

LE PROLONGEMENT DE LA ZONE MÉTAMORPHIQUE DE BASTOGNE AU GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG (*)

par P. ANTUN (**)

(2 figures dans le texte)

ABSTRACT

In the Belgian Central Ardennes, belts of synkinematic metamorphism of a low pressure type follow the southern flanks of the major anticlinorial upheavals. It is shown that the principal belt, the Bastogne metamorphic zone, extends towards the NE into Luxemburg where it dies out together with the supporting anticlinorial structure. The metamorphism cuts across the stratigraphic sequence and reaches higher levels than hitherto supposed. Its last effects are seen in dark sericitic roofing slates of Upper Siegenian age. They consist of small tabular ilmenite and calcite porphyroblasts, and of pyrrhotite grains with pentlandite exsolutions produced at the expense of sedimentary pyrite.

INTRODUCTION

On sait que la zone métamorphique de Paliseul-Bastogne se superpose au flanc S et, en partie, à la voûte de l'anticlinorium central de l'Ardenne. Vers le NE, soit la frontière luxembourgeoise, les plis s'annoient et comme indiqué par A. DUMONT (1848) et détaillé par E. LEBLANC (1923), le Siegenien inférieur y est ceinturé par une bande de quartzophyllades à intercalations de grès fossilifères du Siegenien moyen. Dans la série schisteuse du Siegenien supérieur qui s'étale largement entre Trois-Vierges et Gouvy, l'anticlinorium de Bastogne et le synclinorium de Houffalize se perdent dans les ondulations du flanc S du massif de Stavelot auquel le synclinorium de l'Eifel vient se souder directement. Ce relai d'éléments structuraux entraîne celui de la zone métamorphique de Bastogne par celle de Vielsalm.

En effet, la transformation des roches s'atténue à l'E de Bastogne et pour A. DUMONT et ceux qui lui ont succédé sur le terrain, les dernières manifestations du métamorphisme, à savoir des tablettes porphyroblastiques d'ilménite et de calcite se voient dans les schistes noirs des environs de Noville-Michamps. Une étude microscopique, entreprise depuis longtemps dans le but de délimiter l'aire dans laquelle la pyrite sédimentaire a été transformée en pyrrhotine nous a montré que le métamorphisme s'étend notablement plus loin vers le NE, jusqu'aux abords occidentaux de Trois-Vierges où il affecte les phyllades ardoisiers du Siegenien supérieur.

(*) Communication présentée durant la séance du 9 mars 1971. Manuscrit déposé à la même date.

(**) Université Lovanium, Laboratoire de Géologie, B.P. 117, Kinshasa XI, République démocratique du Congo.

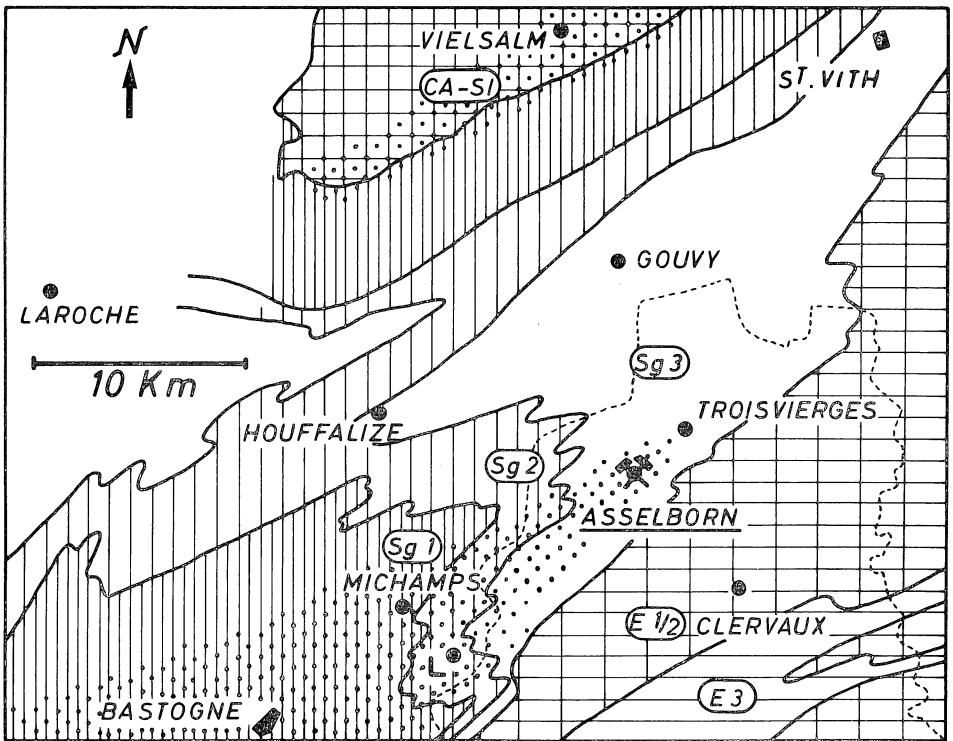


Fig. 1. — Croquis géologique de la région de Bastogne — St.-Vith. Les aires métamorphiques sont indiquées en pointillé. Ca-Si = Cambro-Silurien; Sg = Siegenien (et Gedinnien au S du Cambro-Silurien) 1 = inférieur, 2 = moyen, 3 = supérieur; E = Emsien, 1/2 = inférieur et moyen, 3 = supérieur. L = Longvilly.

