

CONTRIBUTION

A L'ÉTUDE DE LA

ROCHE DE QUENAST

PAR

G. COSYNS (1)

Assistant à l'Université de Bruxelles.

Malgré les nombreux travaux aussi détaillés que minutieux dont la roche de Quenast a fait l'objet (2), j'ai pu reprendre complètement l'étude de cette diorite ou porphyrite, grâce à l'obligeance de M. Hankar-Urban, qui a bien voulu mettre à ma disposition les nombreux échantillons qu'il a recueillis dans la vaste exploitation qu'il administre. Je ne saurais assez remercier M. Hankar-Urban, non seulement pour les minéraux remarquables qu'il m'a permis d'étudier, mais aussi pour les nombreuses et précieuses observations qu'il m'a communiquées.

Je dois aussi remercier le professeur Prinz pour les conseils qu'il n'a cessé de me prodiguer et pour les matériaux faisant partie des collections de l'Université qu'il a obligeamment mis à ma disposition.

Je suis heureux d'avoir ici l'occasion de témoigner toute ma reconnaissance à MM. Cesàro, Rosenbusch, Mathieu, Malaise et Toussaint pour l'obligeance avec laquelle ils ont mis leurs connaissances ou leurs collections à ma disposition.

(1) Mémoire présenté à la séance du 15 décembre 1908.

(2) Voir à la fin de cette note les ouvrages consultés.

PRINCIPAUX MINÉRAUX.

Si l'on examine attentivement la porphyrite de Quenast, on remarque que la pâte de la roche n'est ni uniforme ni homogène, mais qu'elle se différencie en une série de provinces pétrographiques, où elle se présente avec une composition chimique définie et une répartition minéralogique spéciale. En second lieu, on distingue dans chaque région une série d'enclaves de formes variables et de couleurs diverses.

Ces inclusions ne sont que des concentrations de minéraux résultant de phases spéciales de cristallisation.

Afin de compléter les données que l'on possède au sujet des minéraux constituants, j'ai procédé à leur analyse, tant physique que chimique, sur des individus isolés. Pour arriver à séparer complètement les nombreux éléments de cette roche en évitant autant que possible d'en omettre, j'ai traité 500 grammes de la poudre provenant des concasseurs de l'usine par des liqueurs lourdes de densité décroissante; j'ai obtenu ainsi une dizaine de groupes de minéraux de densité voisine. Chaque fraction a été ensuite soit triée à l'aiguille sous un faible grossissement, soit traitée par de nouvelles liqueurs lourdes rigoureusement titrées.

Étant donné le brassage que subissent dans les concasseurs les débris de roches venant des divers points de l'exploitation, on peut considérer que l'expression centésimale des fractions ainsi obtenues est sensiblement celle de la roche.

Les principales fractions comprennent :

1. *Minéraux plus lourds que 5.40.* Ce groupe, qui, en poids, représente les 3.2 % de la masse traitée, est surtout composé de minerais (oxydes et sulfures métalliques) se répartissant comme suit :

A. Magnétite extraite par l'aimant se présentant sous la forme de petits grains à contours arrondis, et parfois légèrement limonitisés, parmi lesquels on distingue quelques octaèdres simples ou ayant la tronçature du cube.

B. Quelques granules brun rougeâtre d'oligiste et de limonite terreuse provenant des parties les plus altérées.

C. Ilménite dont les contours cristallins sont assez bien limités et dont beaucoup de cristaux sont partiellement transformés en leucoxène translucide.

On distingue l'ilménite de la magnétite par l'aimant.

D. La pyrite est assez abondante ; on remarque de nombreux petits cristaux bien formés.

Les plus petits individus se présentent sous la forme d'octaèdres isolés ou maclés, ayant parfois moins de 0^{mm}2. La figure 1 montre deux petits octaèdres avec la troncature (100), groupés suivant une face du cube.

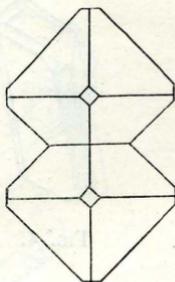


FIG. 1.

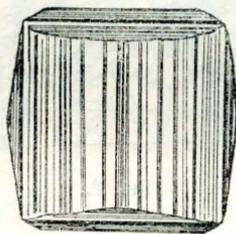


FIG. 2.

Une forme également fréquente est celle du cube à faces courbes striées parallèlement au dodécaèdre pentagonal (210) (fig. 2).

Les plus grands individus, de 1 à 2 millimètres de côté, sont des cubes parfaits simples, ou avec la troncature octaédrique à peine marquée.

E. Le zircon, qui se trouve en abondance, est semblable en tous points à celui décrit et figuré par M. W. Prinz (1).

2. *Minéraux de densité voisine de 5.4 formant les 5.4 % de la masse totale.* — Cette fraction est presque uniquement composée d'épidote, mais celle-ci se montre sous deux aspects :

A. Des fragments d'épidote verte pléochroïque, dont quelques petits cristaux conservés intacts présentent les faces habituelles de ce minéral. On distingue incluses dans les débris comme dans les individus complets deux espèces d'enclaves : ce sont d'abord de petites aiguilles à contour bien net, qui rappellent l'aspect des plus petits cristaux d'apatite, mais dont les faibles dimensions, 0^{mm}16 de long sur 0^{mm}01 de large, ne permettent plus de les déterminer optiquement,

(1) *Les oxydes de titane et autres produits d'altération des roches du Brabant.* (BULL. SOC. BELGE DE GÉOL., Mém., t. XXI, p. 413.)

étant donné qu'elles sont noyées dans un minéral de biréfringence élevée ; la deuxième variété d'inclusions est formée par un minéral fibreux semblable aux plus fines fibres d'asbeste incluses dans certains quartz et qu'il est parfois difficile de distinguer des tressailures mécaniques qui mettent plus ou moins les clivages en évidence (fig. 3).



FIG. 3.

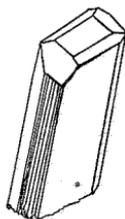


FIG. 4.

B. L'autre variété d'épidote est formée de petits prismes très allongés, incolores, non pléochroïques, que l'on confond assez aisément dans les plaques minces avec l'apatite (fig. 3). M. Cesàro a eu l'obligeance de me le faire observer en me donnant la méthode pour les différencier. Sous les forts grossissements, on distingue des faces cristallographiques bien nettes : la figure 4 représente un de ces petits cristaux de $0^{\text{mm}}03$ à $0^{\text{mm}}05$ de large ; il rappelle le facies des épidotes de Striegau décrites par Bucking ; malheureusement les faibles dimensions n'en ont pas permis la mesure.

3. — Entre les densités 3.1 et 3.2, on obtient une poudre difficilement déterminable et constituant environ 3 % de la masse totale.

C'est un minéral fibreux, polarisant assez vivement et ayant l'aspect, sous de forts grossissements, de petites brosses jaune pâle. Par comparaison avec les plaques minces, on est amené à considérer ces fibres asbestoïdes comme étant le minéral désigné par Renard sous le nom d'ouralite.

4. *Fraction de densité 3.008.* — En opérant avec précaution, j'ai pu isoler 3.6 % de micas biotites fort purs et de densité bien homogène.

Ces petites paillettes de mica vert foncé ont souvent des contours hexagonaux ; de plus, elles sont parcourues par un grillage très net de gerçures faisant entre elles des angles de 60° et que l'on prendrait, à première vue, pour un réseau de sagénite ; mais, en réalité, c'est la figure

de pression caractéristique de la biotite qui se montre ici avec une finesse et une délicatesse remarquables.

En outre, cette biotite contient, à l'état d'inclusion, de fines aiguilles d'épidote tellement ténues que je les avais confondues avec le rutile dont elles ont l'aspect et le groupement; M. Cesàro a bien voulu rectifier cette confusion en mesurant ($\alpha-\gamma$) qui est ici voisin de 40 et qui caractérise l'épidote (voir fig. 5).

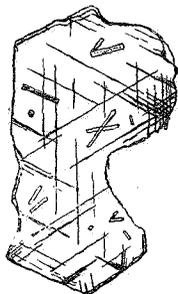


FIG. 5.

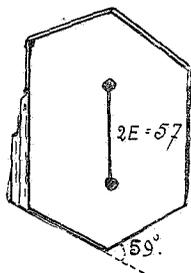


FIG. 6.

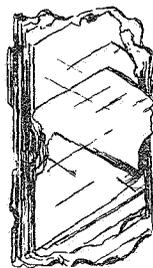


FIG. 7.

$2E$ est très petit et varie entre 0 et 2 degrés; pour certaines variétés brunes fortement pléichroïques, il peut atteindre 5°.

L'analyse donne les résultats suivants :

SiO ²	32.75						
M ² O ⁵	<table> <tbody> <tr> <td>Al²O⁵</td> <td>.</td> <td>9.25</td> </tr> <tr> <td>Fe²O⁵</td> <td>.</td> <td>10.80</td> </tr> </tbody> </table>	Al ² O ⁵	9.25	Fe ² O ⁵	10.80	20.05
Al ² O ⁵	9.25						
Fe ² O ⁵	10.80						
MO	<table> <tbody> <tr> <td>FeO</td> <td>.</td> <td>29.05</td> </tr> <tr> <td>MgO</td> <td>.</td> <td>9.65</td> </tr> </tbody> </table>	FeO	29.05	MgO	9.65	38.70
FeO	29.05						
MgO	9.65						
Mn ² O alcalis	3.95						
Perte au feu (eau)	4.10						

5. — Cette fraction, qui représente les 5.6% de la masse totale, est formée de divers minéraux micacés de densité comprise entre 2.8 et 2.95.

On y retrouve encore un certain nombre de paillettes de biotite, quelques fines écailles de muscovite et surtout une variété de chlorite ferrifère résultant de l'altération de la biotite, dont on peut voir les divers stades de passage associés.

On la distingue de la biotite, dont elle a la couleur vert foncé, par un pléochroïsme presque nul, des teintes de polarisation peu prononcées et une figure d'axe à peine visible et mal définie. Sa densité, voisine de 2.85, n'a pu être déterminée rigoureusement à cause des nombreuses inclusions de magnétite qui bordent ce minéral en voie de décomposition (voir pl. V, fig. 2 et 3).

L'analyse chimique, faite sur 420 millimètres de substance isolée par triage, a donné des résultats qui font ranger ce minéral parmi les orthochlorites ferrifères.

SiO ²	26.0 %
Al ² O ³	23.0
FeO	27.0
MgO	11.0
CaO	1.3
Alcali ^s	2.5
Eau	10.1

Ces chiffres ne peuvent être qu'approximatifs, à cause de la faible quantité de substance employée et des difficultés de purification.

6. Micas muscovites : 2.1 %. — Cette fraction de densité 2.81 est formée de paillettes de symétrie rhombique à contour hexagonal bien net (fig. 6).

La densité est bien homogène, le minéral ne présentant pas de traces d'altération.

La figure axiale est parfaite de netteté $2E = 57.5$ indice moyen $= 1.54$ (?) ($\alpha - \gamma$) $= 0.57$.

On retrouve cette même variété de muscovite (Damourite ou Didrimite) dans les parties altérées de la diorite où elle présente la polarisation onduleuse (voir fig. 1, pl. VII). On la rencontre encore sous la forme de paillettes hexagonales bien limitées dans les parties terreuses de la roche.

Les diverses analyses ont donné les résultats suivants, qui permettent de ranger le minéral parmi les variétés de muscovite.

ANALYSES :			
	A	B	C
SiO ² 49.0	48.1	49.4
Al ² O ³ 32.0	29.4	31.0
FeO 5.0	7.2	4.0
CaO 0.4	0.7	1.1
MgO 0.9	1.2	0.95
K ² O 8.0	7.4	8.6
H ² O 4.2	3.0	

A : Mica extrait de la roche par liqueur lourde.

B : Mica extrait des poches d'altération de la roche.

C : Mica provenant de la roche complètement altérée en une masse terreuse.

7. — On obtient vers la densité 2.7 environ 6 % d'une chlorite dont on identifie les caractères avec celle formant les grandes plaques vertes dont les propriétés optiques seront discutées plus loin lors de l'examen des plaques minces. L'analyse chimique permet de ranger ce minéral parmi les clinochlores pauvres en magnésie.

On remarque que la caractéristique des minéraux réputés magnésiens de Quenast est d'être pauvres en magnésie; cet oxyde bivalent est généralement remplacé par de l'oxyde ferreux, qui donne la note sombre à la roche.

Certaines paillettes de cette chlorite présentent comme la biotite de fort belles figures de pression (voir fig. 7).

ANALYSE.

SiO ²	25
Al ² O ³	28.4
FeO	17.9
MgO	16.7
H ² O	12.6

Les chiffres de cette analyse ne sont qu'approximatifs, étant donné le nombre d'inclusions que ce minéral englobe.

8. — Les 3.1 % formant la fraction dont la densité est voisine de 2.67 comprennent :

Des fragments : 1° de feldspaths alourdis par épidotisation; 2° d'un minéral vert semi-fibreux sali par une imprégnation d'hydrate ferrique.

Les propriétés optiques sont trop flottantes pour qu'il en soit fait usage dans la détermination de ce composé. Les formes géométriques ne sont d'aucun secours non plus, étant donné sa cristallisation confuse.

En comparant cette poudre verte avec le produit de décomposition ultime de l'ouralite (?), on est amené à conclure à une analogie complète, étant donné la similitude réactionnelle vis-à-vis des réactifs microchimiques.

Les analyses chimiques m'ont donné la moyenne suivante :

SiO ²	56
Al ² O ³	16
FeO	48
MgO	3
CaO	4
K ² O et divers.	4
H ² O	13

Cette composition permet de considérer ce minéral vert, que l'on confond généralement avec la chlorite, comme étant une variété de la séladonite ou glauconite des roches éruptives.

9. Fractions feldspathiques. — Par cette méthode de séparation, j'ai pu grouper les feldspaths en quatre fractions bien distinctes :

a) Environ 9 % d'un feldspath de densité 2.667 montrant les macles et les couleurs de polarisation de l'oligoclase. (Analyse *Af*.)

