

NOTE

SUR

LA DIORITE QUARTZIFÈRE

DU

CHAMP-SAINT-VÉRON (LEMBECQ);

Par MM. de la VALLÉE POUSSIN

et

A. RENARD, S. J.

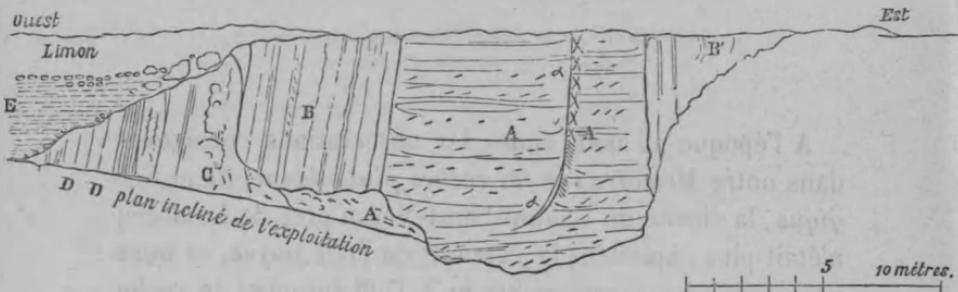


part, et les roches encaissantes, de l'autre, et l'on peut se rendre compte exactement de la nature des unes et des autres.

Voici l'aspect curieux que présente la carrière du Champ-Saint-Véron si on l'envisage suivant une coupe sensiblement perpendiculaire à la direction moyenne des couches siluriennes, et menée par la tranchée qui conduit au fond de l'exploitation.

A, roches dioritiques ou feldspatho-chloritiques, en

Fig. 1.



bancs de texture et d'épaisseur variables. La figure montre que la trace des plans de séparation desdits bancs est voisine de l'horizontale sur la paroi nord de la carrière.

B et B', quartzites feldspathiques d'un gris bleuâtre, passant accidentellement à l'eurite quartzifère épidotique, formant des lits voisins de la verticale et qui concordent avec les couches siluriennes avoisinantes. Ces roches stratifiées limitent les roches dioritiques tout du long de leur bord est. Sur le bord ouest de ces mêmes roches les quartzites B ont été entamés par l'exploitation sur 5 à 6 mètres d'épaisseur (prise perpendiculairement à leurs bancs) et sur 12 à 15 mètres de longueur. Mais après avoir longé le

massif amphibolique, les quartzites sont coupés transversalement par celui-ci. C'est pourquoi l'on ne rencontre plus ces quartzites euritiques sur leur prolongement à la hauteur du plan incliné, par où est censée menée la partie gauche du profil: ils y sont remplacés par les roches A et C.

C, roches tour à tour massives ou schistoïdes devenant amphiboliques dans la profondeur, et feldspatho-chloritiques à la partie supérieure, où elles sont très-altérées.

D, D, couches alternantes de psammites en bancs massifs ou zonaires souvent picotés de chlorite, et de phyllades ou quartzophyllades avec feuilletage très-oblique. Ces couches paraissent inclinées à 80° à 85° vers le S.-S.-O.

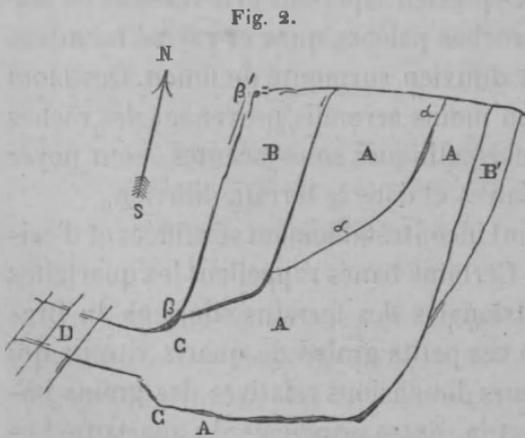
E, sable argileux ypresien supérieur gris-verdâtre ou jaunâtre ravinant les roches paléozoïques et raviné lui-même par le conglomérat diluvien surmonté de limon. Des blocs anguleux ou plus ou moins arrondis provenant des roches amphiboliques et feldspathiques sous-jacentes, sont noyés dans les sables tertiaires et dans le terrain diluvien.

Les couches B sont incontestablement stratifiées et d'origine sédimentaire. Certains bancs rappellent les quartzites des assises septentrionales des terrains siluriens du Brabant: on y observe ces petits grains de quartz vitreux qui se détachent par leurs dimensions relatives des grains imperceptibles formant la masse principale du quartzite. Les couches B d'ailleurs ont souvent un éclat mat ou cireux; elles renferment des parties riches en feldspath et en épidote; et presque toujours leurs fragments minces sont susceptibles de fondre en verre bulleux ou en émail par un bon coup de feu au chalumeau. Nous avons vu, vers la portion centrale de ces couches B, quelques intercalations d'une roche gris-bleuâtre à clivage oblique, et qui n'est autre chose qu'un quartzophyllade légèrement durci. De plus,

en explorant la prolongation des couches B sur la plate-forme qui borde le côté nord de l'exploitation, on les voit passer directement et graduellement à un complexe de psammites feuilletés et de phyllades, dont l'origine sédimentaire ne peut faire l'objet d'un doute.

D'après cela, le système des couches B appartient bien aux assises stratifiées siluriennes du Brabant, quelles que soient d'ailleurs les transformations qu'il a subies; et l'on ne pourrait le considérer, par exemple, comme une masse de composition particulière associée aux roches amphibolofeldspathiques qui lui sont contiguës (1).

Comme il est dit dans la description du profil, les couches B ne s'étendent pas régulièrement au bord



ouest des roches dioritiques; elles sont coupées en partie et transversalement par celles-ci. C'est ce qu'indique le diagramme ci-contre

qui reproduit sensiblement l'état des choses suivant un plan horizontal conduit à la hauteur du bas du plan incliné.

(1) Nous rappelons à cet égard que les roches éruptives du Brabant, et particulièrement les diorites de Quenast et de Lessines enveloppent souvent des noyaux et des lopins qui ont une constitution différente du reste de la masse. On en trouve, surtout à Lessines, qui ont des dimensions gigantesques. Conf. *Op. cit.*, p. 15, à la note.