LA NATURE DU MÉTAMORPHISME DE BASTOGNE

Les avis concernant la nature du métamorphisme de l'Ardenne ont varié avec les nombreux auteurs qui s'en sont de temps en temps occupé (p. ex. A. DUMONT, 1848; A. RENARD, 1882; J. GOSSELET, 1888; X. STAINIER, 1907; M. LOHEST, 1908; F. CORIN, 1931, 1938; A. VANDENDRIESCHE, 1941; J. MICHOT, 1955; A. BEUGNIES, 1963. Ils sont supposés connus et je me bornerai à rappeler dans ce contexte, en les précisant, mes propres opinions (P. ANTUN, 1953a, b, 1954 a, b, 1955).

1. En dehors des aires métamorphiques, la composante pélitique des sédiments cambro-siluriens et éodévoniens de l'Ardenne centrale a légèrement recristallisé au cours de l'enfouissement, mais les éléments phylliteux, séricite et chlorite, sont demeurés de petite taille, mal formés, effilochés. Lors du plissement, les roches ont été affectées par un clivage transversal, subparallèle aux plans axiaux, dont l'intensité est variable. On sait qu'elle est fonction d'une part du niveau d'enfouissement, du style et de la compression des plis, ainsi que de l'épaisseur et du mode d'association de bancs compétents et incompétents et, d'autre part, de la composition minéralogique, de la structure et du grain des roches. D'une façon générale, les plans de cisaillement sont d'autant plus rapprochés que la roche est homogène et finement grenue, que la

déformation a eu lieu sous une forte charge et que le plan de clivage se rapproche du plan de stratification. Dans ces conditions, les phyllites peuvent être en grande partie réorientées en même temps qu'elles recristallisent. Pour ce qui est du débitage en feuillets minces, tel qu'il est induit artificiellement ou par un début d'altération, il est le plus prononcé dans les schistes dans lesquels un lubrifiant, comme du carbone graphitoïde finement dispersé, a facilité la formation de plans de cisaillement continus, en même temps qu'il s'opposait à une forte recristallisation et à un engrenage des grains.

Au point de vue paragenétique, ces roches appartiennent toutes à la partie supérieure de la zone à chlorite ou mieux, à la zone à mica élastique digéré, pour reprendre le terme utilisé par A. HARKER (1950). Dans les types les plus feuilletés, la séricite peut être bien orientée tout en restant de faible taille. Sa cristallisation n'est cependant nulle part accompagnée par une forte recristallisation du quartz, telle qu'elle marque, dans le métamorphisme régional, le passage à la zone à chlorite proprement dite où se forment alors caractéristiquement des linéoles quartziques fines à structure granoblastique et, en grand, de nombreux rognons de quartz de ségrégation.

2. Les aires métamorphiques longent les flancs S des anticlinaux principaux sous la forme de zones plus ou moins larges et elles peuvent localement déborder sur les flancs N, plus laminés. Si elles sont ainsi en relation évidente avec le plissement, elles ne correspondent pas pour autant à des secteurs intensément déformés. En ce qui concerne la zone de Paliseul-Bastogne, le clivage peut être fort développé dans les environs de Remagne et au S de Libramont dans des bandes écrasées. Partout ailleurs où les plis sont peu comprimés et plus particulièrement autour de Bastogne, il est peu apparent.

3. Les roches métamorphisées n'ont pas subi de modification notable de leur granulométrie originelle, à la naissance de porphyroblastes près. A l'exception de quelques rares schistes phylladeux, le quartz a gardé sa forme détritique et ce n'est donc qu'avec une certaine réticence qu'on emploiera, pour caractériser l'état d'évolution minéralogique, le terme de « facies des schistes verts ». Toutes les paragenèses réalisées dans les pélites se rangent dans ce facies. On distingue : A. Des schistes foncés communs, originellement illitiques, qui montrent dans une zone externe la même association séricite-chlorite que les schistes non affectés, et qui s'en distinguent par l'apparition de petits porphyroblastes d'ilménite, occasionnellement de calcite, ainsi que par la transformation incipiente à totale de la pyrite en pyrrhotine. Vers le centre de la zone apparaît de la biotite brune et ceci d'une façon hésitante, par petites facules groupées en nœuds épars et sans affecter l'aspect peu évolué de ces schistes. Le minéral est le plus souvent mieux formé et plus abondant dans le ciment des bancs de grès intercalés, bancs qui ont été boudinés lors du plissement et dont les ruptures, transformées en veines, ont engendré un gradient de pression et une diffusion concomitante des éléments mobiles de la roche qui a favorisé les réactions métamorphiques. Dans le centre de la zone, la recristallisation est sans aucun doute plus complète et, dans la région de Bertrix, la biotite forme même de petits porphyroblastes trapus dans certains phyllades. L'isograde de l'almandin semble cependant n'avoir été nulle part atteinte. B. A côté des schistes communs, il existe dans le Gedinnien et le Cambro-Silurien des schistes relativement pauvres en K et Mg et relativement riches en Al et Fe, originellement plus kaolineux et d'origine probablement estuarienne. Ils présentent l'association séricite-chlorite (parfois abondante)-magnétite ou, fréquemment, séricite-chloritoïde-chlorite avec localement des traces de biotite. La présence de staurotide ne me semble pas établie.