La teneur relativement faible en silice et la forte proportion de fer et de chaux doivent être attribuées à l'épidotisation qui altère la pureté du minéral.

b) Environ 55 % de petits fragments assez purs de feldspath de densité 2.656 qui représentent l'oligoclase proprement dite. Au microscope, on remarque de petits solides de clivage donnant des extinctions presque droites montrant des zones d'accroissement concentrique et des teintes de polarisation caractéristiques (voir fig. 24, analyse *Bf*).

c) Environ 4.5 % de feldspath albite de densité 2.60. Malheureusement, cette fraction n'a pu être bien purifiée : on y retrouve une chlorite trop peu abondante pour être isolée et d'autres minéraux tels que calcite, orthose, etc.

d) Environ 15 % d'un feldspath orthose de densité 2.55; les extinctions montrent la macle de Carlsbad.

Certains fragments sont absolument purs et permettent d'en mesurer l'indice par la méthode du duc de Chaulnes; cet indice est voisin de 1.529 (voir fig. 22, analyse *Df*).

ANALYSE DES FELDSPATHS.

	<i>Af</i>	<i>Bf</i>	<i>Df</i>	<i>Mf</i> ⁽¹⁾	<i>D</i> ⁽²⁾
Densité	2.657	2.656	2.55	2.57	
Indice			1.529		
SiO ₂	61.00	62.56	64.5	64.7	63.7
Al ₂ O ₃	23.90	23.09	19.4	19.25	22.64
CaO	3.45	2.95	0.24	0.00	1.44
FeO	2.60	0.80	1.29	0.60	0.53
Alcalis.	9.10	10.14	14.7	15.85	8.96

MgO = 1.20

(1) *Mf* : analyse du feldspath alcalin montrant la macle de la microcline (voir plus loin).

(2) *D* : analyse de l'oligoclase par Delesse.

10. — Enfin, dans la dernière fraction on retrouve le quartz libre, la kaolinite et diverses poussières minérales qui ont flotté grâce à leur grande ténuité.

La kaolinite se présente sous la forme de nombreuses petites paillettes blanches, d'aspect nacré, à contour parfois hexagonal, à propriétés optiques peu tranchées. C'est le même minéral que l'on retrouve dans les géodes d'altération (où se sont développés les cristaux d'épidote et de quartz), sous la forme d'une masse pulvérulente blanche, désignée sous le nom de pholélite.

ANALYSES :

	Kaolinite de la roche pseudomorphosant le feldspath.	Pholélite des poches d'altération.
SiO ²	47.2	48.2
Al ² O ³	38.4	37.1
H ² O	12.4	13.5

Le quartz se présente sous trois formes :

- 1° De petits cristaux bipyramidés ;
- 2° De fragments de cristaux pétris d'inclusions décrites par Renard ;
- 3° De quartz recristallisé. On observe ici de petits granules de quartz soudés entre eux par un ciment de calcédoine et d'opale et dont l'ensemble rappelle certains grès siliceux.

En résumé, j'ai consigné dans les tableaux suivants :

1° La composition actuelle de la porphyrite telle que la montre la séparation mécanique. On pourra constater que, s'il existe divers minéraux que l'on peut considérer comme étant les produits de décomposition des pyroxènes ou des amphiboles, il n'existe aucun élément uniformément réparti que l'on puisse déterminer d'une façon indiscutable, soit comme pyroxène, soit comme amphibole.

J'ai longuement examiné les plages contenant le minéral considéré par Renard comme étant l'ouralite, mais ni la hauteur de polarisation ni le clivage ne peuvent être mis en parallèle avec l'ouralite typique des roches de l'Oural ou même avec celles étudiées dans les roches belges par M. Mathieu. Pour ce qui concerne les nombreuses préparations que j'ai eues sous les yeux, je pense que si le pyroxène, dont on devine encore les contours, a passé par le stade ouralite, il a atteint actuellement un état de décomposition plus avancé ;

2° Dans le deuxième tableau, j'ai exposé la composition de la roche de Quenast, telle que la donne la répartition de l'analyse brute et telle qu'on l'obtient en restituant aux minéraux primaires les produits

d'altération et de formation subséquente; mais il est difficile de décider s'il faut reporter les diverses chlorites au pyroxène ou à l'amphibole.

COMPOSITION MOYENNE DE LA DIORITE DE QUENAST.

Quartz libre	2 %
Minerais-magnétite-pyrite, ilménite, limonite	3.2 —
Épidote	5.4 —
Ouralite (?)	3 —
Biotite	3.6 —
Muscovite	2.4 —
Chlorites ferrifères (biotite altérée)	6.5 —
Chlorite normale	6 —
Seladonite	3 —
Oligoclase	43 —
Feldspaths alcalins, principalement de l'orthose.	19 —
Kaolin et divers	3.2 —

COMPOSITION PROBABLE DE LA ROCHE DE QUENAST AVANT SON ALTÉRATION. (?)

Feldspath — oligoclase	48 %
Feldspath. — alcalin	25 —
Pyroxène ou amphibole (?)	15 —
Biotite	8 —
Minerais divers	4 —

Outre les espèces minérales uniformément réparties dans la roche et dont il a été fait mention plus haut, il existe une série de minéraux accidentels dont voici les principaux :

SULFURES.

La molybdénite, très rare à Quenast, a été rencontrée une première fois dans une veine de quartz de formation secondaire; mais, dans ces derniers temps, M. Hankar a eu l'obligeance de me soumettre un échantillon de molybdénite que l'on venait de recueillir. C'est un prisme très aplati à contour arrondi, mal défini, de plus de 3 centimètres de large; le clivage basique est très prononcé, mais son plan n'est pas parfait, il est gauchi comme s'il avait été soumis à des pressions orogéniques qui en auraient déformé la rectitude. Ce grand cristal lamellaire d'aspect tordu se trouve au cœur même de la roche et il n'est en relation avec aucun joint ni filon visible qui puisse être invoqué pour expliquer la formation filonienne de ce sulfure.

J'ai soumis à un essai chimique quelques parcelles du minéral et j'ai obtenu des résultats qui indiquent que, à côté du sulfure de molybdène, il existe de petites quantités d'arsenic, de fer et même de bismuth; malheureusement, je n'ai pu contrôler, d'une façon indiscutable, le caractère du dernier métal, ayant trop peu de minéral à ma disposition.

La présence de la molybdénite dans la roche éruptive de Quenast est normale. C'est ainsi que Gumbel, dans la *Géognostique de Bavière* (1879), en décrit, trouvée au cœur du granit de Steinwald.

En outre, on a trouvé de la molybdénite dans beaucoup de granits, gneiss, pegmatite et d'autres roches dont on considère l'origine comme purement ignée.

La galène que j'ai recueillie se présente sous la forme de petites masses lamellaires sans contour cristallographique apparent; noyée dans une masse de calcite traversée d'épidote, cette galène, fortement argentifère, ne contient pas d'arsenic appréciable.

PYRITE.

La pyrite se rencontre :

1° Dans les filons d'altération à côté de la calcite et de l'épidote.

Dans ce cas, la plupart des cristaux que j'ai trouvés semblent avoir poussé avec facilité, car les cristaux sont bien formés, les faces sont brillantes, nettes, sans altération; les formes les plus fréquentes sont : cube, cubo-octaèdre, octaèdre, dodécaèdre pentagonal, cube et dodécaèdre pentagonal. Si l'on scie l'un de ces cristaux en deux, les figures de corrosion sont régulières et soulignent parfois des zones d'accroissement concentrique extrêmement fines; les plaques minces sont homogènes et ne signalent aucune inclusion;

2° La pyrite qui se forme au cœur même de la roche est nettement différente; ce sont des cubes dont les faces, fortement courbes, sont striées suivant le dodécaèdre pentagonal, et l'aspect du cristal montre une déformation prononcée. Ce qui différencie plus nettement encore ces cristaux des précédents, c'est la structure interne. En premier lieu, les plaques minces montrent que les individus d'aspect homogène contiennent une infinité d'inclusions de feldspath, d'épidote et plus rarement de quartz. Ensuite, si l'on attaque par un acide convenable (1), la formation de la figure de corrosion est instructive : d'abord on observe un réseau de canalicules qui se creuse en reliant presque toutes les inclusions; il en résulte que la surface totale attaquée est découpée en

(1) Peroxyde de chlore en solution aqueuse.

un certain nombre de lambeaux; de plus, chacune de ces parcelles ainsi isolées par l'attaque de l'acide montre des zones d'accroissement qui lui sont propres et qui se développent autour d'un point particulier. On peut en déduire que c'est l'union de plusieurs individus dont la concrescence orientée a formé un cristal unique et que ce sont ces divers constituants qui sont les premiers mis en liberté par l'attaque corrosive.

L'examen des différentes formations de pyrite rencontrées au sein de la roche vient confirmer cette déduction.

En effet, on trouve des cristaux de pyrite à tous les stades de formation (voir fig. 8, 9, 10, 11).



FIG. 8.

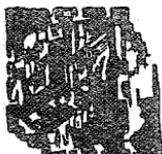


FIG. 9.

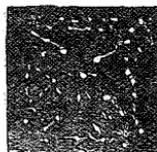


FIG. 10.

Le croquis 8 représente un cristal dont les contours sont à peine ébauchés; on constate, au microscope, que ce sont particulièrement les chlorites ferrifères qui s'effacent pour céder leur place au bisulfure de fer.

Les figures 9 et 11 montrent des formations plus avancées.

On peut admettre, après examens comparatifs, que divers cristaux voisins croissent avec leurs faces parallèles; finalement, ils se soudent et l'on peut suivre les progrès du sulfure qui ferme son réseau cubique en enserrant les divers minéraux de la roche, qui disparaissent graduellement.

Ce sont le quartz, l'épidote et le feldspath qui offrent le plus de résistance à l'envahisseur, mais finalement leurs contours s'arrondissent, disparaissent, et ce n'est plus que sous forme d'inclusions microscopiques qu'on les retrouve dans un cristal complètement formé (voir fig. 10).

Pour expliquer le mécanisme de la formation de ces cristaux qui s'édifient au cœur même de la roche sans qu'ils soient reliés ni avec l'extérieur, ni avec les couches plus profondes par aucune fissure appréciable, il faudrait se lancer dans des spéculations trop hardies et non suffisamment contrôlées par l'expérience pour pouvoir y attacher créance. Tout ce que l'on peut en dire, c'est que la pyrite, se décomposant par une chaleur relativement peu élevée, a dû se former long-

temps après la solidification du magma, peut-être parallèlement ou plutôt postérieurement à son altération. Le fer peut provenir de la dissociation des silicates basiques et ferrifères, ou encore de la magnétite. Mais le soufre, est-ce l'eau de carrière qui l'amène sous forme de sulfures?

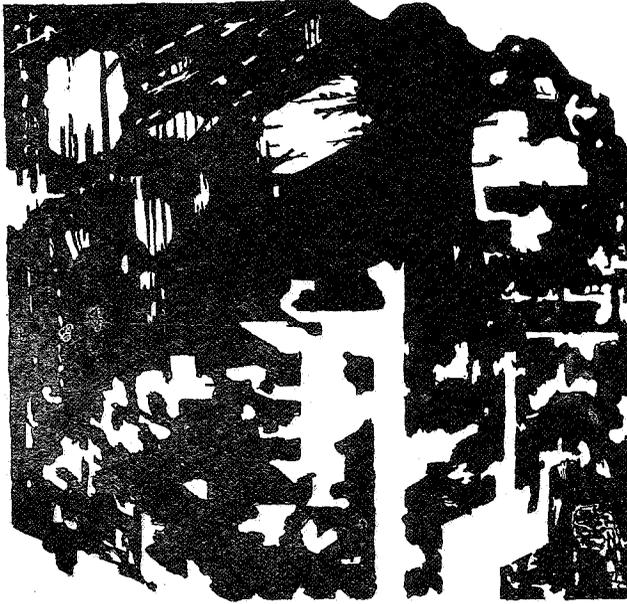


FIG. 41.

La seule chose que j'aie constatée en faveur de cette hypothèse, c'est que des fragments de roches pyriteuses, après avoir séjourné dans l'eau distillée pendant plusieurs jours, ont communiqué à cette eau la propriété de se colorer en jaune pâle par les sels de plomb, ce qui indique la présence de traces de sulfures.

En outre, la formation de la pyrite semble être accompagnée d'une augmentation de volume, c'est-à-dire que le cristal, en se développant, exerce une pression énorme sur la roche enrobante, et qui est même suffisante pour la faire éclater, comme le montre la figure 42. Ce croquis représente la coupe d'un cristal de pyrite de 27 millimètres de côté.

En réalité, ce cristal est composé de quatre individus concrescents à faces courbes qui se sont soudés en une seule masse. L'ensemble a exercé une telle pression sur la roche que celle-ci s'est crevassée par éclatement aux trois angles du cristal composite. Ce phénomène dyna-

mique est très significatif, il met en relief l'énergie dont la matière dispose pour édifier son unité cristalline au sein d'une masse compacte qui contrarie sa croissance régulière.

La surface des cristaux de pyrite ainsi formés est séparée de la roche

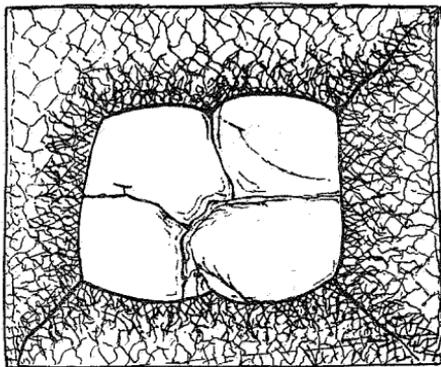


FIG. 12.

par un enduit blanchâtre très siliceux, qui doit être le produit ultime de décomposition de la roche dont le sulfure de fer a conquis la place.

J'ai également trouvé un petit cristal de pyrite de 3 millimètres de côté complètement formé au cœur d'un cristal de feldspath.

CALCITE.

Ce minéral est abondant à Quenast; on le rencontre sous divers aspects :

1° Le scalénoèdre (2131), soit simple, soit maclé suivant la base, ou encore en groupements divers recouvrant les druses d'épidote.

La solution mère qui les a fournis, a dû remplir toute la géode, car souvent les petits cristaux se sont posés à l'extrémité même de l'épidote.

La surface de ces cristaux n'est pas brillante, mais elle est recouverte d'une infinité de petites écailles calcaires, qui sont comme imbriquées et dont les contours rappellent l'angle du rhomboèdre (0 221).

2° La surface de certains joints entrebaillés de la roche s'est recouverte d'un enduit calcaire atteignant jusque 3 centimètres d'épaisseur.

Au contact de la roche, le calcaire est fibreux, à disposition rayonnante, mais bientôt sa structure se régularise et le clivage du rhomboèdre se manifeste.