On y reconnaît que la bande B s'interrompt brusquement au droit des roches amphiboliques et feldspathochloritiques, et qu'on n'en retrouve plus la prolongation à la partie inférieure du plan incliné où l'on devrait s'attendre à les voir. Nous considérons cette structure du massif du Champ-Saint-Véron comme impliquant, pour les diorites de cette localité, une origine *éruptive* et *intrusive*, c'est-à-dire postérieure au dépôt des couches siluriennes encaissantes. D'après nous, la roche endogène s'est frayé le chemin mi-partie dans le plan de stratification et mi-partie suivant une cassure oblique à ce dernier. De là le joint de contact en forme de ligne brisée qui sépare A et C de B. Ce joint anormal en ligne brisée qui sépare les quartzites euritiques de la roche éruptive pourrait s'expliquer sans doute par des cassures ou des failles postérieures à la consolidation des masses; les terrains siluriens du Brabant sont assez dérangés pour autoriser une pareille supposition et, dans cette hypothèse, la diorite du Champ-Saint-Véron pourrait être contemporaine des quartzites et des phyllades qui l'entourent. Mais l'examen attentif du mode de jointure des roches A et B le long de leur ligne de contact écarte, à notre avis, cette manière de voir. En effet, ayant recueilli des échantillons des deux roches adjacentes en diverses places de leur ligne de jonction, nous avons reconnu que leur mode d'assemblage était le même dans la région où le plan de séparation est parallèle aux couches des quartzites feldspathique et dans la région où il leur est oblique. Dans tous nos spécimens indistinctement, les deux roches s'unissent par la soudure la plus intime. Ce n'est pas une simple juxtaposition des surfaces, c'est une sorte de compénétration mutuelle, qui fait que l'on ne saurait marquer à un centimètre près la limite

précise des deux roches, si différentes qu'elles soient d'ailleurs par leur composition ou leur aspect. Un coup de marteau appliqué à l'endroit de la jonction détermine des fragments qui réunissent les deux types. Cette identité dans le mode d'assemblage, que la jonction soit parallèle ou oblique à la stratification, prouve que le rapprochement s'est effectué de part et d'autre dans les mêmes conditions et quand la masse interne était encore à l'état de ramollissement. On ne peut donc attribuer à un dérangement postérieur à la consolidation des roches adjacentes, l'entaille que font les masses amphiboliques et chloritiques dans la bande des quartzites siluriens.

C'est pourquoi il faut écarter l'idée d'une faille postérieure. D'un autre côté, il n'est pas possible de rapporter l'arrêt des couches B contre les roches éruptives à un plissement brusque. La paroi $\beta\beta$ (fig. 2) qui clôt actuellement la carrière à l'ouest est formée par la surface d'une couche continue, laquelle vient buter à son tour contre les roches feldspathiques et chloritiques C, situées au bas du plan incliné. Cette circonstance implique le rejet des couches B sur 5 à 6 mètres d'épaisseur au minimum, rejet qui, d'après ce qui précède, doit être contemporain de l'émission des roches amphiboliques et feldspathiques.

La roche centrale du Champ-Saint-Véron étant considérée comme éruptive et intrusive, il est naturel d'attribuer à son influence l'aspect des bandes B et B' qui la bordent de chaque côté. La bande B' à l'est présente au contact de A un mètre environ de quartzite massif parsemé de gros grains de quartz, comme on en trouve dans les carrières de Blamont, de Jodoigne-Souveraine, etc. Mais des cristaux de feldspath plagioclase ternes et à contours nets se sont développés dans la masse du quart-

zite concurremment avec l'épidote en grains microscopiques, qui donne à certaines portions de la roche une couleur d'un vert clair. Au microscope, des lames taillées d'échantillons des bandes B et B' présentent la plus parfaite analogie; on découvre que ces roches sont formées de grains de quartz ayant environ $0^{\text{mm}},5$ en moyenne; leur forme est irrégulière sans indice de faces cristallines; ils présentent les caractères anguleux des grains de quartz clastiques; ces sections quartzieuses sont criblées d'inclusions liquides avec bulles mobiles, et plusieurs plages de quartz renferment en outre des filaments incolores, extrêmement ténus qui sont bien probablement une substance asbestoïde. Autour de chaque grain s'étend une zone quartzieuse qui relie et cimente les granules que nous considérons comme clastiques. Cette zone est de seconde formation et elle peut surtout parfaitement s'observer, quand on étudie la préparation avec l'appareil de polarisation; on voit alors se détacher de chaque grande section de quartz une bordure dont la teinte n'est pas celle de la partie centrale. Nous n'avons donc pas ici des faits identiquement semblables à ceux qui furent signalés pour les grains de quartz des quartzites par M. Törnebohm (1), car, au lieu de voir, comme l'a observé ce savant, la zone externe de formation postérieure s'orienter optiquement comme le granule qu'elle entoure, nous pouvons distinguer, dans ces roches quartzieuses de Lembecq, par les phénomènes de polarisation chromatique, la silice qui s'est moulée sur les

(1) Törnebohm, *Neues Jahrb. für Miner.*; 1877. On peut rapprocher de ces observations, celles que M. Lossen a publiées sur les filons microscopiques quartzieux dans la porphyroïde de Rübeland (*ZEITSCHRIFT D. GEOL. GESELLSCHAFT*, 1877).

grains de quartz clastiques. L'élément qui domine après le quartz c'est l'épidote, en granules jaune-citron disposés autour des grandes sections quartzieuses et intimement unie à des paillettes chloriteuses verdâtres. Le feldspath est quelquefois reconnaissable, mais presque toujours il apparaît transformé en plages kaolineuses semi-opaques où l'on distingue à peine les formes primitives des plagioclases altérés; ils ne réagissent plus à la lumière polarisée, de sorte qu'il devient très-difficile quelquefois de décider s'ils sont bien du système triclinique ou si l'on ne doit pas plutôt les rapporter à l'orthose.

A part leur constitution minéralogique spéciale, les couches B' sont divisées près du contact par plusieurs systèmes de joints dont les plans sont très-rapprochés les uns des autres et déterminent le débit de la roche en fragments pseudo-réguliers ou colonnaires. Ce mode de cassure ne se voit pas dans les bancs de quartzite normaux du Brabant. Dans l'occasion présente, il nous paraît se rattacher à l'action des diorites.

Les couches B sont plus feldspathiques que les précédentes. Elles sont occupées aussi par plusieurs systèmes de joints dont les uns affectent une direction normale, les autres une direction plus ou moins parallèle au plan de contact des roches d'origine interne. La pyrite, la chalcopyrite, l'épidote, les chlorites et les micas se voient souvent dans les échantillons de cette bande, qui est traversée en outre par plusieurs filons, sur lesquels on reviendra tout à l'heure.