4. Dans ces conditions, on est surpris de voir apparaître des phases qui, dans les types communs du métamorphisme régional ne se présentent que dans des facies plus évolués. C'est ainsi que la formation d'andalousite dans les schistes à chloritoïde de Vielsalm a quelque chose d'insolite. De même, la formation de plagioclase basique atteignant la composition de la bytownite dans de nombreux grès à ciment légèrement carbonaté et dans les concrétions associées du Siegenien inférieur de toute la région de Bertrix-Libramont-Bastogne, minéral jusque-là confondu avec le quartz, paraît à première vue anormale. En Ardenne comme ailleurs, on a eu tendance à imputer des anomalies pareilles à deux actions distinctes : un premier métamorphisme de type régional aurait engendré le clivage et, à côté des micas, des minéraux réputés stress, tel que le chloritoïde; un deuxième, essentiellement thermique et statique, aurait été surimposé localement à certaines roches et y aurait provoqué la formation de phases réputées antistress ou de haute température, telle que l'andalousite. Cette dernière action a été attribuée à des masses intrusives proches.

5. Dans notre région, ces masses ne peuvent être mises en évidence. Mais on y observe des filons de quartz vitreux, liés généralement à des bancs compétents, dont les épontes sont tapissées par de grandes paillettes de biotite, des lamelles d'ilménite et de gros grains de plagioclase assez calcique (andésine). En même temps, les roches encaissantes peuvent montrer des modifications diverses : Par suite de la migration préférentielle de certains composants vers les fractures, elles peuvent être appauvries aux épontes en un tel minéral et relativement enrichies en tel autre. Par suite de la relâche des contraintes autour de la rupture, le clivage y est souvent moins marqué, la roche y est plus massive et peut ressembler à une cornéenne, d'autant plus que le grain y est parfois plus grossier à cause de la circulation intense des fluides. On constate, en outre, que la formation de veines et rognons de quartz s'accompagne souvent d'une réduction du fer ferrique des épontes, due peut-être à l'afflux de composés organiques. De l'ensemble de ces faits, la plupart des auteurs ont conclu à l'origine magmatique des filons en question que l'on a qualifié de pegmatites, apaites, pneumatolytes, hydrothermalites et auxquels on a attribué une action de contact thermique. En fait, il s'agit de veines de différenciation métamorphique dépourvues de racines, dont la minéralogie correspond qualitativement à celle des roches encaissantes et qui sont, par ailleurs, en relation évidente, non pas avec un réseau de fractures quelconque attribuable à une intrusion sousjacent, mais avec le plissement. Dans la région de Bertrix-Bastogne, le boudinage des bancs gréseux compétents leur est strictement coordonné. On sait que le concept même et le terme de boudinage sont nés à Bastogne.

6. Le métamorphisme de l'Ardenne n'est donc pas composite. Il s'est, bien sûr, étalé dans le temps et plus précisément dans la période de déformation. Il est syncinématique : partout où les roches présentent une schistosité appréciable, les porphyroblastes provoquent l'écartement des filets schisteux et occasionnent des halos d'étiement. Comme indiqué ci-dessus, les ruptures des roches élargies lors du plissement ont été minéralisées par les paragenèses métamorphiques. Enfin, on distingue souvent une phase de dégradation minéralogique tardive qui est en rapport avec les derniers mouvements et qui a entraîné la formation de carbonates, chlorite, pyrite et marcasite aux dépens des phases de haute température. Cette paragenèse peut être concentrée dans les étranlements qu'ont subis les veines de quartz vitreux. Il est exact que nos roches avaient subi une certaine déformation avant qu'elles n'aient cédé par cisaillement et fracturation, et il se peut que les schistes aient même présenté un clivage incipient avant que ne débute la recristallisation métamorphique. Il est cependant faux de croire que la compacité relative de nombreux schistes de la voûte

modérément plissée de Libramont-Bastogne est due à un recuit posttectonique de roches auparavant bien clivées, comme l'ont admis P. FOURMARIER et al. (1968, en particulier p. 224).

