

LES
TUFS KÉRATOPHYRIQUES
DE LA MEHAIGNE

PAR

MM. Charles de la VALLÉE POUSSIN

ASSOCIÉ

et A.-F. RENARD

CORRESPONDANT DE L'ACADÉMIE

Présenté à la Classe des sciences dans la séance du 4 janvier 1896.)

(Extrait du tome LIV des *Mémoires couronnés et autres Mémoires*
publiés par l'Académie royale de Belgique. — 1896.)

Bruxelles. — HAYEZ, imprimeur.

LES

TUFS KÉRATOPHYRIQUES

DE LA MEHAIGNE

Lorsque nous présentions à l'Académie, il y a plus de vingt ans, notre mémoire sur les roches plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française, nous ne dissimulions pas ce que nos recherches avaient d'imparfait, et ce que plusieurs de nos conclusions laissaient d'incertitude. Nous faisons remarquer dans l'introduction que notre travail était une tentative où l'on s'efforçait de pénétrer un peu plus avant qu'il n'avait été fait dans l'étude des roches de Belgique, regardées comme étant d'origine éruptive, roches fort anciennes, profondément altérées, et dont les rapports stratigraphiques étaient toujours fort difficiles, parfois impossibles à saisir, parce que, presque toujours recouvertes par un manteau épais de terrains plus récents, elles ne se montrent qu'en des points d'étendue restreinte ¹. Nous rappellerons aussi qu'en 1874 et 1875, nous étions les premiers à appliquer le microscope à l'examen d'un ensemble de roches cristallines paléozoïques. En reprenant aujourd'hui nos recherches, nous pouvons profiter sans doute des connaissances acquises sur les formations anciennes et du progrès des méthodes d'investigation. Malgré ces secours, les roches feldspathiques du pays gardent encore à nos yeux ce que nous appelâmes autrefois leur *privilege* d'obscurité.

¹ *Mémoire sur les roches dites plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française*. Introduction, pp. I-V. (MÉM. DES SAVANTS ÉTRANGERS, ETC., in-4°, t. XL.)

Le mémoire actuel est consacré à la description des *tufs kératophyriques de la Mehaigne*. Nous comprenons sous ce terme les roches des environs de Pitet que nous avons appelées autrefois *porphyroïdes*, terme qui leur était approprié quand on ne connaissait qu'incomplètement leur caractère minéralogique. Le présent travail établissant ce caractère avec plus de précision, nous abandonnons notre première désignation ¹.

Nous rappellerons que Dumont, sur ses cartes géologiques, a noté deux gisements de roches cristallines aux environs de Pitet. Selon lui, elles sont composées d'une multitude de cristaux d'albite ² blancs, translucides, de 1 à 2 millimètres, entremêlés de phyllade compact, mat ou nacré, et de quelques grains de quartz vitreux. Il nomme cette variété albite phylladifère ; elle renferme des fragments de schiste, et passerait à une eurite compacte, grisâtre. Pour Dumont, c'est une roche éruptive d'intrusion qui constitue deux typhons dans le terrain rhénan (silurien) du Brabant ³.

M. Dewalque, dans son *Prodrome*, et à propos des mêmes gisements, se borne à abréger la description de Dumont, et il range les roches de Pitet dans son groupe des porphyres schistoïdes. Il ne se prononce pas sur l'origine de ceux-ci, mais il pose la question de savoir si l'on ne pourrait pas être amené

¹ Le terme de *porphyroïde* s'applique, comme on sait, à des roches qui possèdent, avec la structure porphyrique, une disposition plus ou moins schisteuse et parfois nettement stratifiée. Ce mode peut se retrouver, soit chez des roches de sédimentation normale assujetties à des influences métamorphiques puissantes, soit chez des roches éruptives massives modifiées par le dynamométamorphisme, soit chez les tufs de ces dernières roches, quelle que soit leur composition. (Conf. ZIRKEL, *Lehrbuch der Petrographie*, 2^e éd., t. III, pp. 564-569.) La connaissance exacte des roches de Pitet permet de leur donner une désignation moins vague.

² L'albite de Dumont n'est pas le silicate alumino-sodique connu aujourd'hui sous ce nom en minéralogie, mais simplement un feldspath triclinique ; c'est ce qui ressort clairement de ses mémoires.

³ *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan*, pp. 471-475 du tiré à part.

un jour à les considérer comme le résultat d'éruptions sous-marines ¹. Un peu après, M. Malaise, dans son mémoire couronné sur le terrain silurien du Brabant, cite l'opinion de M. Dewalque et ajoute que quelques porphyres schistoïdes du pays rappellent les *feldspathic ashes* de l'Angleterre ².

Dans notre mémoire de 1874-1876, nous consacrons une notice étendue aux gisements porphyriques de Pitet ³. Nous complétons les observations de nos devanciers, et nous relevons, entre autres, l'analogie des enduits luisants si multipliés dans les masses de Pitet, avec les produits micacés d'origine métamorphique qui abondent dans quelques formations du Taunus. Nous insistons sur la texture œillée, lenticulaire (gneissique, comme nous l'appelons), qui se produit dans beaucoup de bancs de Pitet, par les ondulations des phyllites autour des cristaux de feldspath et de quartz, et nous la rapprochons de la texture semblable, des plus habituelles parmi ces mêmes roches taunusiennes d'Allemagne, que les géologues les plus capables rangent dans la série stratifiée. De plus, l'opinion de Dumont faisant des deux gisements feldspathiques des typhons ou des dykes d'intrusion, ne nous paraît pas correspondre à l'atténuation progressive des éléments minéralogiques que l'on constate chez chacun d'eux, les bancs à gros grains étant situés au nord, ceux à grains plus fins étant au sud : circonstance opposée à la disposition symétrique assez habituelle aux filons ⁴.

Ces données d'observation militent en faveur de la contemporanéité des roches feldspathiques des environs de Pitet et des couches siluriennes qui les entourent. Cependant, nous n'aurions pas été si affirmatifs à cet égard sans les renseignements que nous avait fournis d'abord l'analyse par le microscope. Grâce à ce procédé, nous apprîmes que, dans un grand nombre

¹ *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, 1868, p. 505.

² *Description du terrain silurien du centre de la Belgique*, p. 75. (MEM. DES SAVANTS ÉTRANGERS, ETC., in-4°, t. XXXVII.)

³ *Op. cit.*, pp. 98-115.

⁴ *Id.*, pp. 100-105.

de plaques minces extraites tour à tour de banes à grains grossiers, moyens ou fins et appartenant aux divers gisements, les cristaux de plagioclase étaient indistinctement échancrés, crevassés, brisés, arrondis sur les angles. Une fragmentation aussi générale ne s'explique pas si les cristaux ont été formés en place. Il faut leur attribuer une origine clastique ; ce qui écarte également leur production aux dépens de couches sédimentaires normales par la voie du métamorphisme, ou leur présence actuelle dans la roche éruptive elle-même au sein de laquelle ils se seraient formés. Les grains de quartz, très abondants dans certaines préparations, confirment la même conclusion, parce qu'ils se présentent souvent en sections plus ou moins triangulaires, rappelant les esquilles de cristaux brisés semblables à ceux que M. Sorby, dès cette époque, avait reconnus comme clastiques dans des roches micaschisteuses d'Écosse. Les produits phylliteux blancs ou colorés, entrelacés aux autres grains cristallins et en proportion très variable, appartiennent évidemment aux produits secondaires issus des silicates primordiaux. Enfin, des préparations provenant des roches à grains très fins qui sont insérées dans les gisements de Pitet, nous montraient une ressemblance des plus frappantes avec celles qui avaient été fournies par des grauwackes du Harz dont l'origine clastique ne pouvait faire l'objet d'un doute, préparations que nous tenions de l'obligeance de M. Zirkel ¹. C'est pourquoi nous terminions en disant : « Nous voyons dans les séries feldspathiques de Pitet » des roches clastiques d'origine sédimentaire, où l'action » métamorphique s'est exercée dans la même mesure que » dans les strates siluriennes du voisinage. Ce sont donc des » porphyroïdes clastiques. Des porphyroïdes de cette nature » impliquent l'antériorité dans la mer silurienne où elles se » déposèrent de masses cristallines ayant cristallisé en » place ². »

¹ *Op. cit.*, pp. 105, 107, 108, 111, et *passim*.

² *Op. cit.*, p. 114.

Dans le travail que nous présentons aujourd'hui à l'Académie, nous épions la connexion des gisements actuellement connus des roches feldspathiques de Pitet, et nous en traçons approximativement le levé géologique. Nous déterminons la composition du plagioclase qui joue le rôle prépondérant dans la roche et qui doit servir de base à sa détermination dans l'état de la science. Nous étudions la nature d'une catégorie de particules submicroscopiques qui figurent pour une part très considérable dans les bancs à grains fins surtout, et dont la signification a la plus grande importance au point de vue des circonstances physiques qui présidèrent à l'accumulation des matériaux. Nous ajouterons que ces nouvelles investigations corroborent dans leur ensemble les conclusions de nos premières recherches.

Depuis l'époque de Dumont, des chemins nouveaux ou la recherche des pierres de construction ont fait retrouver la roche feldspathique de Pitet dans plusieurs points de la commune de Fallais. Voici, en marchant du sud au nord, l'indication des gisements où nous l'avons reconnue ¹.

1^o Au talus de la route qui conduit de la chaussée de Huy à la station de Fallais et à 500 mètres de celle-ci. La roche feldspathique affleure sur 70 à 80 mètres de longueur. Les contacts avec les schistes inférieurs et supérieurs peuvent s'y observer (ce gisement nous a été signalé par M. Malaise);

2^o A 100 mètres environ au nord-ouest du pont de la Mehaigne menant à Saint-Sauveur, auprès d'une chapelle. L'affleurement comprend un escarpement d'une cinquantaine de mètres. On y voit la base des roches feldspathiques reposant sur les schistes siluriens. Leur partie supérieure est cachée sous un limon épais ;

3^o A la colline de Saint-Sauveur qui est formée des mêmes roches ; celles-ci y ont été exploitées à des époques différentes dans des excavations assez étendues. Quant aux limites avec les schistes, elles ne sont visibles nulle part ;

4^o Le long d'un grand talus de la chaussée de Huy, à

¹ Voir le levé géologique inséré dans ce mémoire, figure 1.