Les roches centrales A et C qui constituent la masse fondamentale exploitée présentent, suivant les places, beaucoup d'hétérogénéité de composition et de diversité de structure. On pourrait partager l'ensemble entre deux

types distincts, mais qui comprennent des variétés et des pressages d'un type à l'autre. On a en premier lieu le type amphibolique : c'est celui que nous avons décrit dans notre mémoire sur les roches plutoniennes. Il occupe surtout la partie centrale du massif A; ces bancs horizontaux ou faiblement inclinés peuvent atteindre quelquefois jusqu'à plus d'un mètre de puissance. Mais on peut rencontrer cette même roche dans le voisinage des couches encaissantes. Elle se distingue par sa structure nettement granitique. Nous ajouterons à notre première description macroscopique que la hornblende s'y présente lorsqu'on l'étudie à l'œil nu ou à la loupe, avec deux teintes quelquefois réunies dans un même échantillon.

Les vertes sont d'un vert poireau à éclat faible, les autres rappellent tout à fait la variété de hornblende dite basaltique par leur couleur d'un noir brunâtre foncé, la netteté de leurs clivages et l'éclat métalloïde très-brillant qui les fait ressortir au premier coup d'œil de tous les éléments environnants. Beaucoup de ces cristaux de hornblende, comme nous le dirons tout à l'heure, sont quelquefois verts à une extrémité et bruns à l'autre. Après ces minéraux c'est le quartz qui joue le plus grand rôle; mais il est assez difficile de le discerner à l'œil nu et de le distinguer du feldspath. Ce dernier élément est comme le quartz en plages très-petites, quelquefois verdâtre ou rosâtre pâle; il y est communément si terne que l'on a rarement l'occasion de voir miroiter les clivages avec cannelures hémitropes décelant les plagioclases. On peut donc juger à l'œil nu que la roche est assez fortement altérée, même dans la profondeur. On constate mieux encore cette altération au microscope, comme nous allons le montrer en décrivant la microstructure de cette diorite.

Comme on peut l'observer à l'œil nu, la structure de la roche du Champ-S'-Véron diffère beaucoup de celle que nous montre les échantillons du massif de Quenast (1). Les lames taillées de la diorite de Lembecq permettent de constater qu'elle ne possède pas de pâte, qu'elle est composée d'un mélange granitoïde où domine surtout l'amphibole quelquefois assez bien cristallisée. Entre les sections de hornblende sont enchâssées des plages de feldspaths, que l'on peut rapporter au système triclinique; le quartz y est répandu sous la forme de sections assez grandes quelquefois; mais le plus souvent il forme des filonnets intercalés entre les minéraux constitutifs qu'il cimente. On trouve comme éléments secondaires l'épidote, la chlorite,

(1) Si l'on adopte la classification proposée par M. Gümbel (*Die paläolitischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges*) pendant la publication de notre mémoire sur les roches plutoniennes, le nom à donner à la roche de Quenast serait plutôt celui d'*épidiorite* que de *diorite*. Les épidiorites apparaissent en filons dans les couches du cambrien supérieur ou du silurien inférieur; elles sont caractérisées par la présence d'amphibole fibreuse pléochroïque, de plagioclases en plages irrégulières ou en lamelles. Comme éléments secondaires on y trouve de l'augite, une matière chloriteuse (chloropite), du fer titané avec leucoxène, ou du fer magnétique, de la pyrite et de l'apatite. Si, comme l'indique M. Rosenbusch (*Physiographie der massigen Gesteine*, p. 272), on ne restreint pas autant que le fait M. Gümbel la question d'âge, et si l'on tient compte surtout de la présence de la hornblende fibreuse, on aurait dans les épidiorites une série lithologique à mettre en parallèle avec les diorites. Le groupe des épidiorites comprendrait alors beaucoup de roches des Vosges et de la Thuringe désignées maintenant sous le nom de diorites. Comme un grand nombre des épidiorites renferment du quartz primaire, on aurait une série épidioritique quartzifère à laquelle se rattacherait la roche de Lessines et de Quenast. Si en outre on tient compte de la structure porphyrique de cette roche, on pourrait la désigner sous le nom d'*épidiorite-porphyrite*. On retrouve cette structure dans la roche de Cossato décrite par Cossa et dans celle de Catanzaro décrite par vom Rath.

le fer titané et très-rarement de l'apatite. Dans les lames taillées étudiées au microscope on ne constate jamais d'alignement pour les minéraux constitutifs de la roche centrale. Ce fait concorde avec les observations stratigraphiques qui ne permettent pas de considérer cette roche comme une couche d'amphibolite plus ou moins schistoïde intercalée régulièrement dans les couches encaissantes. La structure et la composition minéralogique que nous indiquent l'examen en grand et l'étude microscopique nous conduisent donc à classer cette roche parmi les diorites. Si nous la désignons sous le nom de diorite quartzifère, nous devons faire remarquer toutefois que nous ne trouvons jamais ici ces sections hexagonales ou rhombiques que le quartz nous montre si souvent dans la roche de Quenast, et qui prouvent que ce minéral a cristallisé en même temps que les autres minéraux essentiels. Nous admettons que l'altération des éléments de la roche du Champ-Saint-Véron peut avoir donné naissance à une bonne partie du quartz, et qu'il n'y existait pas en quantité aussi considérable au moment de la solidification. Mais le rôle important que le minéral joue ici, nous porte cependant à ranger cette roche dans la subdivision des diorites quartzifères. Nous avons d'ailleurs des raisons, comme nous le dirons plus bas, d'envisager quelques-unes des sections quartzeuses comme n'étant pas d'origine secondaire. Avant de passer à la description de la microstructure de chacun des éléments, ajoutons encore que cette roche de Lembecq s'écarte un peu des diorites quartzifères du type commun parce qu'elle ne contient pas de mica magnésien.