7. Au cours des dernières années, on s'est rendu compte qu'à composition chimique égale, les roches métamorphiques ne présentent pas partout les mêmes faciès (cf. A. MIYASHIRO, 1961; A. HIETANEN, 1967). On en déduit que la relation qui lie l'augmentation de la température à celle de la pression ou de la profondeur d'enfouissement n'est pas aussi simple qu'on ne l'avait d'abord admis et qu'il faut distinguer un certain nombre de types de métamorphisme régional. Il appartient au pétrographe de terrain d'établir la situation géologique qui conduit à ces divers types paragenétiques. Elle peut varier d'un orogène à l'autre et, dans un même orogène, d'un secteur à l'autre. En Ardenne, le métamorphisme présente des traits intermédiaires entre ceux des aureoles thermiques d'intrusions mises en place dans les niveaux froids de la croûte et ceux des zones internes, plus intensément déformées de l'orogène hercynien. Il allie une élévation importante de la température à une pression hydrostatique modérée et il se situe dans un secteur à style synanticlinorial souvent ouvert. On peut penser que l'élévation de température a été déterminée par des intrusions synkinématiques profondes. Elles se seraient localisées en bandes allongées à l'arrière d'écaillés du substrat, arrachées et entraînées vers l'avant-pays. En outre, l'étroitesse et la nature très discordante de certaines zones métamorphiques de l'Ardenne donnent à penser qu'en plus d'un échauffement général par conduction simple, il a dû se produire un échauffement plus local induit par des gaz qu'auraient canalisés les zones de tension prolongeant vers le haut les arrachements du bâti.

L'ÉVOLUTION DES ROCHES A L'EST DE BASTOGNE

Nous avons étudié l'évolution des roches à l'E de Bastogne surtout le long de la route de Trois Vierges qui court parallèlement aux axes des plis, mais qui par suite de l'ennoyage NE recoupe successivement le Siegenien inférieur, moyen et supérieur.

SIEGENIEN INFÉRIEUR

Les carrières de Bastogne exploitent un niveau de bancs de grès-quartzites à ciment séricito-ou chlorito-biotitique, auquel se joint du plagioclase de la composition de l'andésine. Il vient de Bertrix en passant par Libramont et Morhet et il s'avance vers le NE jusqu'à Neffe sur le rail Bastogne-Wiltz. De là il rebrousse vers Savy et Réchival. Ces quartzites contiennent dans leur partie supérieure des aires concrétionnaires dont le ciment carbonaté a engendré une paragenèse complexe dont il sera fait ici abstraction. On retrouve les même paragenèses à Neffe où le métamorphisme maintient donc la même intensité qu'à Bastogne.

Au-dessus du paquet gréseux suivent des schistes d'abord chloriteux, à cone-in-cone, puis des schistes bleu-noir riches en tablettes d'ilménite et de calcite. Tout le long de la route de Trois-Vierges qui court suivant l'axe des plis, ils montrent de petits nœuds de biotite brune, mais dans la coupe du chemin de fer, le métamorphisme s'amortit et la biotite disparaît à mi-chemin entre Neffe et Benonchamps.

Dans les schistes sont intercalés quelques bancs de grès verdâtre qui, vers le sommet de l'assise, se groupent et qui sont exploités, ensemble avec les schistes quartzophylladeux intercalés, en face de la borne routière n° 7. (Cette carrière a été déjà décrite par E. LEBLANC (1923, p. 305) à qui on est redevable de l'étude minu-

tieuse des allures et de la stratigraphie de la région). Ces roches séricito-chloriteuses montrent des nœuds de biotite. Leurs parties pélitiques sont relativement compactes comme le sont fréquemment les schistes de la voûte peu ondulée de Bastogne, ce qui leur a valu le nom de cornéites. Nous en parlerons plus loin. A l'E de la borne 7, la route recoupe un dernier niveau de schiste noir, pur, qui forme par définition le toit du Siegenien inférieur. C'est lui qui, à Michamps, a montré à A. Dumont les dernières ilménites reconnaissables à l'œil nu.