300 mètres à l'est de la ruine de Saint-Sauveur, et dans deux chemins creux aboutissant à la même chaussée. La zone à cristaux feldspathiques peut avoir une longueur de 150 mètres. La limite inférieure superposée aux schistes se reconnaît dans le chemin creux situé le plus au sud (ce gisement nous a été indiqué par M. Malaise);

5° Dans un chemin communal situé à 400 mètres environ au sud de la ruine de Saint-Sauveur. La roche feldspathique s'aperçoit au fond et aux talus de ce chemin sur une distance de 150 mètres au moins. On en voit la base reposer sur les schistes siluriens à l'extrémité orientale;

6° A 200 mètres environ au midi du gisement n° 5, des escarpements rocheux et une ancienne carrière sont entaillés dans les mêmes roches. Dans ce gisement connu et décrit par Dumont, la roche feldspathique est superposée au nord à des schistes siluriens noirâtres. Elle s'étend au sud au delà d'un petit bois, embrassant une zone de plus de 100 mètres;

7° A la rive droite de la Mehaigne, dans un chemin montant à Fumal et dans le jardin contigu, à 200 mètres environ du deuxième pont sur la rivière, et à 80 mètres de la croisière des chemins du Vieux-Pitet. Des bancs feldspathiques y ont été exploités il y a une quinzaine d'années, dans des trous presque entièrement comblés aujourd'hui.

Les gisements 1 et 7, points extrêmes où se montrent les roches feldspathiques de la Mehaigne, sont distants de 1,200 à 1,300 mètres en ligne droite.

Les roches feldspathiques de la Mehaigne sont recouvertes ordinairement par des assises d'époque postérieure, et notamment par des limons épais; c'est pourquoi les relations stratigraphiques des sept gisements semblent difficiles à établir au premier abord. Cependant, ces roches n'étant pas intrusives, comme on le crut d'abord, mais régulièrement interstratifiées, il faut bien se faire une opinion sur la connexité des gisements et leur position relative dans la série silurienne de la Hesbaye, en s'appuyant sur le nombre assez restreint des observations possibles, et tracer leur levé d'après les mêmes errements que

celui des couches stratifiées d'une région de plissements dont les formations ne s'aperçoivent que par intervalles.

Un fait important facilite ici la tâche du lithologiste et du géologue : c'est l'ordre qui préside au dépôt progressif des éléments minéralogiques dans ces divers gisements. En les comparant entre eux, on y retrouve trois variétés principales de roches, aisément reconnaissables à la vue, à savoir : une variété à gros grains occupant la base des gisements; une variété à grains moyens renfermant à certaines places des paquets de cristaux plus grands; et une variété à grains fins qui ne manque pas de terminer le tout.

Les types précités ne sont pas développés partout dans les mêmes proportions, bien qu'on les reconnaisse dans tous les gisements quand ceux-ci sont suffisamment mis à découvert. A Saint-Sauveur, les trois variétés sont largement représentées. On les retrouve aux gisements 1, 5, 6 et 7. Au gisement 4, qui offre peu de puissance et qui nous semble appartenir au bord de la formation, la première et la seconde variétés sont fort réduites. La partie visible du gisement 2 ne comporte que la variété de base et la variété moyenne.

En combinant ces données avec les renseignements qui peuvent être actuellement recueillis touchant les limites et l'orientation des tufs volcaniques de la Mehaigne, il nous paraît qu'on peut rattacher entre eux les sept gisements connus comme on va l'exposer.

Le gisement 1¹ occupe à la route une longueur de 80 mètres environ. Son contact inférieur avec les schistes siluriens se suit sur une vingtaine de mètres. La direction est néanmoins difficile à prendre avec exactitude. Nous l'évaluons approximativement à l'est 20° à 25° nord, avec pendage sensible vers le sud 20° à 25° est.

Quant au gisement 2, si l'on s'en rapporte aux bancs situés derrière la chapelle, sa direction court nord 22° est avec

¹ Voir la carte, figure 1, indiquant le levé des tufs feldspathiques et où chacun des gisements est noté à sa place.

pendage à l'ouest 22° nord. La composition de la portion visible de cet affleurement rappelle tout à fait celle du premier, sauf que la roche en est beaucoup moins altérée. Tous deux s'appuient à l'est sur les schistes. On ne saurait mettre en question qu'ils appartiennent l'un et l'autre à une même bande feldspathique qui s'enfonce au sud-ouest et dont les deux bords relevés en sens inverse accusent un synclinal surbaissé.

Le massif Saint-Sauveur (gisement 3) ne laisse pas apercevoir de contact immédiat avec les schistes. Mais le gisement 4 en est le prolongement à la chaussée de Huy. Cette liaison doit se conclure du grand nombre de débris feldspathiques ramenés par la culture dans les champs intermédiaires, comme aussi du dire des cultivateurs. Cela se confirme également par l'inclinaison sensible des couches centrales du gisement 4 vers l'ouest-sud-ouest, inclinaison qui les rattache directement aux affleurements de la colline de Saint-Sauveur. Au nord, les premiers bancs visibles de ce gisement 4 sont formés de tufs feldspathiques à cristaux bien distincts et dont les bancs pendent au sud-est. Dans un chemin creux aboutissant à la chaussée, à 400 mètres de la borne 11, on retrouve la limite inférieure et méridionale du même gisement.

Ce sont des couches en grande partie désagrégées, encombrées de cristaux de plagioclase, surmontant les schistes siluriens et inclinées vers l'ouest-nord-ouest. Ici donc encore les pendages opposés des deux bords décèlent le commencement d'un bassin qui, en s'élargissant à l'ouest, comprend la colline de Saint-Sauveur, n° 3. Celle-ci est constituée d'abord par des bancs à cristaux qu'on remarque à diverses hauteurs au versant nord de la colline et jusqu'au sommet. Ces bancs relativement grossiers, sont surmontés par la deuxième variété, qui a été très exploitée autrefois. Des strates répondant au dépôt s'y observent distinctement en plusieurs endroits, et on voit qu'elles inclinent légèrement vers le sud-sud-ouest. La troisième variété surmonte la seconde. Elle est bien développée dans les excavations qui côtoient au sud-sud-ouest le pied de

la colline de Saint-Sauveur. Malgré la prédominance du clivage schisteux et de nombreux joints de cassure, on y retrouve, avec un peu d'attention, les lits répondant au dépôt, en particulier chez ceux où se manifeste la texture stratoïde.

Ces bancs inclinent légèrement vers le sud-sud-ouest et vers les prairies où coule le ruisseau de Dreye. Les alluvions de ce ruisseau recouvrent certainement les couches supérieures des porphyroïdes. En comparant les gisements 3 et 4, on est frappé de la différence d'épaisseur des roches feldspathiques entre ces points assez voisins. Elles semblent comporter pour le moins de 40 à 50 mètres de puissance à Saint-Sauveur. Elles sont beaucoup plus minces au gisement 4, dont la troisième variété occupe la très grande partie de l'affleurement et semble passer latéralement à des schistes. Ces inégalités répondent à la disposition lenticulaire affectée par toute cette formation.

A 250 mètres au delà du ruisseau de Dreye, le gisement 5 se montre aux talus et dans le fond d'un chemin vicinal, où l'on recueille aisément des échantillons des principaux types de notre roche, et où l'on observe les lits de la base remplis de cristaux et surmontant les schistes. Cette base se constate à 70 mètres environ au delà du coude que fait le chemin vicinal en tournant au sud-est pour s'élever sur le plateau. On observe en ce point un relèvement bien accusé des roches feldspathiques dans la direction du sud-sud-est, et partant dans un sens assez opposé au pendage à la colline de Saint-Sauveur.

Sur notre levé géologique, nous rattachons le point en question avec celui du gisement 4 où il existe un relèvement analogue; et nous le faisons par une ligne hypothétique dont la limite réelle doit s'écarter assez peu vers l'ouest ou vers l'est. En descendant le chemin du gisement 5, on s'avance vers l'ouest et on passe à la deuxième et à la troisième variétés des roches feldspathiques.

Notons que le champ qui sépare au nord le gisement 5 des prairies où coule le ruisseau de Dreye, repose sur les roches feldspathiques. Le fait résulte de l'abondance des fragments de

ces roches ramenés par la charrue, ou qu'on trouve dans les trous faits à la bêche. La continuité ne paraît donc pas contestable.

Ces observations nous induisent à considérer les gisements 3, 4 et 5 comme dépendant d'un même synclinal plus ou moins irrégulier dont l'axe d'allongement principal est orienté au sud-ouest, et qui *s'abaisse progressivement dans cette direction*. C'est pour cela que les rochers feldspathiques ne se montrent plus aux talus et aux escarpements qui se trouvent à la rive droite de la Mehaigne, entre la croisière du Vieux-Pitet et la grande tranchée du chemin de fer au sud de Fallais. Les assises schisteuses qu'on y rencontre sont supérieures à l'horizon des tufs feldspathiques de la Mehaigne et doivent les recouvrir.

Mais, à 80 mètres à peu près au sud de la croisière précitée, les roches feldspathiques surgissent au gisement 7, et leur présence ici, à la rive droite de la rivière, s'explique facilement, comme on va le voir.

En effet, le relèvement du gisement est suivi au sud par une bande de 300 ou 400 mètres de schistes phylladeux, d'un noir bleuâtre très foncé, et très semblables à ceux qu'on remarque en dessous de la base du gisement 2. Après ces schistes apparaît la roche feldspathique du gisement 6, avec ses bancs nettement inclinés de 40° ou 45° vers le sud 20° à 25° est.

Ces faits démontrent l'existence d'un pli anticlinal fortement accentué qui rattachait entre eux primitivement les gisements 5 et 6, anticlinal dont l'axe médian a été arasé. Or le gisement 7 de la rive droite, par sa position comme par la disposition de ses strates, est un prolongement d'une partie de l'anticlinal qui a été détruite à la rive gauche. L'affleurement des roches à cristaux y est réduit à peu de chose, et se voit très imparfaitement aujourd'hui. Néanmoins on en tire des renseignements significatifs, car en marchant du nord-nord-ouest au sud-sud-est, on observe successivement la troisième, la seconde et la première variétés, ce qui établit l'existence d'un pendage vers le nord ou le nord-ouest. De plus, ce pendage s'entrevoit directement dans quelques lits à grains moyens

ou à grains fins, et l'inclinaison paraît en diminuer du sud au nord, circonstance qui concorde avec l'interprétation par une voûte.

La structure symétrique que doit révéler la roche feldspathique en ce point dans sa section transversale n'est pas vérifiable, à cause de la grande épaisseur des terrains quaternaires et autres qui la recouvrent vers le sud. Toutefois, à partir des couches formées de cristaux et d'éléments grossiers, deux trous que nous avons pratiqués à quelques mètres au delà de l'affleurement naturel, nous ont montré de la variété à grains fins en dessous des cailloux et graviers quaternaires. L'apparition de notre roche au gisement 7 est donc en rapport avec la forte ondulation qui sépare les gisements 5 et 6 à la rive gauche.

La coupe idéale de la figure 2 rattachant les gisements 1, 2, 3, 5 et 6 suivant la ligne brisée AB de notre plan géologique, repose sur les données qu'on vient de voir. L'échelle est de $\frac{1}{10\ 000}$ pour les longueurs et de $\frac{1}{3\ 000}$ pour les hauteurs. Les points marqués *s* correspondent sur la coupe à ceux qui nous ont montré le contact des schistes siluriens et des roches feldspathiques. En rapprochant cette section du levé représenté figure 1, on comprendra facilement la disposition générale des roches feldspathiques réalisée, selon nous, dans la région de Fallais ¹.