Les différents cristaux, en croissant, se sont gênés dans leur développement et il en résulte des prismes trapus souvent hexagonaux, parfois pentagonaux ou trigonaux, qui se sont pressés les uns contre les autres en formant un ensemble qui rappelle la disposition colonnaire du basalte.

Chacun de ces prismes pseudo-hexagonaux est terminé par un rhomboèdre dont les faces sont courbes à un tel degré qu'il est impossible d'en mesurer l'angle.

Cependant certains exemplaires ont permis de déterminer le rhomboèdre très obtus (0112) qui parfois est associé aux faces du scalénoèdre (5382), qui sont alors très brillantes; cette calcite contient comme inclusion de fort belles houppes d'épidote, de *chlorite* et de kaolinite.

5° Enfin, j'ai trouvé une masse de calcite lamellaire de plus de 15 centimètres de diamètre, entourée de toutes parts d'une enveloppe d'épidote dont les cristaux sont accolés en une couche compacte.

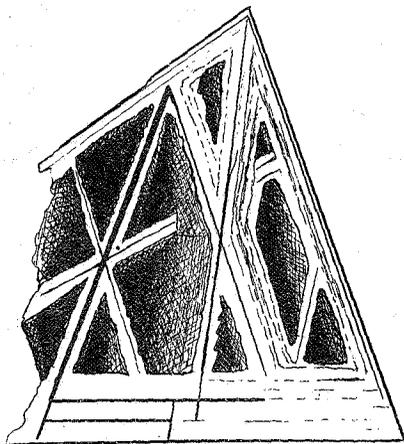


FIG. 13.

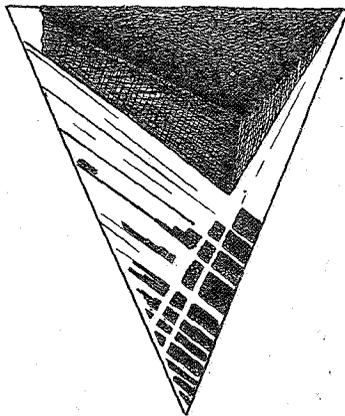


FIG. 14.

La masse du calcaire n'est pas homogène, c'est une infinité de lamelles de calcite qui se recoupent en formant un véritable réseau cristallographique; ces lamelles, qui sont alternativement laiteuses et transparentes, sont séparées les unes des autres par un vide d'importance variable.

En brisant la masse, on rencontre un assez grand nombre de cavités cristallographiques; les parois de ces vides sont des lames calcaires parallèles au rhomboèdre (0221), et si on les enlève, on rencontre une seconde enveloppe séparée de la première par un espace très minime

et ainsi de suite. On constate que presque toute la masse est formée de loges rhomboédriques emboîtées les unes dans les autres (fig. 13 et 14).

Parfois les combinaisons géométriques sont plus complexes et l'on observe ces pseudocristaux négatifs cloisonnés par des parois de calcaire orientées suivant des plans cristallographiques (fig. 13).

AXINITE.

Ce minéral fluorifère est distribué d'une façon des plus irrégulières dans la roche de Quenast. Parfois on le rencontre, comme la tourmaline, complètement isolé dans le quartz, et, au lieu d'être bien conservé dans cette enveloppe protectrice par excellence, il est souvent profondément altéré ⁽¹⁾. Au contraire, les cristaux d'axinite rencontrés libres dans la kaolinite crayeuse sont dans un état de conservation remarquable, quoique le milieu ambiant soit particulièrement propice à conduire les solutions désagrégantes; mais le cas où l'origine de ce minéral est le plus difficile à expliquer, est celui où on le rencontre complètement isolé dans la roche. C'est ainsi que j'ai pu observer une masse très volumineuse d'axinite, dont un grand nombre de cristaux avaient les faces bien développées et brillantes, quoique ces divers individus se soient fortement gênés et même pénétrés lors de leur croissance.

Les rares joints et interstices qui subsistent entre les cristaux sont remplis de calcaire ferrifère. Tout cet amas de cristaux est complètement noyé dans la pâte de la roche sans que rien dans sa structure ne fasse présumer la voie suivie par la solution mère qui a déposé le minéral fluorifère en son sein.

Les cristaux les mieux formés se présentent sous la forme de tables assez minces résultant d'un développement exagéré de (112), dont les contours sont limités par des faces étroites mais brillantes et parfaitement mesurables; ce sont (110), (100); sur les meilleurs cristaux, j'ai pu observer les faces (331), (140), (801) décrites par Frank ⁽²⁾.

TOURMALINES.

Les tourmalines forment avec l'épidote des touffes rayonnantes dans les grands cristaux de quartz tapissant les filons de Quenast. Je dois à

⁽¹⁾ W. PRINZ, *Les oxydes de titane*. (Ouvrage cité.)

⁽²⁾ *Notice cristallographique sur l'axinite de Quenast*. (BULL. ACAD. ROY. DE BELG., t. XXV, 1893, pp. 17, 32.)

l'obligeance de M. Malaise un fragment de quartz, dans lequel j'ai trouvé les tourmalines les plus intéressantes que j'aie eu l'occasion de rencontrer.

Ces cristaux se présentent sous la forme de prismes trigonaux fortement cannelés, surmontés du rhomboédre (0221), facilement mesurable; les longs prismes sont souvent teintés différemment : brun foncé à la partie inférieure et bleu verdâtre au sommet rhomboédrique.

A côté de cristaux bien conservés, on en remarque d'autres à divers états de désagrégation (voir fig. de 15 à 20).

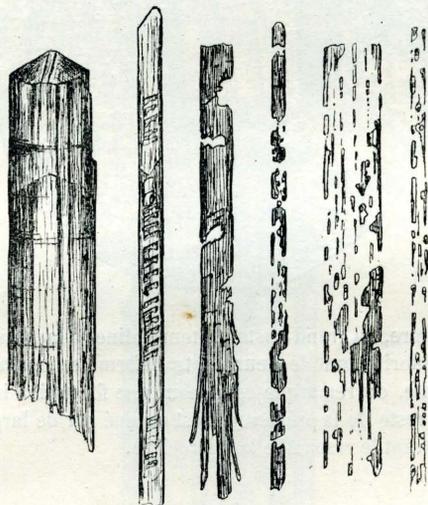


FIG. 15. 16. 17. 18. 19. 20.

Le croquis 16 montre un phénomène assez curieux : dans la masse même du prisme, on constate une série de loges d'altération dont les faces supérieures sont planes et parallèles entre elles, tandis que les faces inférieures sont concaves.

Dans le croquis 17, on peut voir le minéral qui se mange davantage par les progrès de la dissolution; peu à peu la substance même du minéral perd ses propriétés pléochroïques, devient blanchâtre, fibreuse, semblable à de l'asbeste (18); parfois, elle disparaît complètement (19 et 20) pour faire place à des inclusions liquides et gazeuses dont la disposition rappelle le prisme disparu.

Dans les croquis 15 et 16, on peut voir une structure zonaire assez remarquable, soulignée par une légère différence de teinte.

M. Prinz a décrit le produit ultime de désagrégation d'un minéral

prismatique asbestoïde (1), dont l'analogie est frappante avec celui de la tourmaline.

Enfin, chose remarquable, j'ai pu observer de grands cristaux de tourmaline dans la pâte même de la roche.

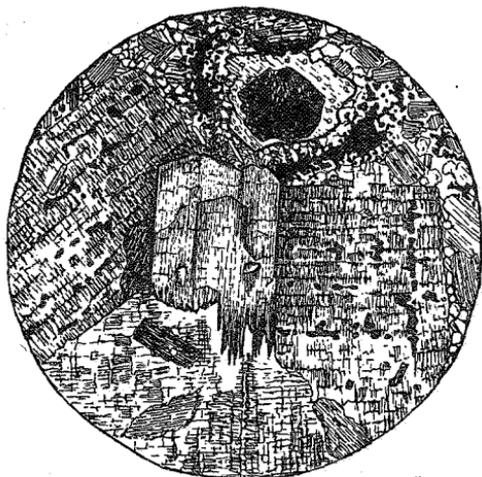


FIG. 21. — Au centre, un grand cristal de tourmaline ; à la partie supérieure, une lame de chlorite dont le cœur est transformé en magnétite ; autour de cette chlorite, on remarque également une formation importante de magnétite ; le reste de la préparation est occupé par de larges plages de feldspath montrant le réseau de la microcline.

C'est dans une grande enclave noire, riche en feldspath alcalin, que j'ai rencontré ce minéral serré entre deux cristaux de microcline. La figure 21 en représente un des plus beaux exemplaires ; il éteint complètement la lumière quand on le croise avec le plan principal du nicol inférieur ; sa biréfringence négative est bien celle de la tourmaline ; du reste, tous les caractères s'accordent pour ranger ce minéral parmi les tourmalines très ferrifères.

FELDSPATH.

En outre des cristaux d'oligoclase et d'orthose qui constituent la pâte fondamentale de la roche, j'ai rencontré un grand nombre de

(1) *Les oxydes de titane.* (Ouvrage cité.)

cristaux de feldspath suffisamment remarquables pour qu'il en soit fait mention.

1° Dans une vaste inclusion noire, j'ai trouvé de véritables masses de feldspath sans contours nettement cristallographiques, mais dont le clivage parfait met en évidence l'unité de l'individu qui peut atteindre jusque 2 centimètres de long; c'est une variété d'orthose rosé, dont les solides de clivage ont un angle PM de $90^{\circ}2'$ (p. 214); certains cristaux ont une extinction droite absolument nette, mais d'autres présentent le réseau si caractéristique de la microcline (voir fig. 21 et l'analyse *Hf*, p. 178). C'est à côté de ce feldspath que j'ai observé plusieurs cristaux de tourmaline, dont il a été fait mention ci-dessus;

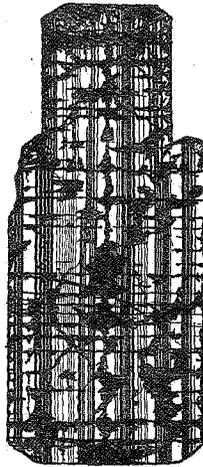


FIG. 22.

2° Dans certaines régions de la roche, on rencontre une série de beaux cristaux d'orthose dont la figure 22 montre l'extrême finesse des lamelles polysynthétiques, ainsi que la marche de l'altération dont les branches principales sont perpendiculaires au plan de maclé;

3° Certaines parties sombres de la porphyroïde ont également de volumineux cristaux d'orthose, mais ceux-ci semblent être nettement de formation secondaire; ils contiennent, à l'état d'inclusion, de nombreux grains de quartz cunéiformes qui donnent à l'ensemble un faux air de pegmatite graphique. Plus rarement on constate quelques fibres d'épidote et de chlorite, qui ne proviennent pas de la décomposition de l'orthose (comme c'est le cas de l'épidote, de l'oligoclase), mais qui ont été englobées par les couches croissantes du minéral; la formation

de ces cristaux est à rapprocher de celle des orthoses décrites par M. Cesàro (1).

De plus, M. Hankar m'a remis un énorme cristal de plusieurs centimètres de long complètement empâté dans la roche normale; ce grand feldspath, que l'on prendrait à première vue pour une orthose, pourrait bien se rapprocher de la microcline signalée plus haut.

M. Cesàro a bien voulu se charger de le déterminer et il en sera fait mention dans la prochaine communication qui fera suite à cette note. (voir *Addenda*.)

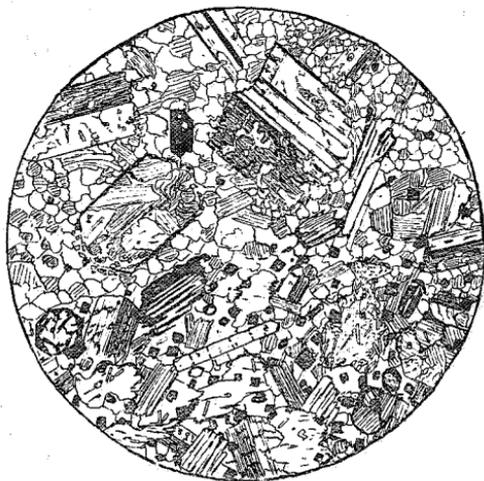


FIG. 23. — La moitié supérieure représente la pâte feldspathique de la roche, avec : à droite, un grand cristal d'oligoclase chloritisé; à gauche, une section hexagonale d'un minéral pyroxénique transformé en chlorite ou séladonite. La moitié inférieure représente la texture d'une inclusion noire; à gauche, on remarque de la chlorite bordée de magnétite; au milieu, un assez long prisme d'épidote et des petits prismes d'épidote disséminés dans toute la masse avec les cristaux de magnétite.

LES INCLUSIONS OU ENCLAVES.

Les géologues qui se sont occupés de la porphyrite de Quenast ont été frappés par l'énorme quantité de taches de couleur et de formes variables qui constellent la roche. Divers avis ont été émis au sujet de leur origine, mais, comme l'avait déjà dit Renard et comme on le verra par la suite, toutes ces disparités peuvent se réaliser dans la con-

(1) CESARO, *Bull. Soc. géol. de Belg.*, 1891-1892.

solidation d'une même masse ou dans les modifications chimiques subséquentes.

On peut mettre en parallèle la formation des nodules hétérogènes de Quenast avec celle des concentrations magmatiques des diorites orbiculaires. La composition de ces enclaves étant en relation directe avec la composition de la roche, il faudra donc au préalable en examiner les variations.

J'ai donc procédé à une série d'analyses chimiques des divers aspects de la roche. En consultant le tableau ci-joint, on sera frappé des écarts que présentent les diverses variétés; cela explique les différences notables dans la façon dont la roche se comporte vis-à-vis des agents d'altération.

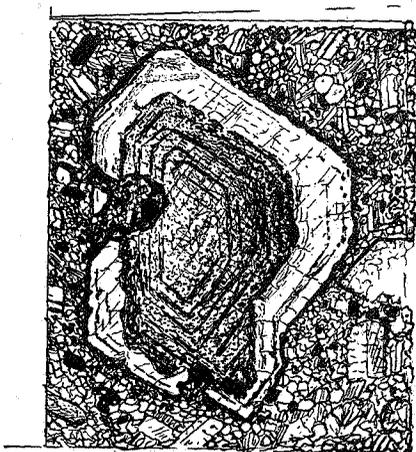


FIG. 23 bis. — Grand cristal d'oligoclase formé de couches concentriques et montrant une altération zonaire attaquant principalement le centre du feldspath.