SIEGENIEN MOYEN

En direction de Longvilly, on entre dans des quartzophyllades durs, riches en quartz et en mica détritique, bleus à verdâtres suivant la prédominance des laiettes pélitiques ou gréseuses. Ils renferment par endroits la faune du Siegenien moyen et forment ici une ondulation synantyclinoriale ouverte, à pendages de 45° au maximum. Ces roches constituent les falaises du calvaire de Longvilly, occasionnent les petites chutes du ruisseau et elles sont exploitées dans la carrière du moulin. A leur sujet, P. FOURMARIER et al. (1968, p. 180) ont émis l'avis qu'il s'agit « d'une roche compacte, originellement schisteuse, mais dans laquelle n'apparaît plus aucune trace de schistosité. On peut la considérer comme ayant subi la transformation maximale conduisant à la cornéite, après l'achèvement de la phase tectonique majeure ». A vrai dire, les quartzophyllades en question sont très frais, massifs et durs à casser, mais ils ne sont pas dépourvus de clivage et se cassent plus volontiers suivant cette direction que suivant d'autres. La schistosité est d'ailleurs très redressée et recoupe le litage sous un grand angle, ce qui ne favorise notablement pas le débitage schisteux. Le microscope montre que le feutre de brindilles de séricite et de chlorite (10 à 20 microns) est clivé mais assez peu orienté. Cette structure est originelle et imputable d'une part à la nature assez compétente de ces roches, et, d'autre part, à la faible compression des plis. On note que le cisaillement n'a guère occasionné le basculement des petits micas détritiques disposés à plat suivant la stratification et qu'il n'a pas davantage occasionné de plissement des laiettes gréseuses, comme cela est de règle dans les charnières des plis fort comprimés. Il n'a donc jamais existé un bon clivage dans ces quartzophyllades. En outre, on observe que les fines paillettes du feutre ont réarrangé leur réseau et présentent des contours nets. Les granules de quartz détritique ont eux aussi recristallisé légèrement et les phyllites s'y trouvent pincées par un bout ou l'autre, ce qui augmente la ténacité de la roche et empêche la formation de plans de débitage continus et lisses. En même temps que les éléments communs de la roche ont recristallisé, il s'y est formé de nombreuses tablettes microporphyroblastiques d'ilménite (30 microns), des aires formées de quartz, rutile et sphène qui pourraient constituer des pseudomorphoses de grains de titanomagnétite détritique, ainsi que des paillettes et lambeaux trapus, épars, de biotite brune. Ce dernier minéral a été remarqué aussi par M. HEYART (in P. FOURMARIER, op. cit.) et son mode de cristallisation nécessite quelques commentaires : Cette biotite est, en effet, à Longvilly comme dans toutes les roches biotitifères de la zone de Bertrix-Bastogne, peu allongée, trapue, agrégée souvent en nœuds, dépourvue d'une bonne orientation. On a voulu y voir la preuve de sa formation posttectonique, tout comme les auteurs précités pensent que le manque d'orientation des porphyroblastes de chloritoïde et d'ilménite indique un métamorphisme postérieur au clivage. Ce raisonnement est hâtif et erroné, ce que démontrent les halos d'étirement parallèles à la schistosité qui accompagnent les porphyroblastes qui, dans certains cas, peuvent avoir été cassés. La même démonstration peut être faite par la considération des veines des boudins liserées de biotite grenue. Si la séricite de ces schistes à clivage transversal

(d'ailleurs le plus souvent faible à modéré) est en partie orientée, c'est que des germes préexistants ont été orientés mécaniquement et ont continué à croître dans le plan de cisaillement. Des phases nouvelles qui naissent au cours du laminage de roches dont la masse n'est pas affectée par le cisaillement montrent une orientation quelconque. Ce n'est que dans des conditions où presque tout le matériaux rocheux recrystallise et où, plus particulièrement, le quartz détritique est mobilisé que les nouvelles phases, p. ex. la biotite acquièrent une bonne orientation et un facies très aplati. Or, nous y avons attiré l'attention dès le début, une telle foliation n'est pas réalisée en Ardenne.

Vers la frontière luxembourgeoise, la route recoupe la partie supérieure du Siegenien moyen, mieux différenciée en schistes purs et bancs de grès. On peut en prélever des échantillons frais sur les terrils de l'ancienne mine PbZn d'Allerborn. Outre le quartz prédominant, ces grès comprennent une forte proportion de feldspaths détritiques et de nombreuses pelotes phylliteuses de même dimensions (150 microns) qui ont recrystallisé ensemble avec le ciment. Il s'y joint, parfois en abondance, du carbonate organodétritique dolomitisé (10 mol % de Ca (Fe, Mn) (CO₃)₂) dérivé en grande partie de crinoïdes et de polypiers. Il semble que ce soit à cette composition relativement basique qu'est dû le fort développement que la biotite brune acquiert dans ces grès grauwackiens. L'isograde de la biotite monte donc jusqu'au sommet du Siegenien moyen et pénètre en territoire luxembourgeois, sans cependant s'y poursuivre fort loin.

SIEGENIEN SUPÉRIEUR

Le Siegenien supérieur a une composition monotone, essentiellement phylladeuse, de sorte qu'il est difficile à subdiviser. En outre, il subit en direction du NE un ensablement progressif et sa limite contre l'Emsien est floue.

Comme les roches, incompetentes, ont été assez violemment plissées, la tectonique détaillée est elle aussi difficile à établir. Il suffira de constater ici que le clivage est fort exprimé et incline constamment de 60 à 80° au S, jusqu'au delà du contact avec l'Emsien inférieur de Sassel. Toute la structure anticlinale prend ainsi, au fur et à mesure que le substrat cambro-silurien s'abaisse et que les axes plongent, une allure déjetée vers le massif de Stavelot. Le flanc N du synclinorium de Wiltz-Clervaux montre un clivage raide au N, mais il s'intercale entre lui et l'aire prolongeant l'anticlinorium de Bastogne une zone charriée vers le S lors de mouvements tardifs, postérieurs aux plis et au clivage. Elle n'est pas atteinte par le métamorphisme qui ne s'étend plus à l'Emsien de Sassel et nous n'en aurions pas parlé si elle ne démontrait pas utilement que l'évolution de nos roches n'était pas close avec leur plissement principal.