Les diagrammes des figures 1 et 2 font voir que les roches feldspathiques obéissent aux ondulations des couches siluriennes, ondulations qui se continuent visiblement au sud de Fumal et jusqu'aux environs d'Huccorgne. Il importe de remarquer que, dans le district de Fallais, ces systèmes d'ondulations s'abaissent au sud-ouest. Et il s'ensuit, comme on l'a dit plus haut, que les couches schisteuses situées à la rive droite de la Mehaigne, entre la station de Fallais et le hameau du Vieux-

¹ Les hachures verticales indiquant les roches siluriennes sur la coupe ne sont qu'un figuré et ne représentent pas l'allure de ces couches, laquelle concorde avec celle des roches feldspathiques.

Pitet, sont de date postérieure à celles qui se rencontrent à l'est et en dessous des tufs à cristaux. Les couches siluriennes de la rive droite offrent des particularités lithologiques qui manquent aux autres. Il s'y insère des lits plus quartzeux. Nous y avons recueilli, dans la tranchée du chemin de fer au sud de la station de Fallais, au chemin encaissé montant à la ferme du Point-du-Jour et dans les escarpements rocheux du Vieux-Pitet, des échantillons rappelant tout à fait les psammites feuilletés, si développés dans la zone à *Monograptus priodon* et à *M. colonus*, au sud et au sud-est du Brabant. D'après cela, la zone psammitique superposée aux roches feldspathiques de la bande Rebecq-Fauquez, le serait également aux tufs de la Mehaigne, et les formations dites plutoniennes de ces deux régions seraient sensiblement à la même hauteur stratigraphique.

D'après la disposition tectonique que nous attribuons aux terrains de Pitet, les tufs porphyroïdes qui y apparaissent doivent s'étendre et se développer sous les couches siluriennes de la rive droite de la Mehaigne, au sud ou à l'ouest, et c'est dans cette direction, semble-t-il, que pourrait être situé leur point de départ éruptif.

Nous avons indiqué plus haut comment on peut distinguer dans les roches feldspathiques de la Mehaigne trois variétés aisément reconnaissables à l'œil nu. Nous allons passer à la description lithologique détaillée de chacune de ces variétés; nous serons conduits ainsi à la classification de ces roches, qui doit nous permettre d'élucider l'origine et d'établir avec certitude l'interprétation à laquelle nous sommes arrivés par l'étude des gisements. Il est inutile de traiter les roches de chaque gisement en particulier; dans chacun d'eux, nous voyons se représenter les trois variétés : 1° à la base, des roches à gros grains; 2° au centre, la variété à grains moyens, surmontée 3° par celle à grains fins. Nous allons décrire ces variétés en commençant par celles des lits de la base.

Les lits de la base nous présentent une variété dont les

grains sont relativement grossiers et quelquefois roulés. On distingue à l'œil nu, parmi les minéraux constitutifs, du feldspath plagioclase, plus rarement de l'orthose, des grains de quartz, mélangés à des produits ferrugineux et parfois à de petits fragments de schiste. Aux endroits où ces roches sont suffisamment développées (gis. 2, 3), ces lits se poursuivent sur un bon nombre de mètres d'épaisseur. C'est un entassement de cristaux de plagioclases de 2 à 3 millimètres auxquels se mêlent beaucoup de grains de quartz.

Quant à la matière séparant les cristaux, elle est réduite au minimum. S'il intervient des lentilles ou de petites couches à éléments plus fins, elles jouent toujours un rôle subordonné.

On voit se répéter au microscope ce que montre l'examen à l'œil nu. Les lames minces de cette variété présentent généralement une accumulation de cristaux de plagioclase et de quartz pressés les uns contre les autres presque sans interposition d'une pâte ou d'un ciment et qui simulent une structure granitique, mais on ne tarde pas à reconnaître que tous les éléments principaux sont non seulement irréguliers et à contours cristallographiques peu définis, mais qu'ils ne peuvent avoir été formés en place. C'est un agrégat de minéraux juxtaposés qui doivent avoir été apportés d'ailleurs. Ce point essentiel qui pourrait échapper à l'examen macroscopique, est pleinement mis en lumière par l'étude de lames minces, et nous reviendrons tout à l'heure sur ces faits. On constate généralement aussi l'absence d'interposition d'une pâte felsitique et rien ne rappelle, dans les matières qui cimentent les fragments de quartz et de feldspath, la masse fondamentale des roches éruptives. Il arrive fréquemment que des plages chloriteuses jouent le rôle de pâte, mais c'est bien plutôt un ciment qu'une masse fondamentale proprement dite. Ces parties verdâtres interposées entre les cristaux n'ont évidemment pas été formées aux mêmes points et au même temps que ceux-ci. La chlorite se montre ici sous l'aspect de nids, ou bien elle pénètre les anfractuosités des minéraux qu'elle relie. Cette matière s'est incontestablement formée en place et elle se diffé-

rencie à cet égard d'une manière bien nette des grandes sections de quartz et de feldspath entre lesquelles on la voit interposée. Parfois la matière qui sert de ciment présente l'aspect d'une pâte enchâssant des cristaux porphyriques. On voit qu'elle est formée par de petits grains de quartz, de feldspath associés à de la séricite, à de la chlorite, à du kaolin, etc. On devine plutôt ces minéraux qu'on ne les voit, car ils se confondent grâce à leur petitesse; tout au plus les entrevoit-on dans les mosaïques qu'on observe entre nicols croisés aux points où cette pâte est développée. Il est évident qu'elle est profondément altérée et que tous les éléments très petits qui la constituent ont subi des décompositions telles qu'on peut dire que la masse à grains cryptocristallins dont il s'agit n'est plus celle qui existait au moment où la roche s'est formée. Même lorsque la pâte est cryptocristalline et qu'elle ressemble à ce qu'on observe dans les roches feldspathiques de Fauquez, ses caractères ne sont jamais ceux d'une pâte de porphyre. Lorsque la structure schistoïde tend à se prononcer, on constate que cette masse intercalée paraît diminuer; la séricite domine alors, associée à plus ou moins de chlorite.

Un des éléments les plus fréquents dans cette variété à gros grains est le feldspath plagioclase. Il se montre toujours fragmentaire, à contours comme émoussés par usure; presque toujours aussi l'altération l'a rendu opaque, mais elle n'a pas effacé tout à fait les lamelles polysynthétiques qu'on observe encore vaguement en lumière polarisée. Quoique les formes soient rarement bien indiquées, on parvient cependant, en observant un grand nombre de sections feldspathiques, à se faire une idée de leur forme cristallographique et l'on constate que les cristaux, maintenant en débris ou émoussés, étaient assez courts, tabulaires suivant (010) et qu'ils portaient les faces T, l, P, x ou y et M. L'examen en lumière polarisée montre que la macle de Carlsbad et celle de la péricline sont rares, mais presque toujours on observe les stries de la macle suivant la loi de l'albite. Jamais les plagioclases ne se montrent zonaires, jamais non plus ils ne renferment d'inclu-

sions de la pâte. Les extinctions mesurées sur la face M sont positives de 17° à 18°, ce qui rapproche ce feldspath de l'albite.

Ces cristaux en débris et profondément altérés ne permettant pas de pousser l'investigation optique aussi loin que nous eussions voulu le faire, comme il était essentiel d'avoir une détermination aussi exacte que possible de la nature du plagioclase, la dénomination à donner à la roche dépendant de cette détermination, nous avons eu recours à l'analyse chimique. Il n'a pas été possible d'opérer le triage des plagioclases à l'aide des liqueurs lourdes : plusieurs essais tentés avec l'iodure de méthylène sont restés infructueux à cause de la présence du quartz dont le poids spécifique (2.65) se rapproche trop de celui de l'albite. Deux déterminations au pycnomètre de la densité des grains de feldspath obtenus en pulvérisant la roche de Pitet ont donné 2.556 et 2.611. Ceci nous prouve bien que la substance n'était pas pure, mais la densité trouvée se rapproche beaucoup de celle de l'albite (2.59 à 2.64), tandis qu'elle s'écarte notablement du poids spécifique de la microcline, de la labradorite et de l'anorthite. Elle se rapproche beaucoup, à vrai dire, de la densité de l'oligoclase, mais l'analyse nous permet de rattacher ce plagioclase à l'albite.

Après avoir extrait à l'électro-aimant tous les éléments ferrugineux et obtenu une poudre blanche presque exclusivement formée de solides de clivage de feldspath, on a tâché d'éliminer à la loupe tous les grains qui ne présentaient pas ce caractère; mais malgré tous les soins, il doit être resté encore dans la prise d'essai quelques particules quartzuses, comme nous le montre d'ailleurs l'analyse qui suit :

SiO ₂	70.78
Al ₂ O ₃	19.18
CaO	0.58
Na ₂ O	7.91
K ₂ O	0.25
H ₂ O	1.20
	<hr/>
	99.88

Nous voyons donc que le plagioclase dont il s'agit est de l'albite avec une proportion d'environ 2.88 d'anorthite pour 66.80 d'albite. On sait que l'albite ne se montre presque jamais individualisée dans sa pureté complète dans les roches éruptives, et l'on comprend encore sous le nom d'albite un mélange de plagioclase sodique avec une partie d'anorthite pour douze d'albite. Dans notre feldspath, la proportion de l'anorthite est seulement $\frac{1}{23.2}$ de celle de l'albite. Comme nous l'avons dit, l'excès de silice est dû à des granules de quartz qu'on n'a pu éliminer ; il se pourrait aussi, comme le plagioclase est altéré, qu'il se soit modifié en s'enrichissant en silice.

Il n'y a pas lieu de rapporter ce feldspath sodique à l'anorthose : c'est ce que montrent à l'évidence les mesures de l'angle 001 : 010, P/M, prises sur un certain nombre de solides de clivage et qui ont donné $93^{\circ} 43'$. Cette valeur s'écarte absolument de l'angle des faces P et M pour l'anorthose ; il est pour ce minéral de 94° environ. Ces mesures gonométriques montrent en outre que le plagioclase de Pitet n'est ni de la labradorite, ni de l'anorthite, dont les angles respectifs P/M sont de $93^{\circ} 20'$ et $94^{\circ} 10'$, mais qu'on doit le rapprocher de l'albite ($93^{\circ} 36'$) ou de l'oligoclase ($93^{\circ} 50'$) ; ce dernier feldspath étant d'ailleurs écarté par la teneur en Na_2O .

