité par l'eau chaude des parties du *blue ground* riches en diamants et riches également, comme nous l'avons dit, en matières charbonneuses, constata qu'elles dégageaient une odeur particulière rappelant celle du camphre. L'éther en dissout une substance fortement aromatique, très volatile, qui brûlait facilement avec une flamme fuligineuse, ce qui indiquait une grande richesse en carbone. Le savant chimiste en conclut que le diamant doit son origine aux matières charbonneuses plus ou moins modifiées que contient le *blue ground*. Cette manière de voir concorde, dit-il, avec celle du prof. Cohen et de Dunn.

LIVRE III

Page 196. — Intercaler après les mots « et des géologues » de la ligne 10 :

Les théories de Fisher et de Faye aboutissent, comme on le voit, à la *persistance des bassins océaniques*. S'il en était ainsi, la géologie n'existerait pas, puisque son objet principal est d'étudier les couches actuellement exondées qui se sont formées dans la mer à une époque antérieure.

Page 216. — Note infrapaginale correspondant aux mots : « et des ploiements » de la ligne 15 :

H. Arctowski dans le volume : *Océanographie (Les glaces, glaces de mer et banquises. Expéd. antarctique belge (Belgica, 1908)* relativement à la glace de la mer ou *sea ice* fait ressortir, avec figures à l'appui, les nombreuses analogies qu'il y a entre les phénomènes de déformation avec contournement, faillement, exhaussement et affaissement des voussours qu'elle présente sous l'action des pressions latérales et le mode de formation des montagnes de la croûte terrestre.

Page 218. — Remplacer le commencement du dernier paragraphe jusqu'aux mots « de petites secousses » de la dernière ligne par le texte suivant :

Passons maintenant à quelques cas particuliers comme exemples. Et tout d'abord l'éruption du Vésuve de l'an 79 de l'ère chrétienne, qui détruisit Herculanium, Pompéi et Stabies, s'accompagna de tremblements de terre intenses. C'est ce que montrent bien les passages suivants des lettres 16 et 20 du Livre VI que Pline le Jeune écrivit à Tacite.

Dans la première où il relate les circonstances de la mort de son oncle il dit « In commune consultant intra tecta subsistant an in aperto vagentur. Nam crebris vastisque tremoribus tecta nutabant et quasi emota sedibus suis nunc huc nunc illud abire ant referri videbantur ».

Dans la deuxième lettre où il rapporte les événements qui se pas-

sèrent au cap Misène, où il était resté avec sa mère, attendant anxieusement des nouvelles de son oncle, nous relevons les passages caractéristiques suivants.

« Præcesserat par multos dies tremor terræ, minus formidolosus quia Campaniæ solitus... Præterea mare in se resorberi et tremore terræ quasi repelli videbamus. Metus prævalebat nam et tremor terræ perseverabat...

Pour l'éruption du Vésuve de 1631 nous voyons d'après Fuchs que...

Page. 219. — Intercaler après le premier paragraphe, le paragraphe suivant :

On constate pour l'archipel des îles Philippines, où les tremblements de terre et les éruptions volcaniques sont fréquents, et que Milne comprend dans une de ses régions de tremblements de terre (*Seismology*), des phénomènes analogues. Nous empruntons à l'ouvrage très documenté de Saderra Maso (*Volc. and seism. centres of the Philip. Arch. Bul.*, III, 1904 Wash.) les détails suivants relatifs au volcan de Majon, Southeastern Luzon « Lors de l'éruption de 1814, des tremblements de terre répétés eurent lieu pendant la nuit et dans la matinée du jour suivant. Il se produisit alors une secousse plus forte et au même moment un nuage de fumée s'éleva de la base du volcan. »

Page. 223. — Intercaler après le premier paragraphe :

L'éruption du mont Pelée qui détruisit Saint-Pierre s'est faite dans des circonstances analogues (*La montagne Pelée*, A. Lacroix, 1904). L'épaisse couche de cendres, qui recouvrit la région environnante, était constituée par de l'andésite acide. Si la couche solide préexistante eut été aussi bien une roche basique facilement fusible, le phénomène eût pu consister en un simple épanchement de lave et cette infortunée ville existerait encore !

En vente à la Librairie H. DUNOD et E. PINAT, Éditeurs
47 et 49, Quai des Grands-Augustins, PARIS (VI^e)

Contribution à l'étude des relations existant entre les circulations atmosphériques, l'électricité atmosphérique et le magnétisme terrestre, par A. VIALAY, ingénieur. In-8° 16 × 25 de viii-204 pages, avec figures et 3 planches. 6 fr.