Après ces détails sur l'aspect microscopique des échantillons les plus grenus et les plus riches en amphibole, décrivons les caractères que présentent dans les lames

minces les éléments qui constituent la roche. Comme nous l'avons dit plus haut, le feldspath est subordonné à la hornblende; dans beaucoup de plaques minces c'est à peine si l'on parvient à discerner les plagioclases. Non-seulement les sections feldspathiques sont peu développées et mal terminées, mais la substance même de ces plages est altérée au point qu'il devient presque impossible de reconnaître leurs propriétés optiques. Les plagioclases qui ont résisté à la décomposition se présentent en sections allongées; lorsqu'ils sont taillés perpendiculairement au brachypinakoïde g' , on peut constater que deux lamelles hémotropes accouplées donnent environ 36° , pour la double extinction symétrique des deux côtés de la ligne de macle. Il est donc fort probable que nous avons affaire à des cristaux d'oligoclase. Ce n'est que dans deux ou trois cas exceptionnels qu'il nous a été permis d'observer ces extinctions, car le plus souvent les traces de lamelles polysynthétiques ont disparu, et le feldspath n'apparaît plus alors que sous la forme de petites plages grisâtres peu transparentes, pointillées de noir. D'ordinaire, la décomposition est tellement avancée, qu'on ne peut plus distinguer si l'altération a commencé par la zone externe ou par la partie centrale, comme c'est souvent le cas pour les plagioclases des diorites. On voit dans ces sections transformées en une substance kaolineuse quelques lamelles micacées; des matières verdâtres chloriteuses pénètrent les cristaux de feldspath et s'étalent le long des lamelles hémotropes et des fissures d'allure irrégulière qui traversent ces cristaux. Ces plagioclases enchâssent souvent des granules d'épidote, et ils sont bordés quelquefois par une zone de quartz d'origine secondaire.

La hornblende est l'élément qui joue le rôle principal;

c'est elle que l'on reconnaît le mieux au microscope et que l'on retrouve avec des caractères d'une très-grande netteté dans toutes les plaques minces de la roche centrale du massif.

Au microscope, l'amphibole s'offre avec des formes de section généralement bien développées, montrant ainsi que ce minéral a cristallisé l'un des premiers. Habituellement ces cristaux ont 1 à 2 millim. On reconnaît, dans les plaques taillées, des individus sectionnés suivant la base inclinée, terminés par les faces du prisme et du klinopina-koïde. Ces sections sont hexagonales, sillonnées par des lignes de clivage présentant l'aspect figuré sur la planche II, figure 3 de notre mémoire précité. Les sections parallèles à l'axe vertical sont sillonnées de lignes parallèles répondant au même clivage prismatique. Les contours de la zone verticale $\infty P : \infty P \infty$ sont terminés par des droites nettement prononcées; mais ceux des faces pyramidales sont vagues et peu marqués. Les clivages caractéristiques de $124^{\circ} 30'$ sont indiqués d'une manière tellement nette qu'ils peuvent servir à eux seuls à déterminer l'espèce : détermination que confirmera d'ailleurs tous les autres caractères. Dans la zone $h^1 g^1 (\infty P \infty : P \infty)$, les extinctions ne dépassent pas 15° à 18° . L'amphibole de la roche du Champ-S'-Véron comme celle de beaucoup de diorites quartzifères est brune; elle n'appartient pas à la variété fibreuse. Cet élément est généralement homogène, compacte, peu décomposé dans la roche centrale du gisement. C'est ce que prouvent la netteté des contours, l'homogénéité des sections et la vivacité des réactions optiques avec l'appareil de Nicol. Les plages brunâtres sont fortement dichroscopiques. Ces sections amphiboliques passent quelquefois de la teinte brune au brun jaunâtre, au jaune et au vert.

La zone verdâtre, qui entoure souvent un noyau de hornblende brune, forme comme une pénombre passant insensiblement de la partie colorée en vert à celle de teinte plus foncée. Les clivages se prolongent au travers de toute la plage, qui, malgré la différence de teinte, conserve les mêmes propriétés optiques. Mais dans d'autre cas, la structure intime de la hornblende semble disparaître avec la teinte brune : elle passe à une masse homogène verdâtre plus ou moins foncée, quelquefois composée de lamelles disposées en gerbes, et que nous considérons comme formées d'une matière chloriteuse.

C'est cette substance que nous avons désignée, dans notre mémoire précité, sous le nom de viridite et que nous croyons produite par la décomposition de l'amphibole. Quelquefois on peut démontrer de la manière la plus évidente que cette matière verte chloriteuse doit être rapportée à une altération de l'amphibole. Dans quelques-unes de nos plaques minces, on voit des plages vertes formées de lamelles chloriteuses irrégulièrement groupées; ces sections rappellent par leurs contours ceux d'un cristal de hornblende sectionné. Au milieu de la substance verdâtre gisent bien souvent quelques granules d'épidote; mais en même temps on remarque presque toujours des tronçons du cristal primitif de hornblende qui occupait autrefois toute la plage chloriteuse et dont il ne reste plus maintenant que quelque grains à contours irréguliers dont les positions respectives indiquent qu'ils étaient autrefois unis et formaient un seul individu cristallin. Nous n'avons jamais observé dans cette diorite les associations intimes d'amphibole et de mica magnésien que nous avons signalées pour la roche de Quenast. La microstructure des sections de hornblende nous présente un caractère sur lequel

nous croyons devoir insister : c'est que des cristaux généralement bien terminés à une extrémité présentent sur d'autres parties de leur contours des sinuosités irrégulières, qui indiquent des cristaux atrophés dans leur développement. On remarque aussi que l'intérieur de ces sections n'est pas toujours homogène : les cristaux sont entourés d'une zone d'amphibole brunâtre, le minéral passe, vers le centre, à la teinte verdâtre en devenant fibreux. La coloration de ces fibres peut s'affaiblir jusqu'à devenir vert pâle presque incolore. Parmi les minéraux que nous considérons comme contemporains de la cristallisation de la hornblende, signalons des trémies de fer titané; elles sont souvent enclavées au sein des plages amphiboliques. La hornblende non altérée ne présente pas d'enclaves, sauf ces cristaux d'ilménite; mais lorsqu'elle est décomposée elle renferme de l'épidote, de la chlorite et du quartz que nous considérons comme produits secondaires. Le minéral que nous décrivons est rarement maclé; nous n'avons découvert qu'une seule section dont les propriétés optiques nous montrèrent une macle avec le plan d'assemblage répondant à l'orthopinakoïde h' .

Nous n'avons pas découvert non plus de cristaux brisés dont on pût attribuer la rupture à la structure fluidale, les fragments de hornblende ressoudés par du quartz, et que l'on rencontre très-rarement, ont été fracturés postérieurement à la consolidation de la roche.