Toutes les sections feldspathiques que nous observons sont indistinctement brisées aux deux bouts, ou échancrées aux angles et émoussées ; souvent même de larges crevasses les sectionnent ; les seules arêtes qui se présentent quelquefois comme des droites sont celles de la zone des prismes verticaux. Mieux que toute description, les figures micrographiques nos 1 et 3 des planches annexées à ce mémoire, montrent cet aspect clastique et ce morcellement, qui a laissé son empreinte aussi bien sur les feldspaths que sur le quartz de cette roche. Nous admettons que l'usure et certaines cassures doivent avoir été provoquées par le transport de ces minéraux au point où nous les observons ; mais il est incontestable que beaucoup d'entre eux se sont brisés sur place ; c'est ce que nous prouve surtout l'examen des sections feldspathiques et quartzzeuses. On remarque que les fragments adjacents ont appartenu à un

même cristal ; ce sont des pièces de rapport qui pourraient s'emboîter et reconstituer alors un individu unique. Si ce sont des fragments d'un plagioclase, il devient aisé, grâce aux stries polysynthétiques et à la teinte de polarisation, de rattacher au cristal primitif tous ces débris qui gisent les uns près des autres, séparés par des interstices qui ne dépassent pas une fraction de millimètre. Chaque plaque mince de la variété à gros grains nous fournit de remarquables exemples de cette fragmentation sur place, provoquée par les actions mécaniques auxquelles ont été soumises toutes les roches de la région. On voit ici en petit, d'une manière très nette, ces phénomènes de dislocation de cristaux des roches que nous avons été des premiers à mettre en relief dans notre *Mémoire sur les roches plutoniennes* et qui depuis ont été signalés partout, peut-on dire, où des roches à cristaux porphyriques sont intercalées dans des terrains ployés. Nous insisterons plus loin sur les raisons qui nous font admettre une origine clastique pour les masses feldspathiques de la Mehaigne ; mais qu'elles soient fournies par l'accumulation de particules volcaniques incohérentes, projetées directement dans la mer silurienne, ou bien qu'elles soient produites par la sédimentation d'éléments désagrégés d'une roche cristalline préexistante qui affleurerait dans la région, il est nécessaire d'admettre que la fracturation à laquelle nous venons de faire allusion s'est produite sur place. Il est à peine nécessaire de dire combien il serait improbable que les fragments d'un même cristal, projetés ou amenés par les eaux, restassent associés et que ces éclats, souvent au nombre de sept ou huit, vissent se déposer en demeurant réunis comme des pièces de rapport ¹.

Presque toujours ces cristaux disloqués sont cimentés par une substance chloriteuse ou sériciteuse, qui occupe les fissures et dont les lamelles sont étirées dans le sens du mouvement qui a provoqué la rupture. C'est au voisinage des sections

¹ Voir pour tous les détails micrographiques les fig. 1 et 3. Il est possible que la fragmentation de beaucoup de feldspaths de la Mehaigne soit attribuable à un fendillement résultant d'un refroidissement brusque dans l'eau. Cette circonstance confirmerait alors le fait de leur projection.

de cristaux qu'on observe le mieux ces lamelles phylliteuses étirées; partout ailleurs elles n'ont pas cette orientation: elles ont une disposition confuse. Ces cassures sont quelquefois aussi occupées par de la silice et de la calcite. Ce dernier minéral peut même remplacer tout à fait les plagioclases qui, très souvent, montrent des plages de calcite interposée ou de petits cristaux rhomboédriques d'un carbonate ferrugineux. Toutefois, l'altération propre du plagioclase se traduit par l'accumulation de fines particules kaolineuses qui voilent, par leur abondance, la transparence des sections feldspathiques. Ces dernières ne renferment que peu d'inclusions proprement dites; signalons cependant l'apatite comme inclusion primaire.

Quelques sections de feldspath, où l'on n'observe pas de lamelles polysynthétiques, qui montrent quelquefois la macle de Carlsbad, à extinctions droites, doivent être rapportées à l'orthose. Au point de vue de la cassure et de l'usure, elles offrent des caractères identiques à ceux qui ont été indiqués plus haut pour l'albite; l'altération est la même dans les deux cas. Signalons aussi la présence très rare de petites sections irrégulières de microperthite. Enfin, on voit en certains cas de très petits cristaux limpides, incolores, donnant des teintes de polarisation comme le feldspath, mais souvent, pour ne pas dire toujours, on ne peut voir s'ils sont polysynthétiques. Quelquefois ils sont rayonnés et on serait porté à croire qu'ils se sont formés en place; leur détermination doit rester indéfinie.

Après le feldspath plagioclase, le minéral le plus important dans la variété à gros grains est le quartz. Son aspect dans les préparations de cette roche est très caractéristique: il porte des cassures rappelant, à première vue, les cassures rhomboédriques que nous avons signalées pour le quartz du porphyre de Bierghes. On croirait avoir affaire à du quartz étonné; mais ces fendillements sont plutôt à mettre en rapport avec les cavités irrégulières et de forme bizarre dont ce minéral est criblé. Nous ne parlons pas ici des inclusions liquides, qui sont très abondantes, mais de cavités beaucoup plus grandes et qui sont généralement remplies par de la chlorite.

Dans notre première description des roches de Pitet, nous en avons dessiné un exemple qui montre les cavités du quartz auxquelles nous faisons allusion, envahies par une matière verdâtre chloriteuse ¹. Ces inclusions, qui apparaissent isolées dans les sections, doivent, suivant toute probabilité, se relier à l'extérieur du cristal; ce qui nous porte à le croire, ce sont les sinuosités profondes qui pénètrent les sections quartzieuses et qui montrent que nous avons affaire à du quartz de corrosion comme celui des porphyres. Ces perforations, produites par la corrosion, peuvent se présenter sur toute la surface du grain de quartz et apparaître suivant la manière dont elles ont été sectionnées, comme des inclusions isolées de chlorite. Cette explication doit être admise pour se rendre compte de la chlorite enclavée; elle est identiquement semblable à celle qui cimentent les éléments constitutifs de la roche, et sa présence au milieu des cristaux de quartz ne peut être interprétée comme étant due à une cristallisation de la chlorite dans le quartz avant ou durant la formation de ces cristaux. Il faut qu'il y ait eu des canaux reliant les parties centrales à l'extérieur. Et ce fait se comprend aisément, si l'on tient compte que nous avons affaire à du quartz de porphyre. Il est rare cependant qu'on puisse constater la forme des dihexaèdres, mais cela est dû surtout aux corrosions et à la fragmentation que les cristaux ont subie. Le plus souvent les grains quartzieux sont arrondis ou anguleux, rarement les sections sont limitées par des droites. La clasticité est nettement indiquée; ce quartz ne s'est pas développé en place, il doit avoir été transporté comme les feldspaths; comme ces derniers, il a subi une fragmentation *in situ* et les cassures sont remplies par de la chlorite, du mica blanc, par de la calcite et bien souvent par des filonnets quartzieux. Dès que la section est un peu grande, on est sûr de la voir fragmentée; les pièces de rapport dont nous parlions plus haut et le chevauchement des parties ne manquent pas de se montrer.

¹ Voir *Mém. sur les roches plutoniennes* (ACAD. ROY., 1875), planche X, figure 5.

Ces phénomènes se traduisent d'une manière bien nette, surtout dans les sections à contours sinueux et à perforations centrales dont nous parlions à l'instant.

Il est bien évident que lors des mouvements qui ont disloqué les cristaux, les fractures ont dû se produire suivant les lignes de plus faible résistance qui unissent les perforations. Et c'est ainsi, alors même que les fragments d'un cristal de quartz n'ont pas chevauché, que ces sections sont traversées par des fissures qui vont des sinuosités externes aux enclaves chloriteuses. On voit alors comme un réseau de fissures dont les nœuds sont les inclusions de matières étrangères. Dans certains cas, ces cassures ont une certaine régularité d'allures, ressemblant à un clivage, ainsi que nous le rappellerons plus haut. Ces cassures sont parfois légèrement courbes; on les a interprétées, dans ce cas, comme des fissures perlitiques ou comme des fractures dans du quartz étonné par refroidissement brusque. Mais ici cette interprétation est peu probable et nous aimons mieux voir dans les faits dont il s'agit l'effet du mouvement des couches. Ces actions mécaniques ne se traduisent d'ailleurs pas seulement par la fissuration du quartz; elles ont affecté la structure moléculaire même de ces cristaux qui, presque tous, montrent l'extinction onduleuse. Lorsque les fragments se sont déplacés, les fractures du quartz, comme celles du feldspath, sont tapissées par des substances sériciteuses ou chloriteuses étirées dans le sens du mouvement.

Outre les inclusions presque macroscopiques de chlorite et les inclusions liquides, on constate dans les sections quartzzeuses des cristaux d'anatase; mais jamais nous n'avons observé d'inclusions vitreuses, pas plus que des zones de quartz récent déposé sur les pourtours des sections de ce minéral. Cependant, la silicification de certaines variétés de ces roches a dû se produire sur une grande échelle, comme nous le montrerons en étudiant les bancs à grains plus fins. Dans cette variété à gros grains, on ne constate, en fait de nouvelle formation de quartz, que les filonnets traversant les plagioclases et les sections quartzzeuses, et ressoudant quelquefois les fragments de ces minéraux; ces

filonnets s'arrêtent aux limites des grains qu'ils cimentent. Peut-être certaines petites mosaïques quartzieuses de la masse fondamentale se sont-elles formées en place.

Dans cette variété à gros grains, la séricite n'est pas très abondante; elle ne se distingue bien que sur les bords des grands cristaux ou dans leurs fissures; ces lamelles sont alors orientées dans le sens de l'étirement. Ailleurs elles sont irrégulièrement entrelacées et souvent intimement associées à de la chlorite; elles s'en distinguent surtout parce qu'elles sont incolores, non dichroïques et par la vivacité des teintes de polarisation. L'enchevêtrement et l'association intime de cette phyllite avec les feldspaths ne permettent pas de recourir à un essai microchimique et de constater, par exemple, si cette substance micacée n'est peut-être pas de la paragonite. Nous prenons donc le terme de séricite avec le sens que nous lui avons donné dans nos premiers travaux, en désignant sous ce nom un mica, très probablement potassique, mais dont la caractéristique est de prêter, par sa présence, la structure dite gneissique aux roches plutoniennes des Ardennes, et qui revêt d'un enduit soyeux l'élément feldspathique de ces roches.

La chlorite est plus abondante que la séricite; elle se détache des autres minéraux constitutifs par sa teinte verte, par ses couleurs de polarisation dans les tons bleus foncés; elle est dichroïque. Ces paillettes chloriteuses sont irrégulièrement agrégées; très rarement elles ont une disposition rayonnante; elles s'interposent dans tous les vides, et nous avons dit le rôle qu'elles jouent dans le quartz. Il est bien évident que la chlorite qui enveloppe les feldspaths et le quartz s'est formée dans la roche depuis les mouvements qui ont donné à cette dernière la structure phylladeuse, car cet élément concorde toujours avec le feuilletage très oblique des bancs. Ces lamelles renferment de très petits cristaux de zircon authigènes; ils se distinguent à leur teinte de polarisation, à leur réfringence et à leur forme prismatique, et sont ordinairement entourés par un halo plus ou moins foncé, de houppes noirâtres très dichroïques.