En résumé, on remarque : 1° Une variété grise peu altérée dont la teneur en silice (SiO_2) est voisine de 59 % et dont la teneur en fer et en calcium est relativement faible. Ici les feldspaths se kaolinisent et les nombreuses taches sombres ne sont que légèrement plus basiques;

2° Une variété bleu verdâtre foncé dont la teneur en silice oscille aux environs de 57 % et dont le pourcentage en oxyde de fer est plus élevé; la chaux y est également rare. Les taches noires sont plus basiques et surtout plus riches en fer. Les feldspaths s'altèrent en se transformant en chlorite ferrifère (voir fig. 5, pl. VII).

Cette variété de roche est plus altérée que la précédente, mais la

ANALYSES

- A. Analyse des poussières provenant des concasseurs.
- AR. — de Renard.
- AD. — de Delesse.
- B. — d'une roche d'un gris blanc assez foncé (très feldspathique).
- BV. — inclusion de la roche ci-dessus.
- C. — roche normale assez feldspathique.
- CNB. — inclusion noir brillant de la roche ci-dessus.
- CNT. — inclusion noir terne de la roche ci-dessus.
- D. — d'une roche rougeâtre.
- DB. — des bandes blanches de la roche ci-dessus.
- DN. — des bandes noires de la roche ci-dessus.
- E. — inclusions grises de la roche D.
- EG. — inclusions noires de la roche D.
- F. — d'une roche vert sombre.
- Fg. — d'une zone noire de la roche ci-dessus.
- Fb. — d'une zone blanche de la roche ci-dessus.
- G. — d'une pâte verte microgrenue. D. 2.69
- GN. — d'une enclave noire de la roche G. D. 2.73
- H. — d'une biotite occupant le centre d'une inclusion rubanée.
- Hf. — du feldspath bordant la biotite H.
- Hb. — de la biotite microgrenue.
- Hp. — de la pâte microcristalline bordant la biotite Hb.
- L. — de la roche contenant les inclusions de biotite.
- LB. — de la biotite d'inclusion.
- IBM. — de la biotite plus ou moins empâtée de magnétite.
- M. — de la roche grise feldspathique.
- MN. — des inclusions noires de la roche ci-dessus.

	SiO ²	Al ² O ³	F ² O ⁵	FeO	CaO	MgO	Alcalis	Eau (perte au feu)
A . . .	60.15	9.75	14.60		5.10	1.85	6.04	2.51
AR . . .	57.60	25			3.25	9.92		4.25
AD . . .	56.21	17.46	40.26		7.12	2.08	5.50	2.79
B . . .	58.90	12.02	8.51		5.65	2.56	7.70	4.45
BV . . .	54.30	13.45	9.36		7.20	2.80	6.81	6.40
C . . .	57.80	14.50	10.05		4.92	1.65	7.10	3.98
CNB . . .	54.10	9.90	16.53		4.24	2.80	6.80	6.30
CNT . . .	54.26	10.11	19.21		3.45	1.89	5.95	5.13
D . . .	57.14	15.75	9.68		5.78	0.95	6.15	3.55
DB . . .	58.25	16.74	5.35		7.80	0.70	7.95	3.21
DN . . .	51.41	15.25	14.35		5.10	1.25	6.98	5.66
E . . .	52.25	14.36	15.20		5.61	2.10	5.90	4.58
EG . . .	53.15	13.65	16.10		4.43	1.85	5.65	3.17
F . . .	51.62	13.69	18.10		3.56	1.15	7.34	4.54
Fg . . .	51.55	12.45	19.60		3.85	1.65	7.61	3.29
Fd . . .	52.15	14.25	13.92		3.89	1.53	8.45	4.79
G . . .	58.25	10.40	14.20		4.90	1.95	6.89	4.41
GN . . .	59.35	10.30	15.25		4.85	2.10	6.72	2.48
H . . .	43.1	11.4	26.6		0.9	9.02	4.9	5.2
Hf . . .	54.5	16.2	9.6		5.1	1.4	8.7	4.1*
Hb . . .	47.1	12.6	20.3		1.9	7.2	5.8	4.5
Hp . . .	55.2	14.8	10.6		3.1	2.9	7.1	4.9
L . . .	49.8	9.6	22.5		1.8	4.5	6.2	5.0
LB . . .	33.1	10.4	38.2		1.0	8.7	4.8	5.1
LBM . . .	26.1	8.6	53.2		1.6	4.3	3.0	3.9
M . . .	61.01	9.8	10.91		2.9	2.86	8.75	4.10
MN . . .	60.2	9.6	12.4		3.1	2.64	7.90	3.95

texture particulièrement feutrée qui en résulte semble lui donner une moins grande fragilité et plus de ténacité;

3° Enfin, la roche se présente parfois sous des teintes plus vives allant du brun rougeâtre au jaune verdâtre sale; c'est la formation la plus basique et la plus altérable, c'est elle qui constitue les lentilles d'altération au contact des morts terrains. La teneur en silice descend parfois jusque 52 % et le pourcentage en calcium y est assez élevé; le feldspath se transforme ici en épidote.

L'analyse *A* est celle effectuée sur la poussière impalpable provenant du concasseur et dont les résultats expriment les moyennes de la roche.

La teneur élevée en quartz ne doit pas étonner, vu que le broyage a pulvérisé le quartz libre en même temps que la roche, tandis que pour les autres analyses j'ai eu soin de prélever des échantillons caractéristiques, exempts de ces grandes masses de quartz que l'on rencontre si souvent.

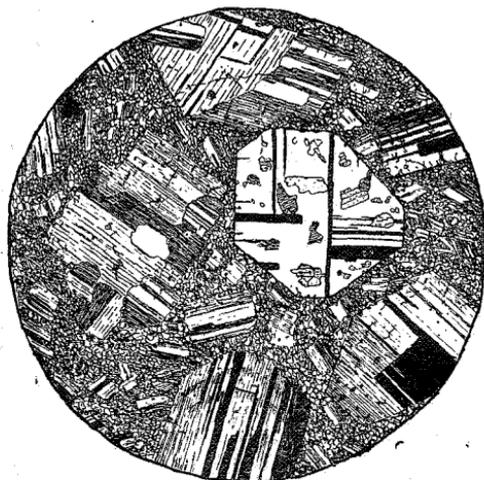


FIG. 24. — Grands cristaux d'oligoclase dans une pâte feldspathique, nicols croisés. Grossissement $\times 25$.

L'analyse *B* est celle d'une partie très pâle de la diorite. En l'observant à l'œil nu, on remarque que la masse fondamentale est formée d'une pâte blanche où, à côté de petites masses terreuses de kaolin, brillent les cassures fraîches et brillantes de grands et nombreux feldspaths fort bien conservés. Le tout est piqué d'une infinité de petites mouches verdâtres d'une chlorite assez pâle et d'épidote jaunâtre.

La figure 24 montre l'aspect que présente cette région feldspathique

de la diorite observée au microscope ; entre nicols croisés, on peut voir les fort beaux cristaux d'oligoclase, à structure parfois zonaire, largement développée et présentant la macle habituelle ; ils sont noyés dans une pâte également feldspathique, mais fortement kaolinisée et épidotisée.

Dans certaines parties de cette formation, on observe un cristal ou un groupe de cristaux d'oligoclase qui s'altèrent profondément et font place à un nid d'épidote de couleur claire.

La chlorite vient se loger dans les interstices des fibres d'épidote ; cet ensemble, qui peut avoir des dimensions variables, constitue une tache d'un vert sale. Mais peu à peu la chlorite s'altère, se borde d'oxyde de fer noir (magnétite) ou de limonite brune ; l'inclusion, qui était assez claire, modifie sa teinte et devient brune ou noire.

Cette variété d'enclaves, assez rare, dont on peut suivre tous les stades d'avancement, est donc uniquement due à un processus d'altération s'amorçant en un point et progressant concentriquement. Cette transformation est accompagnée d'une fixation de fer et de chaux drainée par l'eau de carrière vers ce centre d'activité chimique (voir l'analyse *BV* de cette enclave et la figure 25).

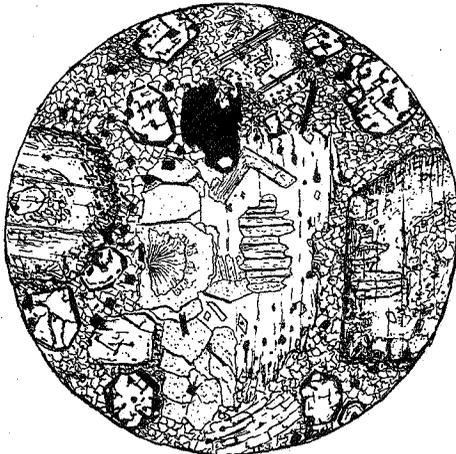


FIG. 25. — A droite et à gauche, grands cristaux de feldspath épidotisés ; au centre, chlorite avec gros cristaux d'épidote « structure rayonnante » au-dessous et au-dessus ; sur les bords, chlorite bordée de magnétite.

A certains endroits des carrières de Quenast, la roche prend une texture rubanée ; on remarque, soit une bande claire soulignée par deux bords très sombres (voir fig. 26), soit une trainée noire bordée de clair ; ces veines de teintes variables sont ployées ou chiffonnées, elles rappellent la disposition des coticules plissés de Viel-Salm.

En examinant ces variétés d'enclaves, on constate que leur origine ne doit pas être attribuée à une même cause, car, en tenant compte de leurs propriétés physiques, on peut les grouper en trois catégories.

Afin de pouvoir mettre en évidence les rapports et les liens qui unissent ces disparités avec la porphyrite englobante, j'ai déterminé une série de leurs constantes physiques en les comparant à celles de la roche.

1° *Le point de fusion.* — En comparant la fusibilité d'un certain nombre d'échantillons prélevés depuis la pâte fondamentale jusqu'au cœur de l'enclave en passant par tous les points intermédiaires, on remarque le plus souvent que le point de fusion va graduellement en s'abaissant, ce qui indique que l'inclusion est un résidu fusible qui s'est consolidé en dernier lieu.

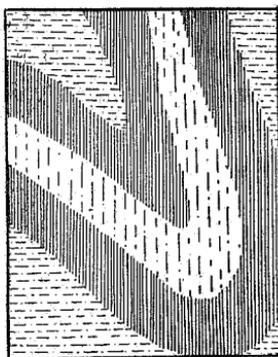


FIG. 26.

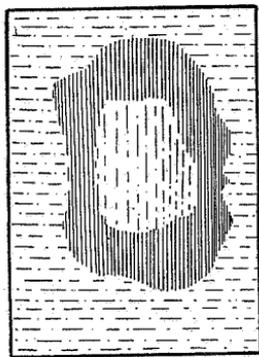


FIG. 27.

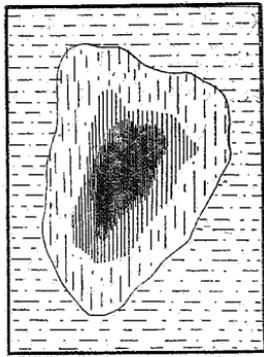


FIG. 28.

Mais ce n'est pas une règle constante et l'on en verra dans la suite les diverses fluctuations.

Pour prendre ce point de fusion en atténuant les causes d'erreur dues à une modification minéralogique résultant des altérations et métamorphoses de la roche survenues après sa solidification, il est nécessaire de fondre les échantillons au préalable et de leur donner la forme de petites larmes bataviques ayant toutes les mêmes dimensions. On place la série des échantillons ainsi préparés dans un tube de quartz uniformément chauffé et on note les temps nécessaires pour amener à l'état de fusion les diverses perles vitreuses ainsi disposées.

La fusibilité sera d'autant plus grande que le temps de chauffe sera plus court.

2° *La densité.* — J'ai déterminé la densité sur la même série

d'échantillons que celle employée pour la recherche du point de fusion.

Souvent la densité augmente parallèlement avec la fusibilité; il y a néanmoins quelques anomalies, comme nous le verrons plus loin.

De plus, j'ai pris la densité de la partie de la roche en son état naturel et, ensuite, j'ai repris le poids spécifique après sa fusion, et, chose intéressante, quand on considère les deux courbes représentant les densités d'une suite d'échantillons, on constate que souvent elles ne sont pas parallèles : cela provient de ce que les échantillons cristallisés se forment de la pâte vitreuse, soit avec condensation et augmentation de densité, soit avec dilatation et diminution de poids spécifique, suivant que la pression ambiante sollicitait dans l'un ou l'autre sens.

C'est ce qui m'a amené à évaluer pour ces mêmes échantillons le volume moléculaire dont les variations sont parfois instructives à observer sur une gamme de prises d'essai allant de la roche à l'enclave.

Pour revenir aux hétérogénéités rubanées, examinons-en le premier facies (fig. 26) dans une roche rougeâtre à oligoclase et chlorite bien représentée, telle que l'a décrite Renard; on remarque deux bandes noires de 0^m015 de large encadrant une veine blanche de 0^m02 de large.

En allant de la roche vers la ligne sombre, la fusibilité s'élève pour atteindre un maximum au milieu; ensuite la pâte devient moins fusible pour atteindre un minimum au cœur de la masse blanche; une courbe analogue se produit pour aller à la roche en passant par l'autre bord noir.

Les densités sont :

Roche englobante.	2.701, analyse D.
-- noire	2.909, — DN.
— blanche	2.854, — BB.

Au microscope, la trainée blanche se montre composée de petits grains d'oligoclase piqués de fines houppes très ténues d'épidote jaunâtre, très pâle.

On peut évaluer cette masse comme étant formée de 82 % de feldspath, 14 % d'épidote et 5 % de magnétite; le kaolin et la chlorite s'y trouvent en quantités inappréciables.

La partie noire est encore formée des mêmes petits granules d'oligoclase, mais ici, à côté de l'épidote, on remarque une infinité de petits cristaux de magnétite et quelques fibres de chlorite bordées d'oxyde

noir de fer qui donne la note sombre à l'ensemble. Cette pâte noire passe peu à peu à la roche, les grains de feldspath se développent de plus en plus, les chlorites pseudomorphosent de notables cristaux de pyroxène.

En un mot, le grain de la roche s'accroît progressivement. On peut donc admettre une première phase de solidification assez précipitée où le feldspath cristallise confusément en refoulant les granules de magnétite qui vont se concentrer de part et d'autre de la masse solidifiée. Cet oxyde noir de fer sera finalement enlisé dans la pâte feldspathique qui poursuit sa solidification. Peu à peu la cristallisation devient moins rapide et la roche normale se forme. On voit donc que la fusibilité augmente graduellement en allant de la veine blanche vers la roche et, si j'ai observé dans les expériences ci-dessus une fluctuation, c'est-à-dire une plus grande fusibilité de la bande sombre, c'est que dans l'expérience j'ai amené, par fusion préalable, la magnétite à l'état de silicate basique de fer, tandis qu'en réalité l'oxyde de fer préexistait dans la pâte et n'intervenait pas pour modifier sa fusibilité.