Dans le prolongement de la zone métamorphique, nous avons examiné près de la frontière les phyllades quartzophylladeux de la partie inférieure de l'assise dans la nouvelle carrière de Trotten, au S, et dans la carrière d'entre Weiler et Hoffelt, au N. Ces deux affleurements sont situés l'un comme l'autre sur le flanc N d'anticlinaux secondaires et le clivage y recoupe la stratification sous des angles très ouverts. Il est cependant fort exprimé et il s'accompagne de filons de quartz à carbonate et traces de muscovite et de sulfures là où les couches présentent des ondulations locales. L'évolution des roches est comparable à celle des ardoises d'Asselborn décrites ci-après : elles montrent d'abondantes tablettes d'ilménite d'environ 100 microns de diamètre, mais elles sont dépourvues de biotite de néoformation et appartiennent à l'auréole extérieure de la zone métamorphique.

Entre les anticlinaux de Weiler et de Trotten s'intercale un synclinal comprimé qui renferme un paquet de schiste ardoisier. Son exploitation a été tenté à Keimicht, mais elle est actuellement limitée à l'ardoisière de Deimeschbach, à l'W d'Asselborn. Les couches y pendent de 80° N et sont recoupées en sifflet par le clivage qui incline d'environ 70° au S. On se trouve non loin de la charnière synclinale et des blocs quartzophylladeux, rejetés sur le terril, montrent des plissements secondaires.

Les ardoises d'Asselborn sont bleu-noir à bleu-gris, sonores et luisantes. A l'exception de quelques grosses pyrites squelettiques, cantonnées le plus souvent dans des laiettes quartzophylladeuses, elles ne montrent pas de porphyroblastes grenus. Le phyllade normal est formé par un feutre de courtes paillettes de séricite (10 à 20 microns) auxquelles s'ajoute une bonne proportion de quartz en granules de même taille. On y trouve dispersés quelques grains détritiques atteignant près de 100 microns : du quartz, des sandwichs trapus de chlorite-séricite dérivés de biotite dégradée, et un peu de feldspath. Ce fond est recoupé par des filets schisteux serrés qui dissèquent la roche en longues lentilles effilées, épaisses souvent de vingt microns

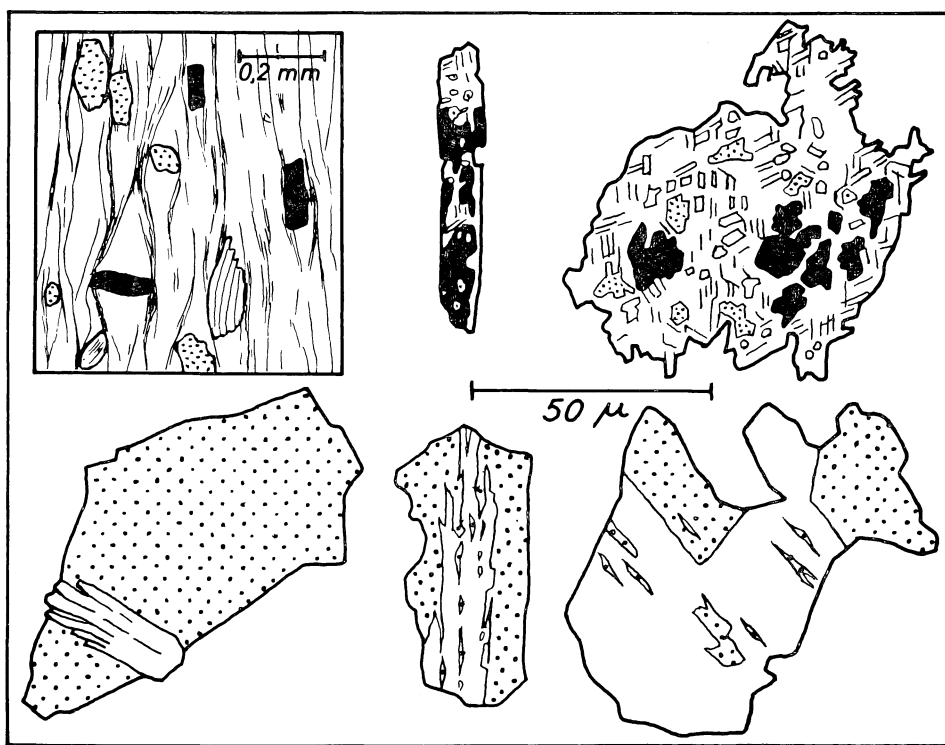


Fig. 2. — A gauche en haut : Croquis montrant l'allure des plans de clivage et leur écartement autour de tablettes d'ilménite (en noir) comme autour de gros grains de quartz (pointillé) et de chlorite (rayée) détritiques. — A droite en haut : Porphyroblastes d'ilménite partiellement rutilisés en section perpendiculaire et en section parallèle à la base. Ilménite résiduelle en noir, rutile indiqué par traits, inclusions de quartz en pointillé. — En bas : Grains de pyrrhotine (pointillé) à exsolutions de pentlandite (blanc). Les dessins montrent la variabilité de la proportion de pentlandite. Celui de gauche illustre le fait que les flammes de pentlandite peuvent se projeter légèrement en dehors du grain duquel elles se sont démixtées et qu'elles montrent alors des facettes idiomorphes.