Nous avons déjà signalé plus haut l'apparition assez rare de

cristaux d'anatase en petites pyramides aiguës, à éclat adamantin quasi-métallique, bleuâtre par transparence, à fort relief. Un autre oxyde de titane, le rutile, est beaucoup plus fréquent en cristaux prismatiques simples ou maclés, quelquefois groupés comme dans la sagenite. Ils émergent, peut-on dire, de plages blanchâtres, presque opaques, de leucoxène qui doivent provenir de l'altération du fer titané. On ne voit pas cependant de lien générique entre ces cristaux submicroscopiques de rutile et le leucoxène.

Il existe en outre des plages noirâtres de fer magnétique titanifère qui n'ont pas subi entièrement la transformation en leucoxène. Ce fer titané, en se décomposant en titanite, a très probablement donné naissance à la limonite qui pénètre partout les roches de Pitet.

Parmi les minéraux accessoires, signalons enfin quelques petits prismes d'apatite très longs, tronçonnés. Ils se trouvent dans ce que nous avons désigné sous le nom de pâte et en inclusions dans le quartz.

La calcite est assez fréquente, souvent en grandes plages, sans contours cristallographiques, avec clivage et stries de macle suivant b' (01 $\bar{1}$ 2). Ces lamelles maclées sont courbes; elles indiquent ainsi les mouvements mécaniques auxquels ce minéral a été soumis. Ces plages de calcite peuvent se localiser partout, mais elles semblent affecter de se trouver à l'intérieur des sections de plagioclase, dont toutes les cassures et les creux sont soulignés, en quelque sorte, par de la calcite. Cependant, on ne voit pas de rapport générique entre ces deux minéraux, car l'albite n'a pu fournir, par sa décomposition, le calcium. La présence du carbonate de chaux, de la sidérite et de la chlorite pourraient peut-être s'interpréter, en admettant la décomposition d'un bisilicate qui aurait existé autrefois dans la roche; mais nous devons dire que nous n'avons jamais décelé la moindre trace tendant à prouver qu'un bisilicate ait fait autrefois partie des masses que nous décrivons.

La sidérite est en petits cristaux rhomboédriques assez nets, avec teinte jaunâtre sur les arêtes. On voit encore quelques rares cristaux de pyrite souvent désulfurée.

Nous passons à la description de la seconde variété formant les bancs moyens. Cette variété est constituée par une roche dont le grain est moins grossier que celles dont nous venons de parler et dont la dimension des éléments va s'atténuant avec la hauteur. On arrive à une roche dont la texture est irrégulièrement grenue, la plupart des grains tombant au-dessous de 1 millimètre. Dans cette masse d'un gris bleuâtre ou verdâtre pâle sont disposés en proportion variable, et souvent avec abondance, des cristaux plus grands de plagioclase, les uns altérés et ternes, les autres gardant un vif éclat dans la cassure.

Un des traits propres de cette seconde variété est d'envelopper de distance en distance des paquets de plusieurs centimètres qui contrastent avec le reste, parce qu'ils rappellent les échantillons les plus grossiers de la variété sous-jacente. Ils sont composés d'un grand nombre de plagioclases séparés par une matière feuilletée d'un vert très foncé. L'abondance des phyllites alignés confère à ce deuxième type un feuilletage des plus prononcés. Par contre, il est souvent impossible d'y distinguer les joints de stratification. Il est bien représenté sur les parois des anciennes excavations au sommet de la colline de Saint-Sauveur, où l'on trouve des bancs massifs qui ont deux ou trois mètres de puissance sans joint de stratification apparent.

Cette variété a été analysée par M. Guequier. Voici les résultats de cette recherche :

SiO ₂	65.21
TiO ₂	Traces.
Al ₂ O ₃	19.92
Fe ₂ O ₃	1.74
FeO	5.20
CaO	0.78
MgO	1.63
K ₂ O	1.42
Na ₂ O	3.06
P ₂ O ₅	Traces.
CO ₂	0.65
H ₂ O	2.28
	<hr/>
	99.96

Le poids spécifique est de 2.717. La nature sodique de l'élément feldspathique se traduit encore dans cette analyse. C'est le seul point que nous devons relever ici. Nous reviendrons bientôt sur les données que nous fournit ce résultat quant à la classification de la roche.

Les détails dans lesquels nous sommes entrés en décrivant les caractères micrographiques de la première variété, nous permettront d'être brefs. Pour les minéraux constitutifs, les particularités importantes restent les mêmes dans les deux variétés, mais dans la variété moyenne la pâte est beaucoup mieux représentée que dans les bancs inférieurs. Elle présente, à première vue, l'aspect de la masse fondamentale d'une roche phylladeuse; la disposition schistoïde est soulignée par la chlorite et il se détache de cette matière à grains fins des cristaux de feldspath et de quartz semblables à ceux que nous avons décrits, mais moins nombreux que dans les bancs inférieurs.

La pâte, d'aspect homogène ou feuilleté lorsqu'on l'examine à l'œil nu ou à la loupe, se résout au microscope en un agrégat dont les éléments très petits sont entièrement remplacés ou du moins cimentés par des infiltrations de silice. Malgré cette pseudomorphose plus ou moins complète, les éléments constitutifs ont encore conservé leurs traits primitifs. On entrevoit dans les lames minces que ce que nous désignons comme pâte est formé par de petits éclats mesurant au maximum un dixième de millimètre. Ils sont incolores et leurs contours sont très souvent concavo-convexes, d'autres fois plus ou moins allongés, mais presque toujours infléchis, avec des sinuosités où la ligne courbe domine; les formes en demi-lune, en sabre, en faux sont communes. Presque partout les angles sont curvilignes. Ces particules sont comme déchiquetées et leur aspect d'ensemble laisse l'impression d'un amas scoriacé ¹. C'est comme si l'on avait brisé et pilé une matière vitreuse scoriacée,

¹ Les figures micrographiques 2 et 4 représentent cette structure telle qu'elle apparaît dans des plaques minces taillées dans la zone moyenne du gisement 3 (Saint-Sauveur).

de la ponce, par exemple. Ces fragments microscopiques montrent dans leurs lignes de contour que celles-ci ont passé au travers des bulles produites par l'expansion du gaz inclus. Nous constatons ainsi une *structure cinériforme* bien reconnaissable; seulement, dans notre cas, elle est produite par des éléments beaucoup plus petits que dans les roches analogues où l'on a observé cette structure. Dans les préparations de Pitet, cette structure de la pâte est surtout bien visible sur les plaques vues à contre-jour à la loupe, ou bien au microscope par lumière oblique fortement divergente. Comme nous le montrerons plus loin, cette accumulation de débris cinériformes peut être attribuée à la projection directe dans la mer silurienne de cendres volcaniques. Tous ces éclats sont serrés les uns contre les autres, ils sont jetés pêle-mêle dans tous les sens. C'est comme un amas de poussière où l'on n'observe d'orientation que dans les cas où la schistosité est prononcée. A cause d'infiltrations de nature siliceuse, il est difficile de voir s'il existe une matière interposée entre ces particules que nous envisageons comme des cendres de volcan. Lorsqu'elles sont orientées et cimentées, on croirait quelquefois découvrir une structure qui ne manque pas d'analogie avec la structure fluidale; on pourrait aussi la rapprocher de la structure microgneissique, mais l'ensemble des faits observés dans ces roches doit écarter cette interprétation. Ces particules cinériformes n'ont conservé que leur forme primitive; leur nature s'est modifiée et c'est surtout du quartz qui les constitue aujourd'hui; à ce minéral s'ajoute dans la pâte de la séricite, surtout de la chlorite et quelquefois des matières kaolineuses. Entre nicols croisés, on peut reconnaître cette substitution de la silice plus ou moins fibreuse, à caractère optique négatif, rappelant en petit les formations similaires de la rhyolite de Grand-Manil.

En un mot, cette masse fondamentale se présente comme formée d'éclats ponceux submicroscopiques transformés en silice, et dans cet amas sont enchâssés des cristaux fragmentaires de feldspath et de quartz.

Les plagioclases sont de nouveau abondants; on les voit

fréquemment entremêlés à la matière cendrée. Ils présentent les mêmes assemblages que dans la variété à gros grains ; tous leurs caractères sont identiques et on doit les rapporter au type albite. Ils sont altérés, cassés et émoussés comme ceux des bancs inférieurs. L'orthose et la microp Perthite sont bien plus rares, mais elles portent le caractère clastique que nous reconnaissons à tous les éléments porphyriques de cette variété. Le quartz est peut-être plus abondant en fragments anguleux que dans les couches de la base ; c'est encore du quartz de porphyre avec les sinuosités caractéristiques. Ce minéral se montre aussi en plages incolores et qui paraissent homogènes ; mais à la lumière polarisée, elles se décèlent comme des mosaïques composées de nombreux granules juxtaposés. On voit aussi des entrelacements de chlorite et de quartz formant comme des géodes microscopiques. Outre les inclusions habituelles du quartz dans les roches, nous y avons observé quelquefois des cristaux de zircon enclavés. Nous avons dit plus haut comment la silice s'est substituée à la matière vitreuse qui devait constituer à l'origine les particules ponceuses. C'est surtout dans les variétés des bancs moyens et supérieurs que cette silicification s'est produite. A ces formations siliceuses secondaires, on trouve associés des cristaux de dimension moyenne ou très petits qu'on pourrait prendre pour des plagioclases, parce que leur extinction par bande simule les macles de l'albite ; mais lorsqu'on les observe en lumière convergente, on voit sur les plus nettes la croix des cristaux à un axe optique : ce ne sont donc pas des albites formées en place, mais du quartz.

Aux éléments clastiques s'associent en grande proportion des phyllites qui se sont développées dans la roche. C'est le cas pour la séricite comme pour la chlorite. Ce dernier minéral est abondant ; il remplit les vides et les creux ; il est interposé entre les particules cinériformes ; on le reconnaît à ses petites lamelles vertes avec points noirs, très dichroïques, jaune clair ou vert foncé ; entre nicols croisés, il est bleu indigo presque isotrope ; rarement ces plages chloriteuses sont fibro-radiées.

Souvent la chlorite est mélangée à des lamelles de séricite; elle s'en distingue par les teintes de polarisation et par la couleur verdâtre. Pour la séricite, nous n'avons pas de nouveaux détails à ajouter à ce que nous avons dit au sujet de ce minéral en décrivant la variété précédente; ici encore elle apparaît avec le plus de netteté aux points où les cristaux sont disloqués.

Il ne faut pas confondre ces lamelles sériciteuses qui font partie de la roche avec d'autres lamelles micacées qui constituent la masse fondamentale de petits fragments de schistes empâtés. On reconnaît ces éclats de schiste à l'accumulation d'une quantité considérable de microlithes de rutile et de petits granules noirs et opaques qui sont très probablement de l'ilménite. Ces fragments schisteux sont à contours vagues; ils se noient dans la roche qui les enclave et ressemblent beaucoup aux schistes siluriens de la région.