J'ai observé les mêmes répartitions minéralogiques dans les nodules à contours définis, comme le montre la figure 27.

Dans la deuxième catégorie d'enclaves rubanées, on observe une composition chimique presque identique malgré les diversités de couleurs et de textures des trois zones.

	DENSITÉ.	
	fondue	naturelle
Voir (1) analyse <i>F</i> de la roche	2.719	2.69
— <i>Fg</i> de la zone sombre	2.765	2.77
— <i>Fb</i> de la zone blanche	2.754	2.76

Le point de fusion est également semblable, mais le volume moléculaire montre des différences tellement nettes que l'on est amené à conclure que la zone blanche centrale est formée de minéraux ayant une grande masse sous un petit volume. De plus, la faible quantité d'oxygène permet au silicate de fer d'être très pâle.

Dans la zone noire, on observe une légère diminution du volume moléculaire, surtout en éliminant par le calcul la magnétite que l'on peut supposer préexistante; on pourrait donc admettre que la partie claire a cristallisé, confusément sollicitée par une pression très grande, et peu à peu, la pression s'atténuant, la densité tombe et tend vers celle de la porphyrite.

(1) Page 192.

Finalement, dans la troisième variété, on observe, contrairement à ce qui a été décrit plus haut, une bande sombre bordée de deux zones claires.

Le point de fusion de la partie noire centrale est très bas et a dû être très peu élevé lors de la solidification primitive, car l'enclave foncée est formée de feldspath assez peu abondant, de chlorite très sombre et de magnétite, mais ici l'oxyde de fer n'est pas de formation primaire, il borde la chlorite en voie de décomposition. Le colorant noir, c'est-à-dire la magnétite, résulte ici d'une altération, et le fer qui la compose se trouvait à l'état de silicate basique dans la roche au même degré que dans la perle de fusion.

Dans la région claire, il y a enrichissement en feldspath, mais il est pauvre en calcium et donne du kaolin par altération. Le point de fusion de cette partie est légèrement inférieur à celui de la roche ; cela s'explique par la pauvreté en magnésium et par l'abondance relative des alcalis.

Donc, ici, l'inclusion sombre s'est solidifiée après la masse de la roche, car cette traînée est constituée de silicates basiques dont l'ensemble est plus fusible que la diorite.

On est donc amené à supposer ici que l'inclusion s'est solidifiée après la masse de la roche et on doit la considérer comme une traînée de silicates résiduels plus fusibles.

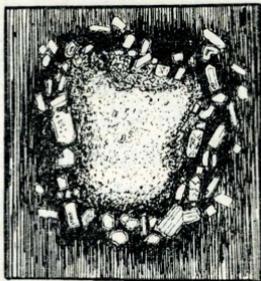


FIG. 29. — Au centre, pâte claire d'oligoclase plus ou moins épidotisée et bordée d'une zone sombre colorée par l'oxyde de fer. Auréole de grands cristaux de feldspath à contours cristallographiques.

L'enclave représentée par la figure 29 schématise une variété d'inclusion où les diverses phases de solidification sont bien visibles ; le centre du nodule est formé d'une pâte très feldspathique, peu fusible, dont la cristallisation s'est faite d'une façon rapide et confuse en s'entourant d'une auréole sombre de minerais de fer refoulé ; le tout est

entouré d'une région où la cristallisation lente a permis au feldspath de se développer largement par zones d'accroissements successifs.

La variété d'enclave la plus fréquente est le nodule sombre que l'on rencontre dans toutes les parties de la roche. Dans les cassures fraîches, ces inclusions se montrent comme des taches noires à contours absolument tranchés; à première vue, on les prendrait pour une intrusion de roche étrangère, mais il n'en est rien, car non seulement la composition chimique et minéralogique est très voisine de celle de la roche, mais aussi la transition n'est pas toujours absolument brusque; souvent le passage se fait graduellement de la roche à l'inclusion.

Beaucoup d'enclaves, dont on ne voit qu'une coupe, semblent de prime abord avoir des contours très nets, sans zones de passage; mais si on pratique les trois coupes perpendiculaires, on verra que souvent les limites sont absolument tranchées sur une grande partie de la périphérie, tandis que certaines régions montrent les divers états de passage à la roche.

En prenant la série des points de fusion et des densités des divers stades de passage, on observe que le cœur de l'inclusion est le plus dense et le plus fusible.

On peut admettre que l'ensemble de la roche en se solidifiant a laissé, dans sa masse, de nombreuses petites poches de matière ignée, plus fusible, formant en quelque sorte, et en miniature, ce que Stubel conçoit pour expliquer la formation des réservoirs volcaniques lors de la solidification de l'écorce.

Les contours arrêtés et même parfois anguleux de ces poches de concentration s'expliquent, car on sait l'extrême lenteur avec laquelle les silicates perdent leur chaleur interne, et ce n'est qu'au fur et à mesure des progrès de ce refroidissement lent que les parois de la vacuole s'accroissent de faibles couches de matériaux solidifiés. Cela se continue jusqu'au moment où le silicate, resté fluide, possède une composition définie qui lui permettra de se solidifier d'une façon homogène. L'analyse chimique m'a montré que toutes les inclusions noires d'une même région ont une composition très voisine.

Ces disparités doivent leur teinte noire à la magnétite, mais non au minéral primaire, car celui-ci n'est pas plus abondant ici que dans la roche normale. L'oxyde salin de fer provient de la décomposition des divers silicates ferri-fères du groupe des chlorites.

La fusibilité de l'inclusion était donc due au silicate basique de fer dont la décomposition a donné d'abord la chlorite et finalement la magnétite.

Les divers éclats que présentent certaines enclaves sont dus aux divers états d'avancement de l'altération (1).

Au microscope, cette variété d'inclusions fusibles montre souvent, et d'une façon des plus caractéristiques, une texture porphyrique qui atteste de la lenteur de cristallisation. Ce sont de grands cristaux de feldspath alcalin, bien terminés, des groupes de chlorite largement développée dérivant probablement de la biotite avec laquelle elle est parfois associée et dont souvent elle a conservé l'aspect. Mais, ici, la chlorite subit une altération curieuse : la grande quantité de fer qu'elle contient la rend facilement altérable, et l'oxyde de ce métal se libère sous forme de magnétite qui borde de noir le minéral vert ; mais ce n'est pas tout, car même le cœur de la chlorite se décompose et l'oxyde de fer libéré peut former ou bien des petites masses noires disposées au hasard, ou bien, et c'est le cas le plus fréquent, des réseaux géométriques qui découpent nettement le minéral micacé. (Voir pl. V, fig. 1, 2 et 5.)

La chlorite non altérée montre parfois des figures de pressions dont les tressaillures se coupent suivant des angles de 60° et de 120°.

L'eau de carrière, c'est-à-dire l'agent d'altération, pénètre par ces lignes de moindre résistance et les souligne d'un trait noir formant ainsi un grillage de magnétite qui rappelle à s'y méprendre certaines ilménites partiellement transformées en leucoxène. (Pl. V, fig. 1.)

Au début, j'avais pris ces formations pour de l'ilménite ; j'en avais isolé une certaine quantité par les liqueurs lourdes pour en faire l'analyse et, à mon étonnement, je n'y ai point pu caractériser le titane. C'est alors que, en y regardant de plus près, j'ai constaté que les parties translucides étaient une chlorite déjà fort altérée et souvent décolorée, mais se gélatinisant par les acides et ne pouvant être confondue avec le leucoxène.

Les photos 1, 2, 5 de la planche V montrent les divers états par où la chlorite passe en s'altérant, et l'on pourra se rendre compte de l'analogie qu'elle présente avec l'ilménite.

Si la chlorite est profondément transformée en magnétite bien formée, la cassure de cette enclave sera nette et brillante ; mais si le minéral micacé n'est que partiellement transformé, la cassure de l'inclusion sera terne et fibreuse. (Voir pl. VI, fig. 2.)

(1) C. Analyse d'une roche normale assez feldspathique.

GNB est une moyenne d'analyse d'inclusion noire à cassure brillante où la magnétite est bien formée.

GNT est une moyenne d'analyse d'enclave noire à cassure terne.

Une autre variété de disparités foncées assez rares, dont les contours sont plus vagues, est formée d'un nodule feldspathique moins fusible que la roche englobante. La photo 4 de la planche V montre la texture homogène de cette enclave; ce sont des grains de feldspath calcique tous de même grosseur, criblés d'une infinité de petits granules de magnétite d'une extrême finesse; on peut voir (fig. 3, pl. V) que la porphyrite voisine de cette inclusion a permis au feldspath de se développer largement.

Inclusion gris-noir. Densité 2.792, analyse SN.

Roche voisine. — 2.709, — S.

En outre des hétérogénéités sombres si généralement réparties dans la roche de Quenast, on remarque un grand nombre d'enclaves diverses localisées dans certaines régions de la roche ou même représentées seulement par un ou deux exemplaires qui paraissent être de formation accidentelle.

Ce sont d'abord les taches vert pâle qui résultent de la décomposition ou épidotisation presque complète d'un nodule feldspathique. En examinant au microscope une série de plaques minces, on constate que l'épidote se présente d'abord comme un feutrage de très fines fibres enchevêtrées, mais, peu à peu, les cristaux s'accusent davantage; ils s'orientent et finalement certains nodules sont formés d'une masse unique de gros cristaux à disposition rayonnante. Après l'examen d'un grand nombre de coupes faites au travers de ces enclaves prises à divers états d'épidotisation, on serait tenté d'admettre que les fines fibres d'épidote bacillaire ont recristallisé pour donner de gros cristaux orientés, de la même façon que le névé recristallise pour donner la glace.

Dans certains cas, l'épidotisation découpe la roche d'une façon curieuse; la figure 6 de la planche V montre une de ces formations étranges qui a découpé la roche en séries de parallépipèdes contigus dont les faces sont formées par une série de couches de matière épidotisée alternant avec de la biotite altérée.

La figure 5 de la planche VI montre également une enclave des plus curieuses. Au sein d'une veine de pâte fine microcristalline se dessine, d'une façon élégante et en courbes sinueuses, une trainée composée de veines sombres et claires. Au centre se trouve une couche de biotite dont les paillettes sont d'assez grandes dimensions; de part et d'autre de ce mica se développe une bande de feldspath dont les éléments sont assez grands; le tout est encadré par deux zones de biotite dont les paillettes

sont extrêmement petites et présentent dans l'ensemble un aspect de roche sédimentaire.

Cette biotite microgrenue se continue de part et d'autre par une pâte feldspathique dont le grain est tellement fin que, même sous les plus forts grossissements, on n'en peut déterminer les éléments.

<i>H</i>	Analyse de la biotite centrale.	Densité = 2.91
<i>Hf</i>	— du feldspath à gros éléments	— 2.68
<i>Hb</i>	— de la biotite microgrenue	— 2.89
<i>Hp</i>	— de la pâte microcristalline	— 2.71

Enfin, les inclusions les plus remarquables que M. Hankar m'ait procurées sont certainement celles de biotite.

Ce sont de grosses masses de micas noirs absolument purs, atteignant parfois 10 centimètres de diamètre.

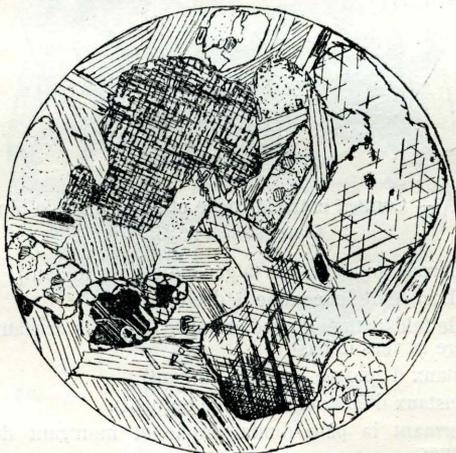


FIG. 30. — Biotite montrant les figures de pression au centre et vers le haut ilménite partiellement transformée en leucoxène.

La roche encaissante contient également beaucoup de biotite dont les paillettes très grandes ont été soumises à une action mécanique indiscutable. (Voir fig. 4, pl. VI.)

1° La plupart des échantillons examinés au microscope en coupes parallèles au clivage montrent de fort belles figures de pression dont les gerçures se coupent rigoureusement à 60° et 120°. (Voir fig. 30.)

2° Les coupes perpendiculaires au clivage montrent très souvent des chevauchements, des flexures et même des brisures. (Voir fig. 5 et 4, pl. VI.)

Entre les clivages et suivant les gerçures de mica se sont développés un grand nombre de cristaux d'épidote, groupés d'une façon très caractéristique (voir fig. 31); ces inclusions sont formées de deux variétés de biotite, l'une plus rare possédant un pléochroïsme intense du jaune au brun très foncé, l'autre présentant un pléochroïsme moins prononcé, du vert clair au vert foncé.



FIG. 31. — Contact entre la roche et l'inclusion de biotite.
Grossissement $\times 25$.

- 1° Chlorite bordée de magnétite (à gauche et vers le haut).
- 2° Ilménite bordée de leucoxène (à droite).
- 3° Nodules de feldspath épidotisé et bordé de petits cristaux d'épidote (au centre et vers le bas).
- 4° Trois cristaux d'épidote (à droite en haut).
- 5° Grands cristaux d'épidote (à gauche en haut).
- 6° Biotite formant la pâte fondamentale et montrant des flexures mécaniques.

C'est la variété brune qui est la plus altérée; néanmoins, la verte possède très souvent ses contours transformés en chlorite. (Fig. 3, pl. VI.)

Certaines de ces inclusions de biotite possèdent, au centre, des nodules où le mica s'empâte dans de la magnétite (voir fig. 52 et analyse) (1).

Parfois même le cœur de ces enclaves de biotite est uniquement constitué d'oxyde de fer Fe^5O^4 .

(1) L Analyse de la roche entourant les inclusions de biotite.
LB — de la biotite.
LBM — de la biotite plus ou moins empâtée de magnétite.

Ces inclusions micacées représentent les concentrations les plus basiques que l'on puisse rencontrer dans ce genre de roche.