On découvre le quartz dans toutes les lames minces de cette diorite; on peut même dire qu'après la hornblende c'est l'élément le mieux représenté, sauf peut-être dans les échantillons les plus compactes de la masse centrale où la hornblende prend tellement le dessus qu'elle refoule les autres minéraux et fait passer la roche à une amphibolite.

Les sections de quartz sont incolores, criblées d'enclaves liquides et de microlithes de dimensions infinitésimales dont la détermination exacte n'est guère possible; nous sommes portés à considérer ces derniers comme des filaments d'asbeste. Ainsi que nous l'avons dit plus haut, le quartz ne nous offre jamais des sections hexagonales ou rhombiques comme celles de la roche de Quenast. Cet élément remplit ici l'espace laissé vide entre les cristaux d'amphibole et de feldspath; il se moule sur ceux-ci, et doit avoir cristallisé en dernier lieu. Dans certains cas il est évident que ce minéral est d'origine secondaire, dans d'autres de grandes plages quartzieuses avec enclaves liquides nous semblent primaires; si elles n'affectent pas de formes cristallines déterminées, c'est une particularité qu'elles partagent avec les feldspaths de cette roche et jusqu'à un certain point avec les hornblendes. Dans certains échantillons on peut dire que le quartz cimente tous les éléments; il forme des veinules intercalées entre les grands cristaux et qui se prolongent dans les sections altérées de hornblende ou de feldspath.

L'épidote que nous considérons comme élément d'origine secondaire, est très-constante dans les lames minces que nous avons étudiées. Elle apparaît d'ordinaire sous la forme de grains irréguliers couleur jaune citron; souvent ces grains sont presque incolores au centre et entourés par une bordure jaune clair. L'épidote se caractérise aussi par des contours foncés dus à l'indice de réfraction élevé de ce minéral; ces sections présentent avec l'appareil de polarisation des teintes vives et brillantes; leur dichroscopisme est très-sensible. Nous n'avons pas trouvé dans nos préparations de cristaux bien terminés. Cet élément se montre enchâssé dans les plages kaolineuses de feldspath

en décomposition, dans les parties chloriteuses qui dérivent de l'altération de l'amphibole, enfin dans des espèces de cavités entre les éléments primaires. Ces cavités remplies de chlorite renferment souvent des sections d'épidote où les formes cristallines de ce minéral apparaissent plus nettement marquées. Il nous paraît que toujours cet élément s'offre avec des caractères d'un minéral produit par l'altération de l'amphibole ou du feldspath (1).

Le fer titané est assez répandu dans la diorite du Champ-S'-Véron; nous avons dit tout à l'heure que ses associations avec l'amphibole indiquaient une formation probablement contemporaine pour ces deux minéraux. Nous n'insistons pas sur la description de cet élément; il se présente parfois en bâtonnets ou en trémies hexagonales recouvertes de leucoxène, que MM. Fouqué et Lévy considèrent comme du sphène. D'un autre côté, M. von Lasaulx, dans son travail sur les roches éruptives de la Saar et de la Moselle, considère comme produit de décomposition de l'ilménite, la formation d'un titanate de chaux ayant de l'analogie avec la perowskite. Ce savant nous a communiqué récemment les résultats de nouvelles recherches entreprises dans le but de fixer la composition minéralogique du leucoxène; l'analyse qu'il a fait de ce produit de décomposition le conduit à considérer comme fondée sa première interprétation.

Reste enfin à décrire les plages verdâtres qui jouent un rôle si considérable dans les échantillons altérés de cette diorite. On peut les distinguer aisément de la hornblende verte, car celle-ci, comme nous l'avons dit, est habituelle-

(1) Cf. A. RENARD, *Diabase de Challes*, BULL. DE L'ACADÉMIE ROYALE DE BELGIQUE, 2^e série, t. XLVI, p. 16.

ment associée à des sections d'amphibole brunâtre dont elle a les clivages et les propriétés optiques. Les plages que nous désignons sous le nom de chloriteuses sont au contraire caractérisées par une structure qui permet de les séparer assez nettement de l'amphibole; les clivages de la hornblende ne s'y retrouvent pas; les fibres chloriteuses ne s'étalent pas en restant parallèles sur toute l'étendue de la plage; généralement elles se replient en gerbes, se ramifient et déterminent des formes herborisées. Quelques-unes de ces plages s'éteignent entre nicols croisés et se comportent comme des substances isotropes; d'autres formées de filaments sont dichroscopiques et les fibres s'éteignent comme le ferait une chlorite hexagonale. Certaines parties chloriteuses sont parfaitement homogènes d'une teinte vert pâle. On trouve ces plages verdâtres habituellement associées à l'épidote; tantôt intercalées dans les feldspaths ou les hornblendes décomposés, tantôt elles se présentent sous la forme de sections indépendantes dans des cavités qu'elles ont remplies postérieurement à la consolidation des éléments primaires. Ces matières chloriteuses ne se comportent pas toutes de la même manière sous l'action de l'acide chlorhydrique : quelques-unes se décolorent, d'autres conservent leur teinte.

La description que l'on vient de lire, se rapporte surtout aux échantillons riches en amphibole et granitoïdes du centre de l'exploitation. Ces détails de structure et de composition minéralogique ne peuvent s'appliquer à toutes les roches du gisement, car elles se présentent avec des caractères lithologiques variables.

Les proportions de l'amphibole et du feldspath sont en particulier sujettes à beaucoup d'oscillations. Nous avons observé, en contact avec les quartzites à gros grains du

bord est, une variété grenue, à feldspath qu'on pourrait prendre pour de l'orthose à l'œil nu, et criblée de petits cristaux courts d'amphibole d'un vert foncé, qui rappelle certaines syénites à grains fins (1). Ces roches d'aspect syénitique étudiées au microscope se montrent généralement très-riches en quartz; cet élément est rempli de filaments incolores qui peuvent être de l'asbeste. Ces inclusions donnent au quartz une apparence laiteuse qui pourrait le faire prendre à première vue pour de l'orthose plus ou moins altéré. On voit encore le quartz sous forme d'amandes à contours irréguliers et en masse vitreuse et grenue remplir des espèces de cavités géodiques. Ce même type dioritique est parsemé de petites masses d'un vert tendre constituées par l'épidote fibreuse et grenue.