Parmi les minéraux accessoires, signalons l'apatite, quelquefois tronçonnée par étirement, et quelques très rares lamelles de biotite. On trouve non seulement le zircon avec halo dichroïque dans la chlorite, mais on l'observe dans la masse fondamentale présentant l'aspect roulé et fragmentaire; quelquefois ce minéral est enclavé dans le quartz. La chlorite renferme, en outre, de petits cristaux prismatiques incolores, à extinction droite, à couleurs de polarisation très faibles, dans les tons bleu grisâtre. La nature de ces petits cristaux n'a pu être déterminée avec certitude. Outre les microlithes de rutile que nous constatons dans les fragments de schistes, des cristaux de ce même minéral apparaissent, formant pelotes, avec une disposition rappelant la sagénite; généralement ils sont implantés sur des plages de fer titané plus ou moins transformé en leucoxène. Quelques plages jaunâtres rappelant davantage la titanite doivent être considérées comme produites par la décomposition du fer titané.

On trouve comme minéraux secondaires la calcite, qui occupe souvent certains vides ou l'intérieur des feldspaths. Elle porte les lamelles de la macle (0112). Ces lamelles sont

courbes. Ceci nous montre que les mouvements du sol qui ont affecté la roche ont dû se produire à une phase assez avancée du développement de ces masses minérales. Signalons enfin de petits cristaux de sidérite assez fréquents.

C'est dans la variété dont on vient de lire la description que se trouvent enclavés les *paquets* formés par des cristaux feldspathiques cimentés par une matière chloriteuse. L'examen microscopique ne nous y a montré aucun caractère qui n'ait déjà été relevé en parlant des roches à gros grain de la base ; seulement les cristaux de feldspath y sont plus volumineux et les lamelles de chlorite qui les cimentent sont plus développées.

Les plagioclases et le quartz de ces fragments empâtés sont clastiques. Ces *paquets* se distinguent des roches finement grenues ou compactes qui les enclavent par la grandeur de leurs cristaux, qui atteignent parfois cent fois le volume de leurs congénères de la variété à grains fins ou à grains moyens. Ils s'en distinguent aussi par la fréquence de grains de quartz vitreux, par une masse intercalée plus ou moins feuilletée d'un vert généralement foncé et qui sont des accumulations de lamelles chloriteuses. Ces fragments enchâssés passent souvent au jaune-brun de rouille et dessinent alors des taches sur le fond gris de la masse rocheuse. Ils forment des noyaux, des fragments, parfois de petites taches assez minces, assez souvent parallèles à la stratification. Mais leur séparation est presque toujours tranchée avec la roche principale et on les prendrait pour des fragments clastiques. Nous reviendrons bientôt sur ce point.

La deuxième variété passe insensiblement à la troisième qui la surmonte. Cette troisième variété est constituée par une roche beaucoup plus compacte que la précédente. Elle est aussi d'un gris bleuâtre ou verdâtre pâle quand elle n'est pas altérée. Tantôt la cassure en est plus ou moins cireuse, tantôt elle n'est pas sans analogie avec celle des psammites du Condroz. Les cristaux visibles à l'œil nu y deviennent extrême-

ment rares. C'est dans cette variété que la structure cinériforme se manifeste le plus nettement dans les plaques minces (gisements 3, 5 et 6). Parfois elle montre au travers du feuilletage qui l'a ciselée une disposition zonaire qui ne laisse pas de doute sur le plan du dépôt primitif (gisements 3 et 4).

C'est elle qu'on a exploitée en dernier lieu pour moellons sur le versant sud du massif de Saint-Sauveur. Altérée, elle passe au gris blanc ou jaune, perd sa cohésion et devient plus ou moins terreuse. Tôt ou tard, elle se termine à la partie supérieure par une sorte de schiste terreux blanchâtre ou jaunâtre pâle, dans la composition duquel a dû intervenir un minéral feldspathique et qui est incontestablement à rapprocher des formations d'aspect semblable qui terminent les roches de Rebecq-Fauquez à la ferme de Sainte-Catherine et à Jean Meuse près Fauquez.

De plus, comme pour ces dernières, on y observe de temps en temps des lits très minces ou de petites lentilles composées d'éléments plus volumineux. Ce sont des grains arrondis de feldspath et de quartz perceptibles à l'œil nu, lesquels alternent avec des lits à grains très fins qui caractérisent notre troisième variété (gisements 1 et 7). Il est aisé de reconnaître ici les effets palpables du ballottement et de l'étalement de particules minérales au fond de l'eau, en un mot, de l'origine sédimentaire.

Comme dans la description microscopique des deux premières variétés nous avons indiqué les caractères des minéraux constitutifs, nous aurons peu de chose à ajouter au sujet de la microstructure des roches à grains fins qui surmontent la série. Qu'il nous suffise de noter que les préparations de cette dernière variété montrent mieux encore la structure cinériforme : ce sont les particules vitreuses métamorphosées qui constituent la masse de la roche presque tout entière, refoulant en quelque sorte les cristaux de feldspath et de quartz. Les échantillons des bancs tout à fait supérieurs ont fourni des lames minces où l'on peut voir un grand nombre de petits prismes de rutile intercalés dans des plages d'un minéral feuilleté, chlorite ou séricite. Ces rutilés sont distribués

quelquefois par zones; il en est qui s'éclaircissent plus que les autres entre les nicols croisés. Ce sont celles où le rutile abonde. Ces caractères lithologiques décèlent le mélange et l'entrelacement des sédiments quartzo-schisteux siluriens et des sédiments feldspathiques d'origine tuffacée. Ils forment transition aux roches siluriennes normales de la région qui les surmontent immédiatement.

Cette transition ne s'observe pas pour les roches feldspathiques à gros grains de la base, et cela se comprend, étant donnée la différence de texture des bancs inférieurs et des schistes sur lesquels ils reposent. Ces schistes offrent un caractère particulier qui n'est pas celui de la série normale des schistes siluriens; ce qui les distingue à l'œil nu, c'est la présence de paillettes très nombreuses, noires et brillantes, mesurant 1 millimètre en moyenne. Au microscope, on voit une matière sériciteuse d'où se détachent des plages assez grandes d'ilménite non altérée ou altérée; elles passent graduellement à du leucoxène grisâtre ou jaunâtre dans lequel sont implantés des prismes ou des aiguilles de rutile, qui se retrouvent du reste répandus, simples ou maclés, dans toutes les parties de la roche. On constate, en outre, dans les lames minces de ce schiste pailleté de la base, quelques prismes microscopiques de tourmaline et des grains de quartz relativement volumineux. On observe, du reste, assez fréquemment cette particularité dans les schistes siluriens du Brabant dont les grains de quartz sont plus grands en général que ceux des schistes cambriens de la même région.

Il nous reste à aborder l'interprétation que suggèrent nos observations, quant à la classification et au mode de formation des roches dont on vient de lire la description. Une conclusion qui découle avec évidence de l'examen stratigraphique et lithologique, c'est que les masses feldspathiques de la Mehaigne sont intercalées régulièrement dans la série des couches siluriennes, qu'elles sont de nature clastique, qu'elles accusent souvent, particulièrement dans la variété à grains fins, une texture nettement et régulièrement stratoïde, qui n'ap-

partient qu'aux dépôts formés dans l'eau, et que ces roches, par conséquent, sont d'origine sédimentaire. Si nous ajoutons que nous les envisageons comme devant se rapporter aux *kératophyres* et comme étant essentiellement formés à la manière des tufs volcaniques, nous aurons formulé les conclusions principales auxquelles nos recherches nous ont conduits.

Lossen a fixé le sens du terme *kératophyre* introduit dans la science par Gumbel, et l'on comprend aujourd'hui sous cette dénomination des roches effusives renfermant beaucoup de feldspath, peu de bisilicates, à structure porphyrique, dont le feldspath dominant n'est pas l'orthose ordinaire, mais un plagioclase alcalin riche en soude, auquel s'ajoute quelquefois de la micropertithe. Ces roches peuvent être quartzifères ou non quartzifères. On ne les a reconnues jusqu'ici que dans les terrains paléozoïques. Elles sont développées d'une manière type dans le Harz, et Mügge vient d'en montrer la fréquence dans les couches dévoniennes de la Lenne, en Westphalie.

Nos roches appartiennent au groupe paléo-volcanique et leurs éléments constitutifs sont les mêmes que ceux des *kératophyres*. Les analyses que nous avons données plus haut concordent avec la moyenne de celles des masses *kératophyriques*; si elles ne permettent pas d'établir par le calcul avec exactitude la composition minéralogique, comme on pourrait le faire pour une roche éruptive normale, c'est que nous n'avons pas affaire à des roches cristallines massives proprement dites, mais à des amas de débris dont la composition chimique globale n'est pas constante, que plusieurs des éléments constitutifs sont altérés et que, suivant toute probabilité, il y a eu apport de substances étrangères à la constitution primitive. Mais un point ressort avec évidence des analyses : c'est la teneur élevée en soude, et ce fait est essentiel pour la classification.

Si nous poursuivons ce rapprochement et si nous envisageons chacun des minéraux constitutifs, nous observons que les éléments minéralogiques des roches de Pitet sont bien ceux qu'on doit s'attendre à trouver dans les *kératophyres*. Des

deux côtés, le plagioclase est de l'albite, maclé suivant la loi de l'albite et celle de Carlsbad, tabulaire, sans trace de structure zonaire ni inclusions de la masse fondamentale. Comme dans les kératophyres, nous avons vu dans nos roches de rares sections de microp rthite à contours irréguliers, avec intercalation de filonnets d'albite et un peu d'orthose; enfin le quartz a la structure de ce minéral dans les porphyres.

Comme produits secondaires et d'altération, nous avons constaté la chlorite, la calcite, le quartz, des oxydes de fer dérivant de la décomposition du fer titané : ce sont les mêmes que dans une roche k ratophyrique où les bisilicates, d'ailleurs toujours assez rares pour ce type lithologique, se sont altérés en chlorite avec formation simultanée de silice libre, de calcite et d'oxyde de fer. Nous pouvons donc établir que les éléments minéralogiques des roches de la Mehaigne sont ceux qui constituent les kératophyriques quartzifères normaux. Cette analogie se constate surtout dans la variété à gros grains de la base; elle est plus voil e dans les variétés à grains plus fins, à cause de l'abondance des particules cin rifomes.

Au point de vue de l'âge géologique de leur éruption, nos roches tombent dans la période qui comprend celle de l'apparition des masses kératophyriques; comme ces dernières, par le fait même de leur gisement dans des terrains anciens et disloqués, elles présentent un ensemble de modifications mécaniques sur lesquelles nous avons insisté dans les descriptions qui pr c dent.

Mais ce ne sont pas les kératophyres massifs qui offrent une analogie parfaite avec les roches que nous décrivons, c'est des tufs de ces masses cristallines qu'il faut les rapprocher. Les kératophyres sont des roches effusives; il est donc de leur nature d'être accompagnés des couches tuffac es qui ont d'ailleurs été signalées en fait dans des régions voisines et décrites avec un soin remarquable par Mügge dans son travail sur les *porphyres* de la Lenne ¹.