On peut également ranger parmi les inclusions accidentelles, les nodules de sulfures qui se forment dans la diorite; certaines de ces formations présentent un noyau de pyrite compacte à cristallisations confuses autour duquel se développent une ou deux couches concentriques de petits cristaux de pyrite (cubes et octaèdres) parfaitement formés. Certains de ces cristaux suffisamment petits sont complètement isolés, soit dans du quartz, soit dans de l'épidote, mais, chose plus curieuse, j'ai pu extraire un cube de pyrite de 3 millimètres de côté qui était complètement noyé dans un grand cristal de feldspath alcalin.

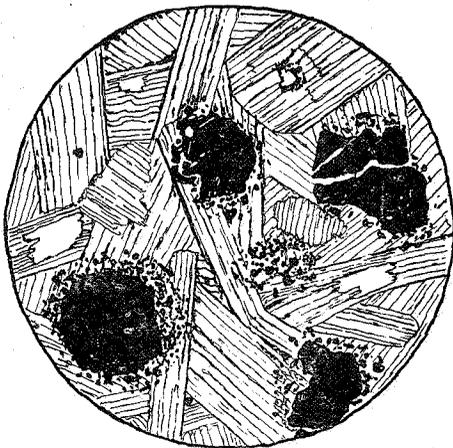


FIG. 32. — Biotite avec nodule de magnétite.
Grossissement $\times 23$.

Non loin de la surface du sol, on rencontre quelques formations globuleuses d'un produit d'altération vert foncé et peu résistant. L'examen microscopique en est assez laborieux à cause de la profonde désagrégation des éléments, mais néanmoins on peut y discerner des cristaux de zircon, d'épidote et, au milieu de la chlorite altérée, un minéral géniculé que je considérais comme étant du rutile. Toutefois, comme j'avais déjà confondu ce minéral, j'ai soumis le cas à M. Mathieu, qui, tout en confirmant ma détermination, faisait néanmoins certaines réserves; devant ces doutes, je me suis adressé à M. Rosenbusch. C'était, en effet, du rutile; car, ayant répété plusieurs fois l'épreuve recommandée par ce spécialiste, je suis arrivé chaque fois à des résultats concluants. J'ai attaqué les préparations, sous le microscope, par l'acide fluorhydrique légèrement chauffé; tous les élé-

ments de la roche ont été attaqués et il est resté quelques rares petits prismes maclés ébauchant un réseau de sagénite. Malgré l'extrême petitesse de ce minéral, on peut facilement le déterminer comme étant du rutile, grâce à sa biréfringence élevée et à l'angle de la macle.

La désagrégation et le métamorphisme chimique n'attaquent pas uniformément les diverses parties de la roche; ce sont les régions les plus basiques qui sont le plus profondément altérées, tandis que les provinces feldspathiques plus acides sont relativement bien conservées.

M. Hankar ⁽¹⁾ a parfaitement fait remarquer que la plus ou moins grande décomposition de la roche n'est pas en relation directe avec le revêtement protecteur composé soit d'argile compacte, soit de sable perméable.

En effet, les causes qui modifient si profondément la roche sont en elle-même, et les agents atmosphériques n'y prennent part que d'une façon indirecte. Parfois même on peut constater que des parties superficielles de la roche directement soumises aux agents météoriques sont moins altérées que certaines régions profondes et bien préservées.

En outre, dans beaucoup de cas, le terme « altération » paraît impropre. C'est plutôt une modification, une métamorphose chimique qui se produit et non une désagrégation. Par exemple, les produits finaux, tels que l'épidote, etc., sont plus complexes que les minéraux primaires qui leur ont donné les éléments nécessaires à leur formation. Ici, on assiste donc à une édification moléculaire et non à une dissociation; souvent la pierre qui résulte de ces modifications minéralogiques augmente en résistance et ténacité, grâce à la formation fibreuse dont le feutrage relie tous les éléments aigres ou clivables de la porphyrite de Quenast.

Les modifications du feldspath sont celles qui frappent le plus à Quenast et elles dépendent également de la composition générale des régions de la roche considérée.

Le feldspath subit ici trois variétés de modifications :

- 1° Il se kaolinise plus ou moins complètement;
- 2° Il se transforme ou fait place à de la chlorite;
- 3° Il se transforme ou se pseudomorphose en épidote.

En m'inspirant des travaux de Daubrée, Fouquet, Michel Lévy, etc., j'ai fait une série d'expériences de dissociation et de synthèse sur les divers minéraux de Quenast dont voici les premiers résultats :

(1) HANKAR-URBAN, *Sur l'altération superficielle de la porphyrite de Quenast*. (BULL. DE LA SOC. BELGE DE GÉOL., t. XXI, 1907, p. 270.)

1° Si on traite les feldspaths alcalins de Quenast par une eau distillée neutre, on observe que, après une agitation de quelques heures, elle devient alcaline et, en titrant cette alcalinité, on observe qu'elle augmente jusqu'à atteindre un maximum; à ce moment la réaction s'arrête et atteint un état d'équilibre. Si maintenant on remplace cette solution alcaline par une nouvelle quantité d'eau pure, la réaction recommence et l'on peut extraire une nouvelle portion d'alcali.

En répétant cette expérience un nombre de fois suffisant, on finirait par épuiser le feldspath de ses alcalis et on le transformerait en silicate d'alumine plus ou moins hydraté.

Inversement, si on traite le silicate d'alumine, ayant la composition du kaolin, par des solutions de potasse titrée, on remarquera que l'alcalinité de la solution tombe légèrement. Une faible partie de l'alcali se fixe au silicate d'alumine, mais, après plusieurs jours de contact, l'alcalinité de la solution reste constante, la réaction s'est arrêtée, on a atteint un état d'équilibre.

Si maintenant on renouvelle la solution alcaline, il y a une nouvelle fixation d'une légère quantité d'alcali et le silicate d'alumine tend vers la composition du feldspath.

On remarque donc que la réaction première est réversible et que, si une eau de carrière neutre ou acide peut kaoliniser le feldspath, inversement une solution alcaline peut feldspathiser la kaolinite. La première transformation est exothermique et peut se poursuivre sans le concours d'énergie étrangère; la seconde est moins aisée, elle paraît être légèrement endothermique, car elle ne s'effectue avec une certaine vitesse réactionnelle que si on chauffe sous pression les agents en présence.

2° Le feldspath alcalino-terreux, broyé et agité avec de l'eau pure, perd uniquement l'alcali et tend vers la composition des feldspaths plus riches en calcium. Si on traite le même minéral par une eau chargée d'acide carbonique et sous une pression approximative de deux atmosphères, le feldspath perd également le calcium et l'alcali, et tend vers la kaolinite.

D'autre part, si on traite le silicate d'alumine par une solution de potasse et d'hydrate de calcium à chaud et sous pression, c'est l'alcali seul qui se fixe au silicate d'alumine, tandis que, dans les conditions d'expérience où j'ai opéré, à deux atmosphères environ, l'hydrate de chaux n'a pas réagi : c'est donc l'orthose qui se formera de préférence à l'oligoclase par voie humide.

Le silicate d'alumine mis en présence à chaud et sous pression

d'une solution d'hydrate de chaux ne semble pas avoir réagi après une semaine de contact.

3° Le feldspath alcalin finement divisé, mis en présence d'une solution de carbonate de fer légèrement acidulé d'acide carbonique, réagit à peine, quelles que soient la température et la pression; mais le feldspath fixe de l'eau et du fer si on ajoute à la solution une légère quantité de chlorure ferrique.

Dans ces conditions, la composition du feldspath tend vers celle de certaines chlorites pauvres en magnésie.

4° Le feldspath alcalino-terreux est traité en tube scellé par une solution de carbonate de fer et de calcium aiguisée d'acide carbonique libre et additionnée d'un peu de chlorure ferrique. Dans cette réaction, le feldspath fixe du fer et du calcium et perd une partie de son alcali. Cette fixation est d'autant plus prononcée que l'on a renouvelé un plus grand nombre de fois les solutions réagissantes.

On peut admettre que, dans ces conditions, il y a formation d'épidote, ou tout au moins la composition du feldspath tend vers celle de l'épidote.

Ces divers essais montrent, une fois de plus, qu'il est incontestable que c'est l'eau qui a joué le rôle le plus important dans la genèse et l'évolution des roches; c'est elle qui, en les pénétrant jusque dans leurs parties les plus intimes, a amené les divers facteurs physiques et chimiques qui ont provoqué ce travail lent et continu du métamorphisme.

L'eau n'est pas seulement un dissolvant énergique, elle possède aussi un pouvoir dissociant ou ionisant, qui active singulièrement les réactions qui se passent dans son sein.

Il n'existe aucun corps simple ou composé qui ne se dissolve plus ou moins dans l'eau.

Le carbonate de chaux alcalinise l'eau au point de donner une coloration rouge avec la phénolphtaléine.

Même le sulfate de baryte est légèrement soluble, et les silicates du verre dans lequel on conserve l'eau distillée abandonnent à celle-ci de leurs constituants.

Chaque corps possède une vitesse de dissolution qui lui est propre, et si certains composés paraissent peu ou pas solubles, c'est que leur vitesse de dissolution est extrêmement faible et que, pendant un temps normal d'expérience, la partie qui s'était dissoute échappait autrefois aux méthodes d'analyse moins délicates.

En géologie, la durée des phénomènes n'est pas comparable au temps accordé à une expérience de laboratoire, et quel que soit le temps

nécessaire pour amener la solution d'un complexe défini, ce n'est pas ce facteur qui entravera la marche lente et sûre du métamorphisme.

Parallèlement à son pouvoir dissolvant, l'eau possède une activité chimique; c'est son pouvoir dissociant ou ionisant.

L'eau ne se compose pas uniquement de molécules simples H^2O , mais de particules polymérisées $(H^2O)_n$ contenant en solution un certain nombre de molécules H^2O ionisées en $(H-OH)$, douées d'une activité chimique toute spéciale, susceptible d'agir tantôt comme base (H) , tantôt comme acide $(-OH)$

Lorsque l'eau arrive au contact d'un sel, silicate ou autre, la partie basique de l'eau ionisée sera avide du radical acide du sel, tandis que la partie acide équilibrera l'autre radical du complexe chimique à fonction basique; il se produira ainsi des équilibres stationnaires qui se modifieront avec les moindres changements de température.

L'eau peut, de cette façon, dissocier des complexes réputés insolubles, seulement la quantité de sels ainsi dissous peut se reprécipiter en tout ou en partie à la suite d'une légère modification de pression, de température ou encore sous l'influence des attractions ou affinités cristallographiques.

C'est ainsi que l'on voit des substances, disséminées dans les roches, se dissoudre dans l'eau d'imprégnation et venir se localiser en se précipitant autour d'un cristal de même matière, qu'elles contribuent à accroître par couches concentriques en enrobant parfois des particules de la roche et en laissant subsister ainsi la structure de celle-ci dans le cristal. (Calcite de Versailles, grenat elicitique.)

C'est grâce à cet équilibre stationnaire, qui est très facilement rompu, que l'eau peut contribuer à la genèse ou à la dissociation d'un même minéral.

Par exemple elle peut kaoliniser le feldspath ou feldspathiser le silicate d'alumine, comme on l'a vu dans les expériences citées plus haut.

Mais on remarque que, si l'orthose en poudre trituré dans l'eau distillée peut céder en quelques heures jusqu'à 1 gramme d'alcali par litre, il n'en est plus de même si on traite le feldspath par de l'eau contenant 5 % de chlorure de sodium, il n'y a plus enlèvement d'alcalis. En effet, l'affinité ionisante de l'eau vis-à-vis des alcalis étant équilibrée par le chlorure de sodium dissocié, le feldspath reste inaltéré.

Au contraire, si l'on traite du silicate d'alumine par une solution alcaline de chlorure de potasse, il y a décomposition d'une partie du silicate; de l'alumine entre en solution, tandis que la potasse prend sa

place pour former du silicate double d'alumine et de potasse, caractérisable analytiquement.

En résumé, on constate que, grâce à l'action dissociante de l'eau qui mobilise les particules intégrantes des roches, il se forme des systèmes de composés minéraux de plus en plus stables par rapport aux conditions actuelles.

Ce métamorphisme peut être activé par une chaleur convenable, comprise normalement dans les limites fournies dans le degré géothermique, et il peut être orienté par la pression.

Les essais de synthèse et de dissociation demandent un temps fort long; de plus, il faut les répéter afin de s'assurer si les résultats se confirment. C'est pourquoi j'ai préféré réserver la description détaillée des expériences que j'ai effectuées sur les diverses parties de la diorite, ainsi que l'exposé des conclusions qui en résultent, pour une prochaine communication.

J'ai pris cette décision avec d'autant plus d'empressement, que l'inlassable obligeance de M. Solvay a mis généreusement à ma disposition les moyens nécessaires pour étendre mes essais sur une plus vaste échelle.

Quoi qu'il en soit, les premiers résultats obtenus permettent d'énoncer les déductions suivantes :

On peut considérer la diorite de Quenast comme étant une roche éruptive résultant d'un mélange de quatre magmas :

- a. Un magma feldspathique-silicate alumino-alcalin.
- b. — pyroxénique-silicate ferro-calcique.
- c. — basique (mica) silicate ferro-magnésien pauvre en MgO.
- d. — quartzifère peu abondant.

Les oxydes basiques des divers magmas exercent les uns sur les autres une action réciproque qui les conduit à un certain état de liquation, qui modifie leur répartition de neutralisation vis-à-vis des radicaux acides; il en résulte que la distribution magmatique en sera modifiée, et cette modification dépend : 1° de la température; 2° de la pression (1).

(1) On peut admettre que l'atome ou corpuscule chimique élémentaire se compose de deux parties :

1° Le noyau matériel de l'atome possédant un volume fixe (le volume réel ou nucléaire);

2° L'espace dans lequel ce noyau exécute des mouvements oscillatoires (volume variable ou covolume).

Or, dans une masse éruptive, la chaleur ne peut être uniformément répartie et, de plus, la pression n'est pas seulement modifiée par la pesanteur, mais le magma n'ayant pas une fluidité parfaite, les irrégularités de relief et de résistance des roches voisines ont une répercussion dynamique, et on sait combien est délicate la loi des phases qui régit la solidification d'un mélange hétérotectique. Si, par exemple, en un point considéré, une certaine quantité de silicate cristallise, la chaleur dégagée par ce changement d'état et la fluctuation de pression provoquée par le changement de volume auront une répercussion immédiate sur la phase suivante de cristallisation.