Au premier abord cette répartition générale et cette grande abondance de l'épidote, sa présence jusque dans la partie centrale des bancs les plus massifs et dans les régions les plus profondes de la carrière, induirait à penser que cette substance constitue un élément essentiel de la roche du Champ-S'-Véron, comme M. Michel Lévy a cru récemment pouvoir l'affirmer de certaines ophites des Pyrénées, dans lesquelles des agrégats d'épidote se seraient développés au sein même du magma de la roche (2). Mais quoi qu'il en soit des ophites des Pyrénées, cette interprétation n'est pas soutenable pour notre roche de Lembecq.

(1) Nous avons vu, dans les collections, des échantillons de cette variété annotés par M. Dumont, et nous comprenons que dans ses premières notes de voyage, il ait indiqué de la syénite à Lembecq. Il s'est corrigé plus tard. Confr. *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan*, Mém. de l'Acad., t. XXII, p. 293.

(2) *Bulletin de la Soc. géolog. de France*, 5^e série, t. VI, p. 161, 1878.

Parmi les couches d'épidote disséminées dans cette diorite, on en rencontre un grand nombre qui occupent des cavités préalables incomplètement remplies. A mesure que la roche perd en homogénéité en se rapprochant des bords des parois ou des fissures, l'épidote accuse progressivement et plus distinctement son caractère géodique, et, comme on le verra tout à l'heure, elle est répandue avec une extrême abondance dans la plupart des fissures et des filons de ce massif. Nous sommes donc amenés par l'examen macroscopique et par l'étude des lames minces à voir dans l'épidote un minéral d'origine secondaire, dont la singulière diffusion dans les roches dioritiques et autres du gisement dénote la généralité des phénomènes d'altération, déjà indiqués par l'état des feldspaths et des amphiboles.

Enfin nous admettons la même origine secondaire pour les paillettes de phyllite (chlorite et mica) qui sont associées à la diorite. Difficilement perceptibles à la loupe dans les portions les plus massives, elles se multiplient et deviennent plus distinctes au voisinage des fentes et des salbandes, et elles forment des enduits ondulés plus ou moins continus dans certains bancs auxquels elles communiquent une structure schistoïde. Elles paraissent s'être développées surtout aux dépens de la hornblende.

Comme nous l'avons dit plus haut, la plupart des roches dont on vient de parler ont une texture granitoïde. Mais vers la limite des bancs, en même temps que la chlorite commence à prédominer la texture devient stratoïde, puis schistoïde. On passe ainsi à des zones schistoïdes et même feuilletées dont les directions sont à peu près transversales à celles des strates de quartzite. Dans ces zones les hornblendes finissent par disparaître complètement et la roche se convertit en une sorte de schiste plus ou moins

feldspathique, chloriteux et épidotique, généralement peu résistant et fortement altéré. Les zones en question alternent avec des bancs irréguliers de diorite à texture granitique, et ces alternances se répètent depuis la partie supérieure jusqu'aux bancs les plus profonds actuellement exploités à Lembecq. C'est en grande partie à ces modifications périodiques qu'est due la structure en joints transversaux qui est propre aux masses centrales A, A, indiquée dans le profil figure 1.

Les roches chloritiques forment le passage au deuxième type du Champ-S'-Véron. C'est celui qui domine dans la portion de la masse centrale qui borde le système des couches de quartzite euritique B, et qui est associé aux diorites proprement dits dans la portion C du profil vers l'issue intérieure du plan incliné. Des bancs les plus intacts y font reconnaître une roche d'un vert foncé, tacheté de vert plus clair, et laissant apercevoir à la loupe un grand nombre de points blanchâtres dont les uns sont du feldspath et les autres du quartz. Les minéraux d'un vert foncé représentent à peu près exclusivement la chlorite. Ceux d'un vert clair sont des grains et souvent des aiguilles très-reconnaissables d'épidote. On y remarque fréquemment aussi un très-grand nombre de points triangulaires noirâtres, à éclat métallique et qui sont des cristaux octaédriques de magnétite orientés dans tous les sens et souvent reconnaissables à la loupe. Cette roche présente des bancs et des noyaux plus massifs, lesquels sont enveloppés de portions beaucoup plus schistoïdes. Nous avons pris des fragments schisto-compactes de cette roche pour une amphibolite lors de nos explorations de 1874 (1). L'examen

(1) *Op. cit.*, p. 59.

microscopique des plaques minces nous apprend que l'amphibole y manque habituellement. La masse fondamentale apparaît au microscope formée de quartz, dans lequel sont intercalées des lamelles de chlorite très-dichroïque, et quelques paillettes blanchâtres qui paraissent être de la muscovite; la roche est criblée de granules noirâtres avec reflet métallique, qui sont des octaèdres microscopiques d'aimant. Certains bancs de cette roche possèdent une texture granitoïde à gros grains, où dominant des cristaux de feldspath altéré d'un rose saumon, parmi lesquels sont disséminées un nombre immense de plages vertes de chlorite écaillée avec des contours polyédriques qui rappellent les hornblendes dont la chlorite a pris la place.

Cette catégorie de roches présente encore une très-grande résistance en certains endroits, et l'on en confectionne des pavés. Nonobstant leur solidité, nous pensons qu'elles ont subi une transformation profonde par la substitution des phyllites hydratées à la presque totalité de la hornblende qu'elles devaient renfermer à l'origine. Outre la chlorite et l'épidote, on y rencontre en abondance la pyrite cubique, la pyrrhotine et parfois la chalkopyrite. C'est cette variété qui presque toujours se soude intimement aux salbandes des quartzites B et B', et on la retrouve également dans l'accident marqué $\alpha\alpha$ (sur le profil, fig. 1, et le plan, fig. 2) qui coupe obliquement la masse centrale A.

Le long de cette ligne α qui coupe en deux la masse centrale, les diorites granitiques et surtout les bancs feldspatho-chloriteux se replient en se relevant plus ou moins dans une direction verticale, de manière à simuler un ou deux bancs parallèles aux salbandes. Mais cet alignement ne se conserve plus au sud. Il se contourne

suivant une orientation sud-ouest et vient frapper obliquement les quartzites B. Ce singulier accident de structure n'a pas d'analogie avec les fentes postérieures à la consolidation des roches et qui ne font pas défaut dans ce massif; il doit remonter, nous semble-t-il, à l'époque même de l'émission de la roche éruptive.