¹ *Neues Jahr. f. Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, VIII. Theil. Bd. (UNTERSUCHUNGEN ÜBER DIE « LENNEPORPHYRE » IN WESTFALEN UND DEN ANGRENZENDEN GEBIETEN, pp. 555-721.)

Le caractère clastique est trop nettement empreint dans les roches de la Mehaigne pour qu'on puisse les considérer comme étant des coulées régulièrement intercalées dans les couches siluriennes : ce qu'on pourrait prendre pour une *structure fluïdale* dans certaines variétés cinériformes, n'est qu'une apparence provoquée par l'alignement de particules ponceuses intimement soudées aujourd'hui, mais qui, à l'origine, devaient être isolées comme le sont les produits incohérents, cendres et poussières, des volcans actuels. Cependant, s'il nous paraît incontestable que ces roches sont clastiques et sédimentaires, elles ne sont pas des sédiments normaux : leur grain, leur composition minéralogique, les fragments enclavés et toutes les particularités que nous avons signalées, tendent à montrer qu'elles ont une origine spéciale qui tranche sur celles des couches qui les renferment.

Ces masses de la Mehaigne ne sont ni des roches intrusives ni des coulées contemporaines qui se seraient étalées sur le fond de la mer silurienne et s'y seraient solidifiées : ce sont des sédiments. Mais ici se présentent deux hypothèses : ces matières sédimentaires proviennent-elles de l'accumulation de produits volcaniques projetés directement dans la mer et s'y étalant en couches, ou bien ces matières feldspathiques et quartzueuses, ces particules cinériformes sont-elles le produit de la désagrégation, sous l'influence des agents atmosphériques, d'une masse kératophyrique qui devait affleurer dans la région voisine de la mer où les débris clastiques allaient se déposer ?

Nous sommes en présence de grandes difficultés. L'accumulation des particules de cendres dans les zones moyenne et supérieure de nos tufs s'explique aisément par des projections volcaniques directes qui se seraient abattues dans la mer silurienne. Les très petits cristaux d'albite, en proportion souvent considérable, qui sont mélangés aux éléments cinériformes, pourraient se rattacher à la même cause. Mais quand on descend aux couches plus inférieures, les cristaux prédominent au point de restreindre singulièrement la masse intermédiaire et de conférer à l'ensemble un aspect plus ou moins arkosique ou

granitique. On connaît, il est vrai, une catégorie de tufs volcaniques, de date ancienne comme de date récente, composés de cristaux de silicates quasi juxtaposés entre eux, et qu'on désigne sous le nom de *tufs à cristaux* (*Krystall tuff*), la question d'ailleurs restant souvent douteuse de savoir si ces cristaux sont en leur lieu de projection ou s'ils ont été remaniés et triés par les eaux courantes. Aussi Rothpletz en cite à propos des porphyres de la Saxe; Harada, à propos de ceux des environs de Lugano. Mügge cite de nombreux exemples de lits de cristaux d'origine élastique, insérés au milieu des couches tuffacées de date dévonienne, appartenant au bassin de la Lenne, et qui rappellent beaucoup les nôtres. On sait que les projections d'innombrables cristaux d'origine volcanique sont un phénomène souvent répété chez les volcans des derniers âges géologiques. Les Monte Rossi, le Vésuve, le Stromboli, les volcans d'Albano, ceux de l'Auvergne, etc., en fournissent des exemples ¹. Pouvons-nous appliquer indistinctement un mode semblable à l'édification des bancs épais de nos gisements 2, 3, 5 et 6 de la Mehaigne, où nous avons relevé des agrégats de cristaux entassés, presque sans interposition de pâte? Ces cristaux sont fragmentaires, parfois émoussés à leurs contours. Sans doute, on y peut reconnaître des caractères rapprochés de ceux des minéraux cristallisés projetés à l'état incohérent des conduits volcaniques. Ajoutons que le rassemblement en une même couche de tant de cristaux de composition identique et de dimensions communément très voisines s'expliquerait par un triage suivant le volume et le poids spécifique opéré durant le transport au travers de l'atmosphère ou des eaux.

Mais ce qui nous arrête, c'est la proportion que prend le phénomène dans la région que nous étudions. En effet, nous

¹ ROTHPLETZ, Sect. Frohburg, 1878. — HARADA, *Neues Jahr. für Mineralogie, etc.*, II. Beilage, 1882. — MÜGGE, *op. cit.*, pp. 628, 668, 680 et *passim*. — SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN, *Ueber die vulc. Gesteine in Sicilien und Island*, 1853. — *Der Vesuv*, von MONTICELLI, deutsch bearb. von NÖGGERATH.

ne connaissons, ni dans les terrains géologiques ni dans les dépôts marins actuels, aucune couche tuffacée aussi exclusivement constituée par des cristaux projetés que le sont celles de la base des gisements de la Mehaigne. Ce qui ne concorde pas non plus avec l'hypothèse d'une projection directe pour les matériaux de nos roches à gros grains, c'est qu'aucun des cristaux ne se montre revêtu d'un enduit vitreux qui recouvre si souvent les minéraux cristallisés projetés en même temps que les cendres volcaniques. On pourrait peut-être expliquer l'absence de ce revêtement vitreux en supposant que cette base s'est transformée en matière chloriteuse, comme il arrive souvent pour le magma des kératophyres ; mais la structure microscopique nous montre que cette interprétation ne peut être invoquée. Nous serions donc plutôt amenés à envisager ces bancs de la base comme étant formés par les minéraux constitutifs d'un kératophyre quartzifère, désagrégés sous l'influence des agents atmosphériques et des eaux, et transportés dans la mer où ils se seraient déposés assez près des côtes, comme nous voyons se déposer dans les mers actuelles, autour des îles volcaniques, des sédiments presque exclusivement composés de cristaux et provenant de la désagrégation des côtes voisines. Ces cristaux étant plus lourds que les autres produits de décomposition de la roche, et leur volume étant à peu près le même pour chacun des individus cristallins, on conçoit qu'il se forme une zone sédimentaire où ils doivent dominer presque exclusivement.

Quant aux bancs supérieurs, essentiellement formés par des esquilles vitreuses, nous les envisageons comme des amas de matières vitreuses projetées directement dans la mer.

Il nous paraît qu'il ne peut rester aucun doute sur la nature de ces éclats que nous avons envisagés comme des particules de cendres. Il suffit de les comparer aux cendres des éruptions actuelles, aux esquilles vitreuses recueillies par les sondages en haute mer, pour se convaincre qu'on a bien affaire à des matières cinériformes. Ce n'est pas seulement dans les roches actuelles qu'on peut observer des faits qui confirment

notre détermination comme cendres volcaniques de ces éclats à forme concave et autres que nous avons signalés dans les échantillons à grains fins des gisements de la Mehaigne; l'étude des roches anciennes a montré à divers observateurs, spécialement à Mügge, l'existence de faits analogues et qu'il interprète comme nous l'avons fait. Non seulement l'ensemble des caractères de ces particules cinériformes est celui des cendres volcaniques projetées, mais il serait difficile de se figurer une roche déjà consolidée dont la nature serait telle que par sa désagrégation elle donnât naissance à un dépôt semblable à celui des bancs supérieurs et d'une partie des bancs moyens.

Les petits fragments de schistes empâtés dans cette variété à grains fins peuvent avoir été amenés tout formés; ils auraient été arrachés aux roches de la profondeur et projetés avec les cendres; mais il est bien plus probable que ces intercalations schisteuses proviennent du métamorphisme des matières sédimentaires d'autre nature que les cendres, et qui se déposaient en même temps que celles-ci, comme nous voyons se déposer dans les mers actuelles des lits excessivement minces d'argile rouge qui s'intercalent dans les boues et les vases volcaniques. Plus tard, sous l'influence des phénomènes qui ont transformé les couches siluriennes en schistes, ces matières argileuses, enclavées dans les cendres, auront subi la même modification que celles des roches encaissantes.

Il est plus difficile de se rendre compte de l'origine des noyaux hétérogènes que renferment les mêmes bancs.

Ces *paquets*, composés presque exclusivement d'albite et de quartz cimentés par de la chlorite, et qui tranchent absolument sur la masse cinériforme qui les englobe, doivent y avoir été apportés, suivant toute probabilité, alors qu'ils offraient déjà une composition et (abstraction faite du feuilletage) une structure analogues à celles que nous leur reconnaissons maintenant; ce sont, pour nous, des fragments d'une roche préexistante. Si l'on tient compte des grandes analogies que nous offrent ces noyaux et les bancs inférieurs à gros grains, on serait porté à admettre qu'ils proviennent de

couches semblables, dont ils auraient été arrachés pour être transportés dans la mer pendant que se déposaient les cendres volcaniques des assises supérieures, de même que nous voyons s'intercaler dans des dépôts côtiers des cailloux provenant de la désagrégation des roches voisines. D'autre part, on pourrait considérer ces noyaux comme des *lapilli* projetés du cratère en même temps que les cendres volcaniques; mais la composition minéralogique de ces fragments et leur structure ne répondent pas à celles d'une roche effusive; nous les avons rapprochés en effet, à cet égard, des bancs de la base pour lesquels nous admettons hypothétiquement une origine sédimentaire normale.

L'interprétation qu'on admettra pour les fragments dont il s'agit sera aussi appliquée aux cristaux plus ou moins fragmentaires que renferment sporadiquement les roches à grains fins qui contiennent ce que nous désignons sous le nom de *paquets*.

Une conclusion ressort nécessairement des considérations qui viennent d'être émises : c'est qu'à l'époque où se déposaient les couches que nous avons décrites, il devait exister un centre volcanique avec son appareil complet de roches effusives déjà solidifiées et de couches de tufs. Ce centre ne devait pas être éloigné de la mer, et si nous ne pouvons, comme on l'a fait dans certaines régions de l'Allemagne, préciser le point où le volcan s'élevait, ainsi que les relations immédiates de nos dépôts avec les masses éruptives dérivant de ce centre, tout paraît nous indiquer cependant qu'il doit avoir été situé vers l'ouest ou le sud-ouest, étant donné, comme nous l'avons fait observer, que les couches s'amincissent visiblement en marchant vers l'est.

Nous ne voulons pas trancher absolument la question de savoir si les éruptions ont été sous-marines ou subaériennes; elle n'a, somme toute, qu'une importance secondaire; dans les deux suppositions, les phénomènes qui se produisent sont du même ordre.

Nous croyons peu nécessaire de nous arrêter à une théorie

souvent appliquée autrefois pour interpréter l'origine de roches analogues à celles que nous avons décrites, et d'après laquelle on attribuait au métamorphisme la formation des minéraux constitutifs de ces roches, ressemblant à des porphyroïdes.