seulement, mais contournant les gros grains détritiques. Dans les plans de cisaillement, la séricite est allongée en lanières minces bien orientées et pigmentées par des granules submicroscopiques de carbone. Parfois, et surtout au voisinage de filons (voir plus loin) vers lesquels le quartz du fond a émigré, l'ardoise est formée essentiellement de séricite orientée et prend l'aspect d'un séricitoschiste.

La roche est parsemée de tablettes idiomorphes d'ilménite qui mesurent en moyenne 70 sur 20 microns. Elles sont éparpillées de façon uniforme. S'il est vrai qu'un grand nombre d'entre elles ont des orientations proches de celle des plans de clivage, d'autres sont disposées transversalement et obliques, comme le font les grains de quartz grenu, les filets schisteux à s'écarter autour d'elles. Elles occasionnent alors de faibles halos d'étirement comblés surtout par une chlorite subisotrope.

Les cristaux, qui enrobent des granules arrondis de quartz, sont délimités par la base et peuvent montrer, en outre, des indications de faces de rhomboèdre. En général cependant, le contour des paillettes est quelconque (fig. 2). Dans de nombreux traités de minéralogie, on professe une opinion erronée, suivant laquelle l'ilménite serait une phase de haute température, catazonale. En fait, cet oxyde apparaît dans la plupart des schistes noirs, réduits, comme un des premiers minéraux de métamorphisme. Il se forme aux dépens des fines aiguilles de rutile dispersées dans les mêmes niveaux non métamorphisés et de fer ferreux puisé vraisemblablement dans des chlorites. La présence de halos d'étirement démontre sa naissance hâtive. A Asselborn, et les mêmes faits s'observent dans de nombreux schistes à ilménite épizonaux, l'ilménite a été affectée par une transformation rétrograde et partiellement épigénisée par des aiguilles de rutile disposées suivant les faces d'un rhomboèdre. Lorsque cette altération se produit, la pyrrhotine éventuellement présente dans les roches est généralement attaquée par de la pyrite. L'agent de ces transformations est difficile à saisir. Il s'agit probablement d' H_2O et de CO_2 qui continuent à être expulsés de zones plus évoluées à un moment où l'enveloppe faiblement métamorphique est déjà retournée à des conditions de température plus normales (cf. P. ANTUN, 1967, p. 225).

Les ardoises renferment parfois un deuxième minéral de métamorphisme, à savoir de minuscules tablettes de calcite aplaties suivant la base, comparables en plus petit à celles de nombreux autres terrains métamorphiques et plus particulièrement du Siegenien inférieur et du Gedinnien de la zone de Bastogne (P. ANTUN, 1953b, 1963). A notre avis, elles pourraient dériver de carbonate dolomitique organo-détritique, présent parfois en essaims dans les schistes d'Asselborn. On constate en tout cas que dans ces strates, la chlorite acquiert un développement considérable aux dépens de la séricite et il est logique d'admettre qu'elle a puisé son magnésium et son fer dans le carbonate détritique, partiellement dédolomitisé.

Une troisième preuve de l'élévation anormale de la température subie par le Siegenien supérieur d'Asselborn est fournie par de petits agrégats de sulfure, formés essentiellement par de la pyrrhotine à exsolutions de pentlandite et par des traces de chalcopyrite et de blende. La pyrrhotine se présente en plages et lambeaux de contour polygonal quelconque. Ils n'évoquent pas des pseudomorphoses de pyrite, mais ils sont dûs indubitablement à la transformation métamorphique de cette dernière, attestée à Serpont par des pseudomorphoses de gros cubes et, ailleurs dans la zone de Bastogne, par des structures framboïdales reprises par la pyrrhotine dont les grains recourent, ensemble avec la pentlandite associée, ces formations diagénétiques hâtives. Nous reviendrons prochainement sur le métamorphisme de la pyrite sédimentaire en Ardenne et il suffit de constater ici qu'il indique, en même temps qu'une élévation de température de l'ordre de 300°C, une pression partielle de S faible, c'est-à-dire une charge relativement modérée. La facilité avec laquelle la pyrite a cédé,

même dans l'enveloppe très peu évoluée de la zone métamorphique, corrobore notre opinion exposée plus haut, à savoir que le métamorphisme de l'Ardenne appartient au type de basse pression. On remarquera (fig. 2) que les exolutions de pentlandite prennent la forme des « flammes » bien connues de pyrrhotines nickelifères d'origine magmatique. Elles présentent une particularité souvent réalisée dans les occurrences métamorphiques, à savoir qu'elles peuvent se projeter légèrement hors des limites du grain de pyrrhotine en prenant alors des formes idiomorphes. La démixtion a dû avoir lieu dans des conditions de refroidissement très lent qui ont permis une mobilité moléculaire prolongée qui se reflète d'ailleurs aussi dans la répartition capricieuse de la pentlandite : absente dans de grandes plages de pyrrhotine, elle peut ailleurs former la plus grande partie d'un grain.