Avant de passer aux minéraux des filons, nous signalons, dans la diorite à texture granitique ou dans les roches chloritiques, la présence assez fréquente de nodules ayant la grosseur du poing ou plus petits, et qui sont composés d'une espèce d'eurite rosâtre gris jaunâtre ou gris verdâtre pâle. Ils se distinguent immédiatement par leur couleur et leur compacité de la roche à texture granitique où ils sont englobés. Le passage de la roche ordinaire à ces nodules ne s'opère pas d'une manière brusque. Il ressemble plutôt à la soudure de la diorite avec les salbandes: mode de jonction sur lesquels nous avons insisté. Les noyaux d'eurite du Champ-Saint-Véron ont parfois une analogie si grande avec ceux des diorites de Quenast que les produits des deux gisements ne peuvent être distingués les uns des autres. Les premiers prennent quelquefois la texture des porphyres par suite du développement des cristaux de plagioclase, ou bien des prismes de hornblende, ou par l'arrivée de quartz vitreux à contour globulaire. L'épidote n'y fait presque jamais défaut, comme à Quenast et à Lessines; la pyrite cubique y est également très-fréquente.

Nous avons rencontré dans la roche feldspatho-chloritique avoisinant la salbande B un fragment de chloritoschiste de six centimètres de longueur. Cet échantillon taillé en lame mince nous a montré un grand nombre de sections feldspathiques dont les extinctions sont environ

celles de l'oligoclase et, par contre, peu de hornblende; ce dernier minéral est presque entièrement transformé en viridite et en épidote. Le quartz cimente de nouveau tous les éléments, l'épidote y est très-développée, la substance chloriteuse pénètre les cristaux de plagioclase. On y découvre de nombreuses sections de magnétite.

Intimement associée avec le quartz, traversant fréquemment les cristaux de celui-ci et formée, d'après toutes les vraisemblances concurremment avec lui, l'épidote pistazite apparaît en petits prismes, en agrégats bacillaires ou fibreux, parfois avec une texture granulo-compacte. Les cristaux de ce silicate sont semblables à ceux de leurs congénères de Quenast, mais nous n'en avons pas aperçu dont les dimensions des faces permissent une mesure commode au goniomètre de Wollaston. De plus, comme ceux de Quenast et de la plupart des autres gisements, ils sont constamment en lames minces hémitropes assemblées suivant l'orthopinakoïde h^1 .

Les cavités du quartz et les druses d'épidote sont le plus souvent couvertes ou parsemées d'un grand nombre de petites lamelles d'un blanc d'argent qui se trouvent parfois en cristaux d'une grandeur suffisante pour qu'on puisse en faire un examen assez précis. Ce mica transparent en lames minces hexagonales, flexible et élastique, d'un blanc d'argent passant au verdâtre pâle quand les prismes atteignent un quart de millimètre d'épaisseur, fond assez facilement au chalumeau sur le bord des paillettes en un verre trouble ou en émail grisâtre, sans gonflement sensible. Il ne dégage pas d'eau dans le matras, mais il modifie la nuance du papier de fernambouc; il se montre en lamelles hémitropes groupées parallèlement à une des faces verticales m du prisme rhombique, d'où résultent

des cristaux rayonnés autour d'un centre et qui se distinguent : 1° par l'orientation du plan des axes optiques que le microscope polarisant fait reconnaître comme faisant un angle de 60° entre deux cristaux voisins; 2° par leurs stries croisées en barbe de plume de part et d'autre du plan d'assemblage (1). Les stries en question ont la direction de la macrodiagonale dans les micas du Champ-Saint-Véron et le plan des axes optiques coïncide avec la direction de la même droite. L'écart de ces axes dans l'air, mesurées avec le goniomètre de Descloizeaux, nous a paru atteindre 50° environ. Nous avons obtenu la compensation avec un prisme triangulaire de quartz poussé perpendiculairement au plan desdits axes optiques, et l'on en conclut que la bissectrice est négative. Les caractères précités nous font ranger les micas argentins de ce gisement dans les muscovites. Les micas muscovites groupés, comme nous venons de le dire, forment des rosaces. Ces rosaces se croisent quelquefois autour d'un point central et constituent des espèces de globules polyédriques plus ou moins incomplets et engrenés les uns dans les autres.

Le mica s'est développé postérieurement à l'épidote et à une partie du quartz. Cela ressort de sa répartition à la surface ou dans les cavités de ces deux minéraux qui, pour eux, se rattachent presque toujours directement aux parois mêmes des veines. Les autres phyllites sont aussi postérieures aux minéraux précédents. On trouve, dans la partie centrale de plusieurs veines horizontales, un dépôt ocreux, doux au toucher, qui, vu à la loupe, renferme un nombre immense de très-petits cristaux hexagonaux et libres d'une phyllite à éclat nacré, d'un jaune doré, dégageant de l'eau

(1) NAUMANN-ZIRKEL, *Elemente der Mineralogie*. 1877, pp. 551-552.

dans le tube, et se convertissant en une masse brun-rougeâtre sous le dard du chalumeau. Il est très-difficile de se rendre compte en détail de leur forme cristalline, vu la petitesse des individus, et nous n'avons pu constater leurs propriétés optiques. La chlorite en paillettes submicroscopiques, rarement en lamelles hexagonales un peu plus grandes, s'est produite avec profusion dans ces filons. Elle est fusible en un verre noir et appartient, d'après l'ensemble des caractères, aux ripidolites. Ces ripidolites s'entassent en si grande quantité qu'elles forment des lits de plusieurs centimètres d'épaisseur qui revêtent les bandes quartzieuses et qui comblent la plus grande partie des ouvertures filoniennes restées libres les dernières.

Le deuxième système de fentes, lequel est presque vertical et qui est transversal aux couches de quartzite euritique, est surtout occupé par le quartz et la chlorite. Le développement de ce dernier minéral est parvenu à son maximum dans les couches de quartzite. Il s'y est accumulé en bandes feuilletées qui peuvent dépasser 20 centimètres en épaisseur, atteindre plusieurs mètres de longueur, et qui ont l'aspect de véritables couches de chloritoschiste. L'aspect de quelques-unes de ces bandes schisteuses est tout à fait trompeur, particulièrement quand elles ne sont pas entrelacées de zones quartzieuses. Il arrive que la chlorite passe du vert poireau au gris verdâtre ou bleuâtre : elle prend l'éclat satiné, la netteté du feuilletage et jusqu'aux gerçures et l'étirement habituels aux phyllades chloritifères des terrains ardoisiers. Il est tel échantillon extrait de ces filons transversaux, qu'on prendrait sans hésiter pour un fragment de roche provenant d'une couche sédimentaire métamorphique. Des lames minces de ces roches chloritiques montrent qu'elles