Quand deux ou plusieurs atomes se combinent pour former la molécule d'un composé chimique définitif, il y a contraction. Exemple :

2 volumes atomiques nucléaires + 2 covolumes = 2 volumes nucléaires + 1 covolume.
 n — — — — + n covolumes = n — — — — + 1 covolume.

Dans le premier exemple, la formation d'un composé binaire se fait avec une contraction égale à 1 covolume.

Dans le deuxième exemple, celui d'un composé général, la contraction est égale à $n-1$ covolumes, n étant égal au nombre d'atomes entrant en réaction pour former le complexe.

La grandeur du covolume est variable avec la température; il a le même coefficient de dilatation que les gaz.

Si on soumet à une pression élevée et intégralement répartie dans tous les sens un mélange de corps simples, solides, seule la grandeur des covolumes sera affectée, tout en conservant la forme sphérique d'équilibre.

Si deux atomes combinables se trouvent être suffisamment rapprochés pour permettre à leurs affinités de réagir, ils se combinent pour former une molécule d'un total moindre. Mais la cohésion augmente avec la pression (c'est-à-dire que les covolumes diminuent de grandeur avec la pression); à une augmentation de celle-ci correspond une diminution dans la mobilité des particules constituant la masse comprimée. Si deux atomes voisins qui ne sont séparés que par leur covolume peuvent se combiner, le produit qui en résulte, affecté par la fixité progressive du magma comprimé, ne peut chevaucher pour aller former des concentrations localisées comme le nécessite la genèse des gros cristaux attribués généralement au dynamo-métamorphisme.

Si la pression n'est pas uniformément répartie suivant toutes les directions, mais que la résultante est perpendiculaire à un plan, le covolume ne changera pas de grandeur, mais sa forme se modifiera et prendra celle d'un ellipsoïde de révolution; la rotation se fera suivant le petit diamètre pris comme axe. Celui-ci sera parallèle à la direction de pression, tandis que le grand diamètre du covolume lui sera perpendiculaire.

Dans ces conditions, la mobilité du noyau matériel des éléments constitutants se modifiera relativement à l'orientation; elle sera moindre dans le sens de la pression, tandis qu'elle augmentera dans le plan perpendiculaire.

Dans certains cas, les molécules pourront s'orienter dans le sens de leur plus grande mobilité et provoquer la schistosité.

C'est ainsi que, dans certaines régions de la roche de Quenast, on voit une prédominance des magmas feldspathiques et quartzifères, (analyse *M*); dans d'autres, le silicate pyroxénique a donné une note basique à l'ensemble (analyse *CNB*), tandis que, parfois, c'est la biotite ou les minéraux dérivés qui attirent l'attention par leur fréquence (analyse *L*). On est donc en présence de trois types extrêmes de la roche, qui sont réunis par tous les termes de passage, et dans chacune de ces formations on constate des hétérogénéités dues à des phases secondaires de cristallisation.

Si une eau de carrière vient à baigner l'ensemble de la diorite, elle dissociera les minéraux et se chargera de sels dissous; mais la solution ainsi formée dépendra de la roche qu'elle baigne et elle différera nettement d'un endroit à l'autre. En se rappelant les expériences précédentes, on comprendra pourquoi, dans les régions basiques où le calcium est abondant, le feldspath s'épidotise comme le montre la figure 2 de la planche VIII, tandis que, dans les zones basiques où le fer domine, c'est en chlorite que se métamorphosent les feldspaths. (Voir fig. 5, pl. VII.)

Enfin, dans les roches pâles relativement bien conservées, le feldspath se kaolinise, mais cette altération se produit d'une façon bien curieuse. La photo 4 de la planche VII montre une plage feldspathique où certains cristaux sont criblés de sections triangulaires géométriquement disposées; c'est la matière kaolineuse qui affecte cette disposition. Parfois encore, elle s'oriente suivant deux systèmes à droites perpendiculaires qui divisent le cristal en quatre secteurs réguliers.

Ces diverses variétés d'altérations ont été particulièrement bien mises en évidence par une coupe faite récemment au travers de la roche altérée, représentée par la photo 3, planche VIII. On peut y voir une série de gros nodules: certains ont une teinte vert bleuâtre; la couleur est due au minéral dominant, qui est l'épidote. Dans ce cas, la presque totalité du fer est à l'état ferreux, et l'on rencontre à côté d'autres produits de décomposition de la calcite pulvérulente.

A côté de ces masses vertes, on rencontre des amas sphéroïdaux de matière tantôt jaune, tantôt brun-rouge, d'un produit d'altération tout différent. Ici l'épidote fait complètement défaut, la calcite et même la chaux combinée manquent, le fer est à l'état ferrique sous forme de limonite ou d'oligiste qui donne à l'ensemble une couleur caractéristique avec laquelle tranchent les sections de feldspath complètement kaolinisés. Mais ils ont complètement conservé leur forme et on peut les extraire de la masse pulvérulente malgré leur fragilité. Dans la masse d'oxyde

ferrique plus ou moins hydratée, on rencontre les paillettes de mica du genre muscovite, décrites plus haut. De plus, on rencontre ici un très grand nombre de zircons parfaitement conservés et de très grandes dimensions (1 millimètre), tandis que dans les nodules verts il n'y a pas de trace de zircons.

Sur la photographie qui représente une partie altérée de la roche restée en place sans le moindre remaniement, on peut constater les couches concentriques qui indiquent que la désagrégation a progressé autour d'une série de points, débitant la diorite en une série de gros nodules analogues à ceux formés par la décomposition des masses basaltiques et diabasiques (1). Je pense que la formation de ces sphéroïdes est à rapprocher de celle des gros nodules représentés par la figure 5 de la planche VIII et que l'on rencontre à la partie supérieure de l'exploitation.

Je ne crois donc pas que l'on puisse attribuer leur origine uniquement à l'effort mécanique de la mer yprésienne, mais celle-ci aura lavé et probablement roulé les masses sphériques qu'une décomposition préalable avait plus ou moins circonscrites.

Cette hypothèse sera du reste appuyée par diverses considérations qui seront développées dans une note complémentaire.

En résumé, la roche de Quenast peut se diviser en trois grandes régions :

- 1° Une pâte acide qui se kaolinise;
- 2° Une pâte moyenne qui se chloritise;
- 3° Une pâte plus basique qui s'épidotise,

et dans chaque région on remarque trois variétés d'inclusions :

- 1° Des inclusions noires plus fusibles que la roche;
- 2° Des inclusions gris-noir moins fusibles;
- 3° Des inclusions de couleurs variables et de fusibilité se rapprochant de celle de la roche.

Ce groupe se divise en deux catégories : les inclusions plus denses que la roche et celles moins denses que la pâte enrobante.

(1) Voir traité de HAUG, *Altération des roches diabasiques et porphyriques*.

ADDENDA.

Je reçois au moment de l'impression les conclusions de M. Cesàro au sujet des grands feldspaths de Quenast qui appartiennent aux micro-lines, comme le prouvent les délicates mesures optiques déterminées par le savant minéralogiste de Liège, auquel j'adresse mes plus vifs remerciements.

Le clivage principal des grandes plages est p ; mais dans les préparations suivant p on aperçoit aussi le clivage g^1 très net.

L'examen d'une plage orientée suivant p prouve que ce clivage est approximativement parallèle au plan des axes optiques, c'est-à-dire normal à l'indice moyen n_m .

Dans les fragments obtenus par percussions, on trouve quelques lamelles g^1 , de teintes plus basses montrant la bissectrice n_g plus ou moins centrée, et la direction d'extinction négative de la lamelle, faisant quelques degrés avec l'arête $p g^1$.

Ces caractères pourraient faire conclure à l'orthose. Mais outre la présence de lamelles hémitropes caractéristiques des feldspaths tricliniques, il y a deux faits qui font exclure l'orthosé et permettent de déterminer le feldspath avec certitude :

1° L'obliquité modérée mais constante de n_g sur g^1 exclut d'un côté l'orthose et l'anorthose et, de l'autre, l'andésine, le labrador, la byttonite et l'anorthite, car pour les deux premiers l'obliquité est nulle, tandis que pour les autres l'obliquité est plus accentuée.

Par ce caractère on peut déjà conclure qu'il s'agit de microcline oligoclase ou albite, mais cette dernière est écartée par l'angle d'extinction sur g^1 , qui est ici de quelques degrés et qui est de 20° dans l'albite. Il est bien entendu que l'obliquité de la bissectrice n_g ne doit pas être constatée dans des préparations (car le plan g^1 peut dévier pendant l'usure de la lame), mais sur des lamelles de clivages g^1 ayant une face parfaitement plane;

2° La mesure des biréfringences des lames p et g^1 faite à l'aide du biseau de quartz donne :

LAME p : épaisseur $e = 9.5 - 9 - 9.5$ centièmes de millimètre.

$$R = 49$$

$$n_g - n_p = \frac{49}{e} = 5.3.$$

La lame étant considérée comme normale à n_m :

LAME g^1 : $e = 9.5 - 10 - 10$ centièmes de millimètre.

$$R = 25.6$$

$$n_m - n_p = \frac{25.6}{e} = 2.6.$$

(¹) LAME p : $e = 26$. $R = 134$ d'où $n_g - n_p = 5.2$.

En définitive, on peut conclure que, pour les sections normales aux bissectrices, les biréfringences seront sensiblement :

$$n_g - n_m = n_m - n_p = 2.6.$$

La presque égalité des biréfringences des faces normales aux bissectrices correspond au cas où l'angle axial $2V$ est voisin de 90° ; ceci a lieu également pour l'oligoclase, seulement les biréfringences sont plus grandes. D'après Michel Lévy :

$$n_g - n_m \text{ des microclines} = 3.$$

$$n_g - n_m \text{ des oligoclases} = 4.$$

Dans le cas de l'oligoclase, la lamelle g^1 ci-dessus aurait présenté un retard de $4 \times 10 = 40$ au lieu de 25.6.

De plus, dans le tableau des couleurs de Michel Lévy, on aurait 400 au lieu de 256, et l'épaisse lame $e = 26$ donnerait $R = 208$ (oligoclase), au lieu de 134 (microcline). On voit que la confusion n'est pas possible et qu'il s'agit bien de *microcline*.

Lamelles hémitropes. — Elles ne sont pas si fines ni si nettes que dans les microclines ordinaires, en outre le système de lamelles parallèles à p est plus net que celui des lamelles parallèles à g^1 .

Les plages p montrent bien que ces lamelles s'éteignent symétriquement de part et d'autre de l'arête $p g^1$, mais l'arrangement est trop confus pour donner une incidence quelque peu exacte.

(1) Première mesure répétée sur lame plus épaisse.

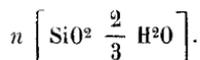
L'analyse conduit très exactement à un polysilicate orthose microcline :

SiO ²	64.71	% en molécules =	1.078	au lieu de 1		
Al ² O ³	18.22	—	—	0.1767	—	0.164
Fe ² O ³	0.6	—	—	0.0038	—	0.0035
K ² O	15.6	—	—	0.166	—	0.154
Na ² O	0.71	—	—	0.0113	—	0.0105
CaO	0.2	—	—	0.0036	—	0.0033

} 0.1675

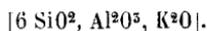
} 0.1678

Ce silicate provient exactement de l'acide polysilicique



En outre, la proportion R²O³ à RO est exactement 1, ce qui la règle dans tous les feldspaths.

La formule est donc :



OUVRAGES CONSULTÉS

1° Travaux concernant les roches éruptives de Quenast et de l'Ardenne.

- NAUMAN, *Lehrbuch der Geognosie*. Leipzig, 1858, p. 583.
- ROTH, *Gesteineanalyse*. Berlin, 1861, p. 32.
- ZIRKEL, *Lehrbuch der Petrographie*. Bonn, 1866, p. 31.
- DELESSE, *Sur le porphyre de Lessines et de Quenast*. (BULL. SOC. GÉOL. DE FRANCE, 3^e série, t. VII, p. 310.)
- H. GALEOTTI, *Sur la constitution géognostique du Brabant*. (MÉM. ACAD. ROYALE DE BELG., 1873.)
- MALAISE, *Sur quelques roches porphyriques du Brabant*. (BULL. ACAD. ROYALE DE BELG., 1874, t. XXXVIII, p. 70.)
- MALAISE, *Description du terrain silurien de Belgique*. (MÉM. COUR. ACAD. ROYALE DE BELG., 1873, t. XXXVII, p. 72.)
- DE LA VALLÉE POUSSIN, *Diorite de Lenbecq*. (ANN. SOC. GÉOL. DE LIÈGE, t. V.)
- RENARD ET DE LA VALLÉE POUSSIN, *Diorite de Lenbecq*. (BULL. ACAD. ROYALE DE BELG., vol. XLVIII, 1879, p. 128.)
- RENARD ET DE LA VALLÉE POUSSIN, *Porphyre de Bierges*. (BULL. ACAD. ROYALE DE BELG., 1885, vol. IX, p. 254.)
- SIMOENS, *Sur l'âge du volcan de Quenast*. (BULL. SOC. BELGE DE GÉOL., ETC., Bruxelles, 1903, t. XVII, p. 43.)
- PRINZ ET DESMET, *Dissertation doctorale présentée par M. Desmet pour l'obtention du grade de docteur en sciences minérales à l'Université de Bruxelles*.
- MATHIEU, *Porphyroïde de Fauquez*. (BULL. SOC. BELGE DE GÉOL., ETC., 1907, t. XXI, p. 51.)
- HANKAR-URBAN, *Sur l'altération superficielle de la porphyrite de Quenast*. (BULL. SOC. BELGE DE GÉOL., ETC., 1907, p. 270.)

2° Enclaves hétérogènes de roches éruptives.

- LACROIX, *Enclaves des basaltes de Mont-Dore*. (BULL. SOC. GÉOL. DE FRANCE, 1889, t. XVIII, pp. 874-880.)
- LACROIX, *Enclaves du gneiss et des granulites du plateau central, origine du zircon et corindon*. (BULL. SOC. FRANÇ. DE MINÉRAL., 1890, t. XIII, p. 100.)
- LACROIX, *Sur les enclaves des trachytes de Mont-Dore*. (BULL. SOC. GÉOL. DE FRANCE, 1890, t. XVIII, p. 844.)
- Spheroid bearing granite*. (QUART JOURNAL OF THE GEOL. SOC., Londres, 1888, vol. XLIV, n° 175, pp. 548-560.)
- Nodular granit Ontario (Pine Lake)*. (BULL. OF THE GEOL. SOC. OF AMERICA, 1890.)