(Ouvrage couronné par l'Académie des Sciences.) Circulations atmosphériques d'hiver et d'été dans les deux hémisphères. Ouragans, cyclones. Application à la France — Genèse de l'électricité atmosphérique. Pertes normales d'électricité à la terre. Pertes anormales. Orages. Manifestations aurorales de l'électricité atmosphérique. — Magnétisme terrestre. Sa cause physique. Variation diurne, annuelle et séculaire. — Conclusions.

Géologie et minéralogie appliquées. Les Minéraux utiles et leurs gisements, par H. CHARPENTIER, ingénieur civil des mines. In-16° 12 × 18 de 643 pages, avec figures. Reliure souple. 12 fr.

PRÉCIS DE GÉOLOGIE GÉNÉRALE AVEC ÉLÉMENTS DE MINÉRALOGIE ET DE PALÉONTOLOGIE : Phénomènes actuels. Formation de l'écorce terrestre. Chronologie géologique. GÉOLOGIE APPLIQUÉE PROPREMENT DITE : Considérations générales. Étude d'un gisement. Matériaux de construction et roches employées dans les travaux publics. Minéraux employés dans la métallurgie. Le carbone et ses composés. Combustibles minéraux et hydrocarbures. Minéraux employés en agriculture. Minéraux employés dans les industries diverses. Métaux rares. Pierres précieuses. Gemmes.

Les ressources de la France en minerais de fer, par P. NICOU, ingénieur au corps des mines. In-8° 16 × 25 de 105 pages, avec 6 figures et 5 cartes. 6 fr.

Ressources de la France en minerais de fer. Les minerais oolithiques de Lorraine. Bassin de Nancy. Bassin de Briey. Bassin de l'Orne. Bassin de Langres. Bassin de Tucquegnieux. Développement du bassin de Briey. Bassin de Longwy. Bassin de la Crusnes. Ressources du bassin lorrain français. Le bassin silurien de l'Ouest de la France. Normandie. Anjou. Bretagne. Les gisements des Pyrénées. Pyrénées-Orientales. Autres gîtes pyrénéens et gîtes associés. Gisements secondaires français. Minerais de la Haute-Marne. Minerais du Jura. Mazenay. Privas. Filins des Alpes. Minerais du Gard. Minerais de l'Aveyron. Beausoleil. Région du Périgord. Minerais du Berry. Région du Nord-Ouest de la France. Lozère. Gisements algériens et tunisiens.

Les pyrites : pyrites de fer, pyrites de cuivre, par P. TRUCHOT, ingénieur-chimiste, chef de laboratoire à la Société française des pyrites de Huelva. In-8° 13 × 21 de viii-348 pages, avec 77 figures. Broché, 9 fr.; cart. 10 fr. 50

Étude sur les gisements de fer de l'Algérie, par M. DUSSERT, ing. en chef des mines. In-8° 14 × 22 de 192 p., avec 21 fig. et 6 pl. 5 fr.

Étude sur les gisements métallifères de l'Algérie (Minerais autres que ceux du fer), par M. DUSSERT, ing. au corps des mines. In-8° 14 × 22 de 180 p., avec 15 figures et 4 pl. 4 fr. 50

Exploitation du pétrole, par L.-C. TASSART, ingénieur des Arts et Manufactures, ancien répétiteur à l'École centrale des Arts et Manufactures. In-4° 19 × 28 de 726 pages, avec 310 figures et 17 planches. Broché, 35 fr.; cartonné. 37 fr.

Hydrologie souterraine. Moyens de découvrir les eaux souterraines et de les utiliser, par Henri MAGER. In-8° 16 × 25 de 776 pages, avec 311 figures, cartes hydrologiques et coupes hydro-géologiques. Broché 18 fr.; cartonné. 19 fr. 50

Les influences des corps minéraux. Recherche par leurs influences des eaux souterraines, des corps enfouis ou dissimulés, des gisements métallifères, par Henri MAGER. In-8° 13 × 21 de 236 p. avec 127 fig. 4 fr. 50

Majoration temporaire de 20 0/0 sur les prix ci-dessus.

TOURS. — IMPRIMERIE DESLIS FRÈRES ET C^{ie}, RUE GAMBETTA, 6.