Au delà d'Asselborn, le métamorphisme s'évanouit en même temps que l'anticlinorium de Bastogne. Les phyllades de Trois-Vierges ne montrent ni porphyroblastes d'ilménite et de calcite, ni grains de pyrrhotine.

Il en est de même vers le N et, pour retrouver des indices de recristallisations impliquant des températures anormalement élevées, on doit s'approcher de Salm-Château. La région intercalaire, quoique formée de couches plus anciennes et plus profondément enfouies, n'a pas été affectée.

Il nous reste à revenir sur l'occurrence de grandes pyrites squelettiques dans les schistes du Siegenien supérieur, aussi dans ceux de la région métamorphique. L'observation montre qu'ils recourent à l'emporte-pièce les filets schisteux, filets qui peuvent réapparaître, sans montrer le moindre dérangement, dans des cases de schiste emprisonnées par la pyrite. Celle-ci est indubitablement postérieure à la déformation principale et au métamorphisme. On en rencontre aussi dans les filonets de quartz-dolomite (22 mol% (Fe, Mn) Ca (CO₃)₂-calcite qui recourent en sifflet le clivage des ardoises d'Asselborn et qui se rencontrent en abondance dans toute la région jusqu'à la zone minéralisée de Longvilly. Ces filons tarditectoniques comprennent, à part la pyrite, de la marcassite, de la galène, de la blende claire et des traces de chalcoppyrite. Ils sont probablement dûs à l'exsudation et dûs aux mêmes solutions que nous avons rendues responsables de la rutilisation de l'ilménite.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTUN, P., 1953 a. — Laumontite de Serpont. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 78, p. B 63-72.
- ANTUN P., 1953 b. — Les porphyroblastes de calcite du Dévonien métamorphique de l'Ardenne — *Ibidem* p. B 73-82.
- ANTUN P., 1954 a. — Sur des pseudomorphoses de pyrite et le mode de formation métamorphique de quelques sulfures de l'Ardenne. *Ibidem* p. B 343-358.
- ANTUN P., 1954 b. — Gisement de *Rhenorenselaria crassicosta* et *Pteraspis* à Bastogne. *Ibidem* p. B 359-360.
- ANTUN, P., 1955. — Épidote de Libramont. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 79, p. B. 29-31.
- ANTUN P., 1963. — Sur l'occurrence d'idioblastes de calcite aplatis suivant la base dans le massif du Brabant et au Bas-Congo. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 85, p. B 371-381.
- ANTUN P., 1967. — Sedimentary pyrite and its metamorphism in the Oslo region. *Norsk geol. Tidsskrift*, v. 47, p. 211-235.
- BEUGNIES, A., 1963. — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. France*, n° 273.
- CORIN, F., 1931. — Coup d'œil sur la zone métamorphique de Paliseul. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 41, p. 340-381.

- CORIN, F., 1938. — A propos des grenats de la région de Bastogne-Libramont; quelques caractères lithologiques de la zone de Paliseul. *Bull. Soc. belge Geol.*, t. 48, p. 451-473
- DUMONT, A., 1848. — Terrains ardennais et rhénan. *Mém. Acad. roy. Belg.*, coll. in-4°, t. 20.
- FOURMARIER, P., BINTZ, J., LAMBERT, L., et HEYART, H., 1968. — Anomalies de la schistosité dans le Paléozoïque de la Haute-Ardenne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 91, p. M. 171-269.
- GOSSELET, J., 1888. — L'Ardenne. PARIS.
- HARKER, A., 1950. — Metamorphism — LONDON
- HIETANEN, A., 1967. — On the facies series in various types of metamorphism. *Jour. Geol.*, v. 75, p. 187-214.
- LEBLANC, E., 1923. — Le contour de l'anticlinal de Bastogne. *Mém. Inst. géol. Lowain*, t. 2, p. 289-396.
- LOHEST, M., 1908. — De l'origine du remplissage des veines et des géodes dans les roches des terrains primaires de Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 36, p. B. 200, 245, 275.
- MICHOT, J., 1955. — Genèse du chloritoïde en milieu statique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 78, p. M. 3-49.
- MIYASHIRO, A. 1961. — Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrology*, v. 2, p. 277-311.
- RENARD, A., 1882. — Les roches grenatifères et amphiboliques de la région de Bastogne. *Bull. Mus. roy. Hist. natur. Belg.*, t. 1.
- STAINIER, X., 1907. — Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne. *Acad. roy. Belg., mém. in-4°, 2^e sér.*, t. 1.
- VANDENDRIESSCHE, A., 1941. — Bijdrage tot de petrographie der metamorphe gesteenten van de streek van Bastogne-Libramont, — GENT.