3° Modifications et transformations chimiques ou mécaniques des roches éruptives.

- Granulite du Morbihan.* (ANN. SOC. GÉOL. DU NORD, 1887, t. XV, pp. 1-40.)
- BECK, R., *Altération de porphyre avec formation de minerais de fer.* (ZEITSCHR. FÜR PRAKT. GEOL., 1899, fasc. 1, pp. 1-10.)
- Les transformations endomorphiques du magma granitique de la Haute Ariège.* (COMPTES RENDUS ACAD. SCIENCES, Paris, 1892, t. CXXIII, p. 1021.)
- MERRILL, G.-P., *Disintegration of granit.* (BULL. OF THE GEOL. SOC. OF AMERICA, 1894, vol. VI, p. 322.)
- MERRILL, G.-P., *Disintegration of diabase.* (BULL. OF THE GEOL. SOC. OF AMERICA, 1895, vol. VII, p. 349.)
- MERRILL, G.-P., *Weathering of Micaceous Gneiss.* (BULL. OF THE GEOL. SOC. OF AMERICA, 1896, t. VIII, p. 457.)
- RUTLEY, *Altération des roches basiques.* (QUART. JOURNAL OF THE GEOL. SOC., Londres, 1896, vol. LI, p. 66.)
- BECK, R., *Traité sur les gisements métallifères.*
- LECLÈRE, *Étude chimique du granite de Flamanville.* (BULL. DU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE FRANCE, 1901, t. XII et t. XIII.)
- GLINKA, *Recherches sur le mécanisme de l'altération chimique des roches éruptives.* (Travail important contenant de nombreuses analyses et figures.) (SOC. IMPÉR. DES NATURAL. DE SAINT-PÉTERSBOURG, 1906, t. XXXIV, pp. 1-180.)

4° Action de l'eau en géologie.

- FORCHHAMNER, *Pogg. Ann.*, 1835, pp. 331-356.
- ROGER, S. *Amer. Journal*, 1848, p. 5.
- DUROCHER, *Action de l'eau.* (COMPTES RENDUS, 1853, t. XXXVI, p. 870.)
- KENNGOTT, *Journal für prakt. Chemie*, vol. 101 et 103.
- DAUBRÉE, *Comptes rendus*, 1867, pp. 339-345.
- PICHARD, *Annales de chimie et de physique*, 1878, p. 529.
- MULLER, *Tschm. mineral und petrog. Mitteil.*, 1877, H. 1.
- STOKLASA, *Landw. Versuchstal.*, t. XXVII, pp. 197-207.
- JOHNSTOME, *Action de l'eau + CO².* (QUART. JOURNAL GEOL. SOC. OF LONDON, vol. XLV, 1889, p. 363.)
- STEIGER, *Journal Americ. Chem. Soc.*, 1899, p. 431.
- DOELTER, *Tscherm. mineral. und petrog. Mitteil.*, 1890, pp. 319-330.
- Y. LEMBERG, *Zeitsch. für anorg. Chemie*, 1892, p. 415.
- STELZNER, *Neuere Vorkommnisse von Rutil und Zirkon in Freiberg.* (BERG UND HÜTTEN ZEITUNG, 1883.)
- BISCHOF, *Lehrbuch der chemischen Geologie*, 1884.
- ROTH, *Allgemeine und chemische Geologie.*
- VERNADSKI, *Zur Theorie der Silikate.* (ZEIT. FÜR KRYST., t. XXXIV, p. 57.)
- SICHA, *Dissertation inaugurale Univ. Leipzig*, p. 89.

- LEMBERG, *Action de l'eau sur les minéraux*. (ZEITSCHR. DER DEUTSCH. GEOL. GES., 1877, 1883, 1887.)
- WALTHER, *Lithogenesis des Gegenwart*, 1894, p. 554.
- VOGT, *Problems in the geology of ore deposit*. (TRANS. OF THE AMERICAN INSTITUTE, 1901, février.)

Différentiations magmatiques.

- SCHRÖKENSTEIN, *Geolog. chemische Studie der Silicatgesteine*. Vienne, 1886.
- SCHMUTZ, *Pétrogénie expérimentale*. (N. J. P., p. 124.)
- BORIS POPOFF, *Enclaves ellipsoïdiques du granit Rapakivi de Finlande*. (SOC. IMPÉR. DES NATURAL. DE SAINT-PÉTERSBOURG, 1899, t. XXVII, pp. 1-50.)
- TOLMATSCHOW, *Variolite du lenisséi*. (SOC. IMPÉR. DE SAINT-PÉTERSBOURG, 1889, p. 52.)
- IDDINGS, *The origin of igneous rocks*. (BULL. PHILOS. SOC. WASHINGTON, 1892, XII, p. 82.)
- BRAVUNS, *Chemische Mineralogie*, 1896.
- BECKER, *Fractional cristallisation of rocks*. (AMER. JOURNAL, 1897, IV, p. 257.)
- HAUG, *Les laccolithes et les théories de différenciation des magmas*. (REVUE DES SCIENCES PURES ET APPLIQUÉES, 1897, n° 4, p. 154.)
- ROSENBUSCH, *Eruptivegesteine*. (T. M. P. M., XI, p. 144.)
- OETLING, *Expériences sur la consolidation des roches éruptives fondues sous forte pression et sous pression normale*. (T. M. P. M., 1897, XVII p. 331.)
- LOEWINGSON LESSING, *Études pétrographiques générales, avec un Mémoire sur les roches éruptives du Caucase central*. (SOC. IMPÉR. DES NATURAL. DE SAINT-PÉTERSBOURG, 1898, t. XXVI, pp. 1-375.)
- JOLLY, J., *Recherches sur la formation des silicates*. (PROCEED. ROY. SOC. DUBLIN 1902, 1903, 1904.)

EXPLICATION DE LA PLANCHE V.

FIG. 1. — A droite se trouve une grande plage de biotite altérée en chlorite, dont la partie centrale a donné naissance à un réseau de magnétite.

En haut et en bas se trouvent deux autres formations de magnétite provenant d'une chlorite plus profondément altérée.

A gauche se trouve la partie la plus foncée de l'enclave ; les nombreuses houppes de chlorites sont fortement transformées en magnétite.

FIG. 2. — Au centre se développent de grandes plages de chlorite présentant une marbrure de teinte variant entre le jaune verdâtre et le vert foncé ; souvent, les plaques de nuance plus claire sont bordées d'un liséré noir de magnétite, mais on remarquera surtout que la magnétite s'est déposée suivant des droites faisant entre elles des angles de 120° .

FIG. 3. — Groupe de chlorite bordée de magnétite, mais ici l'altération ne se fait pas suivant les droites de la figure de pression. Le minéral se mange par des formations dendritiques ou arborescentes qui partent du bord de la chlorite et envoient des ramifications vers le centre. La chlorite ne provient pas ici de l'altération du feldspath, c'est la variété qui pseudomorphe un minéral pyroxénique dont on peut encore constater les contours nets.

FIG. 4. — A droite, grains homogènes d'oligoclase piqués de granules noirs de magnétite, formant l'inclusion sombre.

A gauche, la roche montrant sa pâte microcristalline, avec de grands cristaux de feldspath.

FIG. 5. — Grand cristal d'oligoclase noyé dans la roche voisine de l'inclusion ci-dessus (4).

FIG. 6. — Veine de feldspath étant, à certains endroits, complètement pseudomorphisée en grands cristaux d'épidote.

La figure montre des crevasses de retrait qui accompagnent souvent l'épidote.

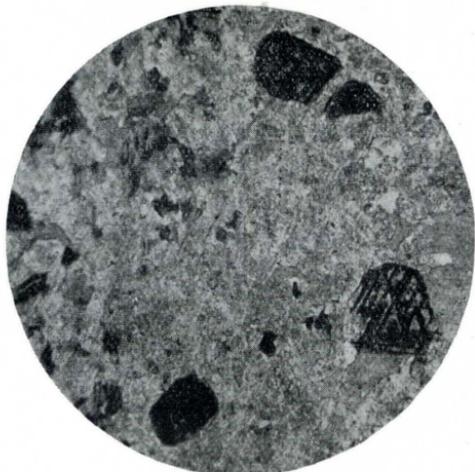


FIG. 1.



FIG. 2.



FIG. 3.

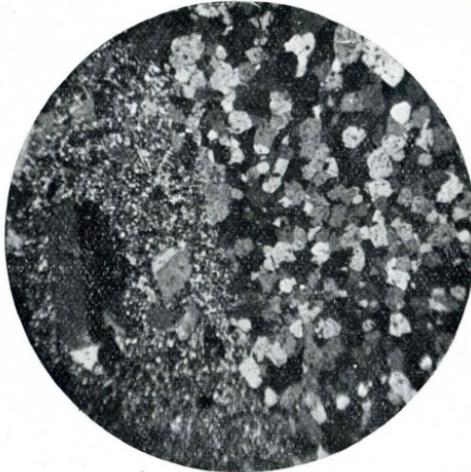


FIG. 4.



FIG. 5.



FIG. 6.

EXPLICATION DE LA PLANCHE VI.

FIG. 1. — Enclave peu fusible colorée en noir par les nombreux granules noirs de magnétite. Gross. : 100 diamètres.

FIG. 2. — Enclave de même fusibilité que la roche, formée de grains de feldspath et de chlorite dont la schistosité est soulignée par de la magnétite d'altération. Ces inclusions sont gris terne.

FIG. 3. — Enclave noire très fusible de biotite noire partiellement transformée sur les bords en chlorite ne polarisant pas; cette biotite contient les formations nodulaires de magnétite représentées fig. 32. Gross. : 25 diamètres.

FIG. 4. — Même biotite, mais plus altérée et montrant de fortes flexures qui semblent résulter de pressions orogéniques. Gross. : 25 diamètres.

FIG. 5. — Inclusion sinueuse montrant, au centre, une trainée de biotite largement développée, encadrée d'une bande claire de feldspath, qui est elle-même enveloppée de biotite microgrenue plus ou moins mélangée de petits granules de feldspath. Grandeur naturelle.

FIG. 6. — Inclusions sinueuses de biotite et feldspath.

Tout à fait à droite, une bande claire de feldspath contenant quelques inclusions de biotite et magnétite.

Ensuite, une bande sombre de biotites vertes et brunes à grands éléments, dont les lamelles montrent les figures de pression.

Au centre, une large trainée de feldspaths assez purs largement cristallisés.

A gauche, une trainée sombre présentant de nombreuses solutions de continuité formée de biotite microcristalline.

Finalement, une large bande de la pâte enrobante microcristalline.



FIG. 1.

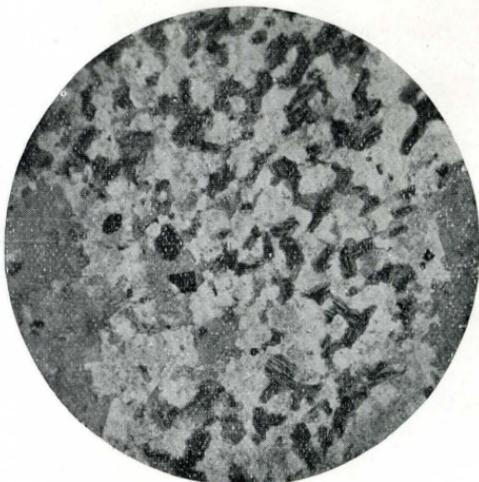


FIG. 2.



FIG. 3.



FIG. 4.

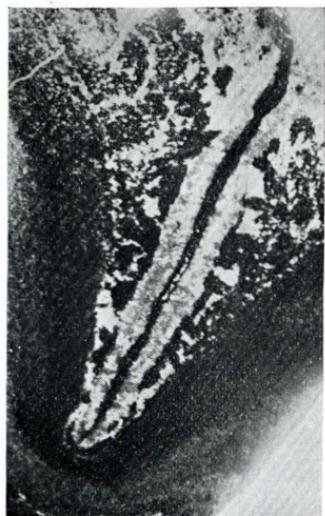


FIG. 5.



FIG. 6.

EXPLICATION DE LA PLANCHE VII.

FIG. 1. — Inclusion de muscovite nacrée présentant l'extinction balayante des nodules fibroradiés, nicols croisés. Gross. : 25 diamètres.

FIG. 2. — Feldspath alcalin montrant en nicols croisés le réseau d'extinction des microclines.

FIG. 3. — Feldspath alcalin. Grande plage homogène montrant en nicols croisés un phénomène particulier d'extinction sinueuse des microclines.

FIG. 4. — Gros grains de feldspath. Vus en lumière ordinaire, certains sont bien homogènes et inaltérés; d'autres montrent des inclusions cunéiformes de quartz et surtout de kaolin.

FIG. 5. — Grand feldspath dans une pâte ferrifère partiellement transformé en chlorite pâle ne polarisant pas et se montrant en noir dans la figure vue avec nicols croisés.

FIG. 6. — Grains de feldspaths vus avec nicols croisés.

La kaolinisation se fait suivant deux systèmes de plans perpendiculaires divisant le cristal en quatre secteurs.



FIG. 1.



FIG. 2.



FIG. 3.



FIG. 4.



FIG. 5.



FIG. 6.

EXPLICATION DE LA PLANCHE VIII.

FIG. 1. — Feldspath de roche acide vu en lumière polarisée et s'altérant profondément en se kaolinisant.

FIG. 2. — Grand feldspath maclé d'oligoclase, presque complètement transformé en épidote. La pâte de la roche est basique et calcifère. Gross. : 30 diamètres.

FIG. 3. — Coupe pratiquée au travers de la roche altérée et montrant en place de gros nodules d'altération.

Au centre, on remarque un grand triangle rectangle plus clair, de 60 centimètres d'hypoténuse, formé presque uniquement d'épidote microscopique. Un peu plus haut, on peut voir une masse réniforme foncée constituée de limonite rougeâtre de mica muscovite et de zircon. Ces formations sont fortement soulignées par des zones concentriques d'altération.

FIG. 4. — Gros nodule brisé en deux montrant sa structure interne formée au centre d'un noyau sombre auréolé de pâte plus claire, le tout enrobé dans la roche normale.

De plus, on distingue nettement sur l'échantillon des couches en zones concentriques d'altération.

FIG. 5. — Nodules ou sphéroïdes circonscrits par l'altération concentrique et probablement lavés et roulés par la mer yprésienne.



FIG. 1.



FIG. 2.



FIG. 3.



FIG. 4.



FIG. 5.