sont formées d'un agrégat de fibres très-minces, verdâtres, étirées dans un sens et sensiblement parallèles, légèrement discoscopiques. Elles sont souvent juxtaposées à des linéaments incolores ayant la même orientation et qui nous paraissent être composées de quartz. Certaines plages ont les fibres tellement serrées qu'on a devant soi comme une matière homogène d'une teinte vert pâle, quelquefois colorées sporadiquement par de l'hydroxyde de fer. Ces parties homogènes s'éteignent parallèlement et perpendiculairement au sens de l'allongement des fibres; mais elles renferment des points isotropes. Nous avons donc des raisons de rapporter cette substance chloriteuse à la ripidolithe, ce qui est indiqué d'ailleurs par les propriétés pyrognostiques de ces lamelles. On découvre à l'aide de faibles grossissements que ces plages vertes sont criblées d'enclaves, elles apparaissent alors comme des traits ou des points opaques. Vient-on à les étudier sous de forts objectifs, ces inclusions se résolvent en grains jaune foncé, bordés d'une zone noire, non discoscopiques. Quelquefois cette substance jaunâtre a cristallisé en prismes qui n'appartiennent pas au système monoclinique, mais dont les extinctions nous paraissent sensiblement parallèles et perpendiculaires aux arêtes des prismes. Nous n'avons donc pas affaire ici à de l'épidote, mais bien plutôt à la staurotide que M. Kalkowsky vient de signaler dans les schistes cristallins sous la forme de microlithes microscopiques. Nous avons aussi découvert dans ces plages des sections de tourmaline. La présence de ces éléments habituels dans les roches schisteuses cristallines nous offre pour les parties chloriteuses une analogie de plus avec les phyllades chloritifères. Au point de vue macroscopique, comme nous le disions tout à l'heure, ces analogies sont si profondes que nous avons un

moment confondus ces filons chloritiques avec de véritables couches. Nous avons été dupes de cette illusion à l'occasion des bandes de ce genre rencontrées par nous à la tranchée du plan incliné; nous nous abusâmes complètement sur la direction des couches. Mais on ne peut douter de la véritable nature de ces bandes de chlorotoschistes. Actuellement on peut en voir, sur le rebord nord de l'excavation, qui coupent perpendiculairement les strates siluriennes situées dans le prolongement des bancs de quartzite B, et sur la direction desquelles il n'y a pas lieu d'hésiter.

En remarquant au Champ-Saint-Véron la ressemblance étonnante de structure entre le remplissage feuilleté de certaines veines et de véritables couches schisteuses, nous pensons que des faits analogues ont dû tromper souvent les observateurs qui épiaient le sens des stratifications, dans des terrains anciens fissurés et modifiés, et dont ils n'apercevaient qu'une étendue trop resserrée. Nous constaterons également que dans un même ensemble de roches, le feuilletage, ou pour parler avec plus de précision et à l'instar des géologues anglais (1), le *clivage*, est susceptible de se produire dans des sens très-différents. Les couches siluriennes adjacentes aux diorites de notre gisement sont très-habituellement clivées obliquement à leurs joints de stratification. On en rencontre même ayant ce caractère dans le paquet des couches B et B'. Mais l'alignement de

(1) Cfr. *Memoirs of the Geol. Survey*, t. III, pp. 183 et suiv. On y voit des considérations importantes appuyées d'exemples curieux touchant la distinction du feuilletage proprement et du clivage dans les roches anciennes.

ces clivages est presque perpendiculaire à celui des chlorito-schistes signalés ci-dessus, lequel est lui-même très-différent du clivage visible dans quelques portions des veines de la première catégorie coupant le massif central. Il suit de ces observations, que si les phénomènes de clivage chez les roches schistoïdes résultent en grande partie, comme il paraît établi (1), des pressions latérales subies par les terrains tourmentés combinées avec le glissement mutuel de leurs particules, ces phénomènes sont susceptibles de se produire dans des sens très-différents pour un même massif, quand il est divisé par des fentes en plusieurs compartiments, qui peuvent jouer les uns par rapport aux autres.

Le troisième système de veines que nous avons remarqué est parallèle au plan des couches siluriennes. On en trouve encore des exemples visibles dans le massif B, et nous en avons constaté de meilleurs quand il était moins profondément entaillé par l'exploitation. On rencontre çà et là, la trace de ce système dans la diorite et les roches chlorito-feldspathiques de la partie centrale. Le quartz et la chlorite se sont développés dans les fissures de cette catégorie. La chlorite y a pris parfois une si grande extension, qu'elle donne lieu à de petits lits de chlorito-schiste semblables à ceux dont il a déjà été question. Dans le cas présent ces lits sont parallèles au point de stratification des couches siluriennes et par là même d'autant plus susceptibles d'induire l'observateur en erreur, car en

(1) Voir sur cette question les renseignements historiques indiqués dans le travail publié par un de nous et intitulé : *Mém. sur la structure et la composition minéralogique du coticule*, pp. 8 et 9.

réalité, ils sont constitués par des produits secondaires ayant rempli des fentes (1).

Divers minéraux métalliques se rencontrent dans les fissures que nous venons de décrire, et il nous a paru que c'est surtout dans la dernière catégorie qu'ils sont le plus fréquents. Nous avons constaté la pyrite cubique, puis la chalkopyrite, très-accidentellement la malachite. Nous avons vu de la galène lamellaire de même provenance dans la collection de M. Paul Claes de Lembecq. Enfin un d'entre nous a reconnu quelques grains noirâtres d'un sulfo-arséniure et antimoniure de cuivre qu'on peut rapporter à la tétraédrite (2). Les deux premiers minéraux et notamment la pyrite sont très-souvent disséminés dans la masse des quartzites euritiques. De plus la pyrite unie à la pyrrhotine est très-abondante comme on l'a vu, dans les portions altérées ou limitrophes des salbandes de la masse centrale.

(1) La chlorite écailleuse ripidolithe entassée en masses feuilletées d'une certaine épaisseur n'est pas dans le Brabant un phénomène particulier au gisement du Champ-Saint-Véron. On la rencontre aussi dans les fentes et les cavités des quartzites de l'étage de Buysingen et de Blamont, dans des carrières ouvertes loin des massifs feldspathiques et amphiboliques, par exemple à Dongelberg, à Jodoigne-Souveraine.

(2) *Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. V, pp. xcviij, xcix.