On peut affirmer que les individus macroscopiques de feldspath et de quartz ne se sont certainement formés ni sous l'influence du métamorphisme de contact, ni sous celle du dynamométamorphisme; les transformations qui se sont produites dans la roche sont celles qui se produisent régulièrement par l'altération des minéraux qui constituent les masses éruptives auxquelles nous avons rapporté les couches feldspathiques de la Mehaigne.

Une difficulté se présente cependant lorsqu'on envisage l'abondance de l'élément chloriteux; nous n'avons découvert dans aucune de nos préparations de traces des bisilicates qui auraient pu donner naissance à ce produit secondaire. A ce sujet, faisons remarquer que c'est un fait général pour toutes les roches du Brabant, pour les roches feldspathiques, pour les arkoses et pour les schistes, de renfermer des proportions notables de chlorite; peut-être faut-il chercher à l'interpréter par l'apport de solutions qui déterminaient le dépôt de ce minéral.

Quant au métamorphisme dynamique dont on reconnaît les effets à l'extinction onduleuse du feldspath et du quartz, à la dislocation, à l'étirement, au morcellement des cristaux de plagioclase et des sections quartzieuses, aux macles à plan courbe de la calcite, à l'orientation des lamelles sériciteuses et chloriteuses, il nous paraît avoir eu surtout pour effet d'orienter les éléments qui existaient déjà dans la masse: c'est plutôt un métamorphisme de structure se traduisant par une espèce de schistosité, d'autant plus prononcée que les bancs sont à grains plus fins.

FIG. 1.

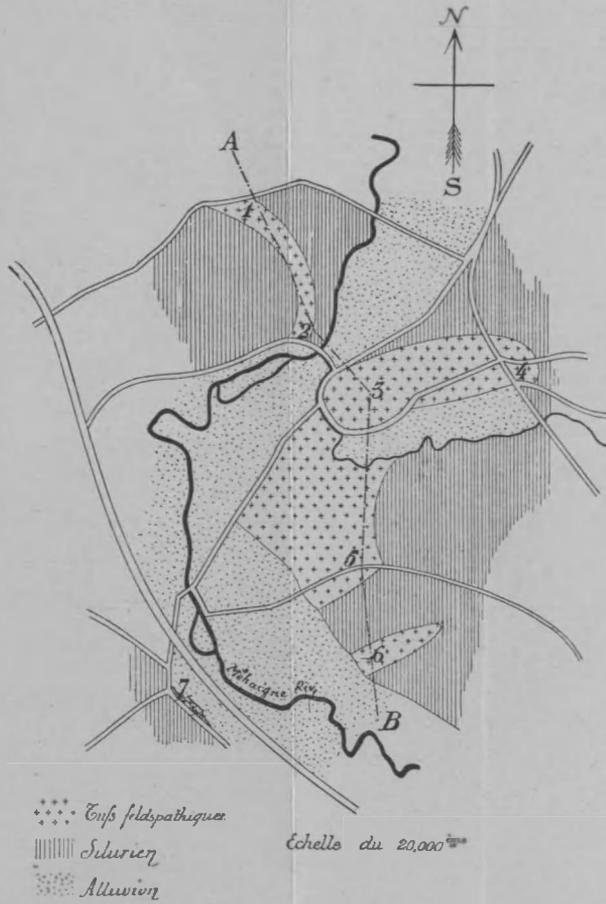


FIG. 2.

Coupe suivant la ligne AB de la fig. 1.

Longueurs au 10,000^m; hauteurs au 5,000^m.

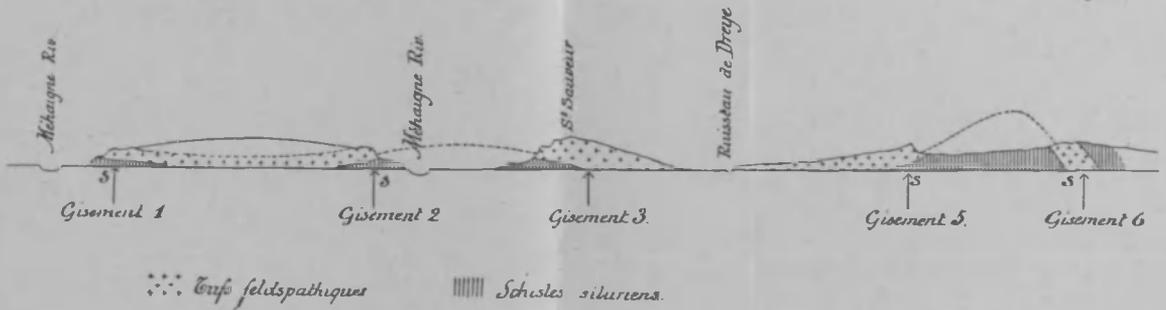


PLANCHE I.

EXPLICATION DE LA PLANCHE I.

FIG. 1. — Variété à gros grains du gisement 3. — Cristaux brisés d'albite, plus ou moins allongés et portant des traces de clivage avec teinte laiteuse, associés à des fragments de quartz irréguliers transparents. La masse interposée d'où se détachent ces fragments de minéraux est de la chlorite teintée par de la limonite.

Lum. ord. $\frac{20}{1}$ (voir pp. 18 et suivantes).

FIG. 2. — Variété à grains fins de la zone moyenne du gisement 6. — Particules cinériformes silicifiées avec petits éclats de feldspath et de quartz. Le tout est pénétré par de la chlorite.

Lum. ord. $\frac{20}{1}$ (voir pp. 26 et suivantes).

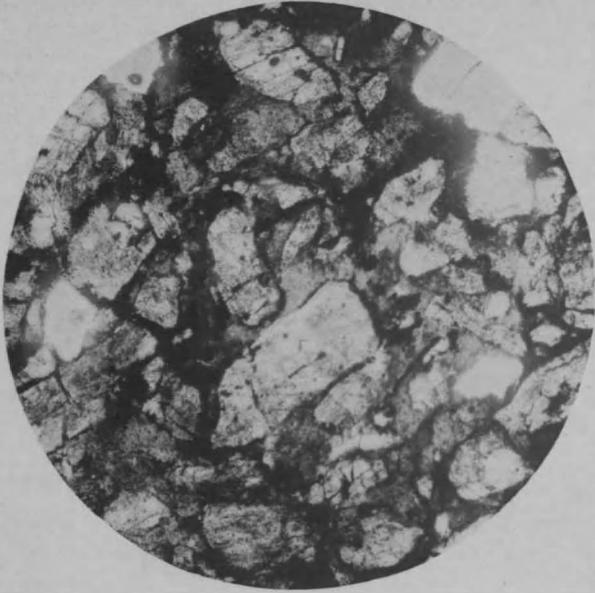


Fig. 1

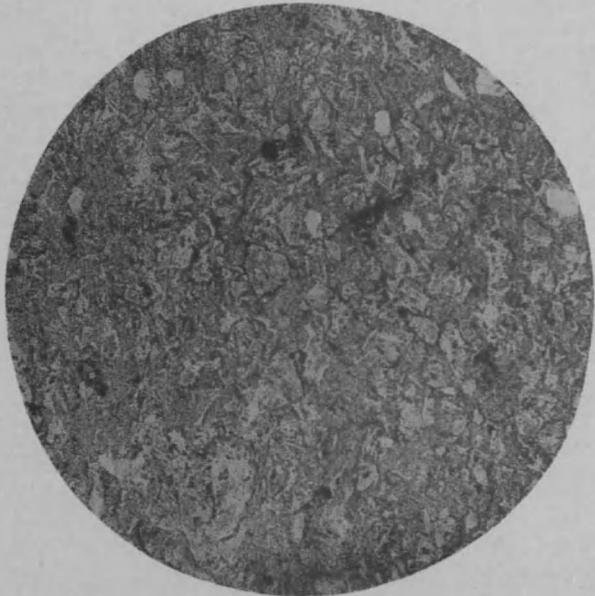


Fig. 2

PLANCHE II.

EXPLICATION DE LA PLANCHE II.

FIG. 3. — Variété à gros grains du gisement 3. — Fragments de cristaux d'albite et de quartz. La masse fondamentale de ton clair est chloriteuse; les plages noires sont des taches de limonite.

Lum. ord. $\frac{20}{4}$ (voir pp. 18 et suivantes).

FIG. 4. — Variété à grains fins de la zone moyenne du gisement 6. — Cette figure représente comme la figure 2, la structure ciné-riforme; particules vitreuses silicifiées avec éclats plus ou moins alignés de quartz et de feldspath; lamelles chloriteuses, les points et les traits noirs sont dus à l'accumulation de limonite.

Lum. ord. $\frac{40}{4}$ (voir pp. 26 et suivantes).

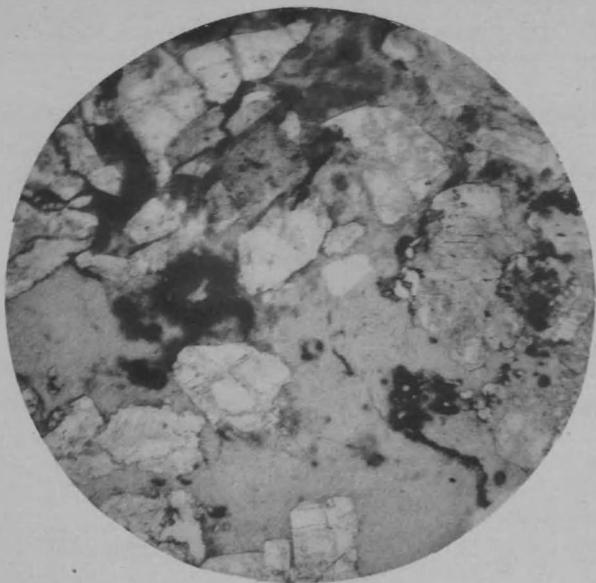


Fig. 3

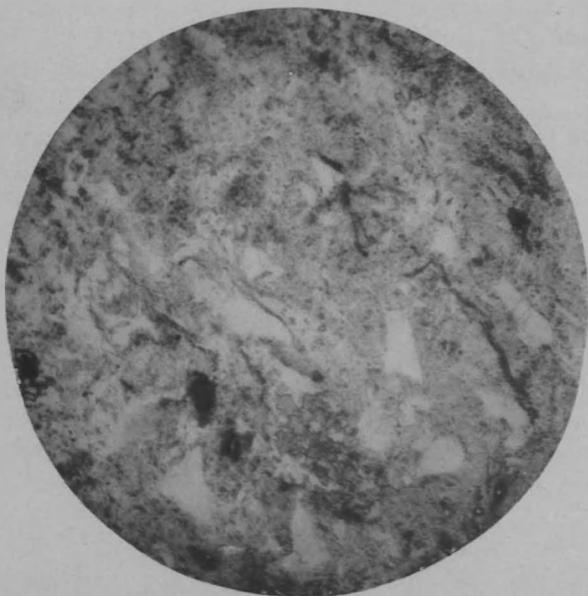


Fig. 4

