

## MYLONITES, BLASTOMYLONITES ET DOMAINES POLYMÉTAMORPHIQUES (\*)

par J. BELLIERE

(8 figures dans le texte)

### RÉSUMÉ

Cette note est un essai de classification des roches à caractère mylonitique, en fonction de la profondeur (conditions régionales de  $p$  et  $t$ ) où elles sont engendrées. Par « roche à caractère mylonitique », on entend ici une roche qui a subi des déformations cassantes à l'échelle des minéraux et qui présente, par conséquent, une réduction de la granularité par rapport à un substrat originel plus grenu.

On distingue ainsi, selon la profondeur croissante : les cataclasites, les schistes mylonitiques, les blastomylonites et les gneiss à quartz discordant.

Ces divers types constituent une famille de roches liées entre elles par leurs caractères structuraux et entre lesquelles il est possible de trouver toutes les transitions. Leurs caractères pétrographiques sont décrits.

Leur étude systématique est susceptible d'apporter une contribution précieuse à l'analyse des ensembles cristallophylliens polymétamorphiques, dans lesquels elles sont souvent largement représentées.

### ABSTRACT

This note attempts a classification of mylonitic rocks as a function of the depth (regional conditions of  $P$  and  $T$ ) where they were produced. The term « mylonitic rock » is here taken to mean a rock which has undergone brittle deformation at the scale of the mineral grains and which shows, consequently, a reduction of grain size with respect to the original material.

In order of increasing depth one can distinguish : cataclasites, mylonitic schists, blastomylonites, and gneisses with discordant quartz.

These various types form a family of rocks related among themselves by their structural characters and between which it is possible to find all the transitions. Their petrographic characters are described.

Systematic study of these rocks is likely to make a valuable contribution to the analysis of foliated polymetamorphic terrains in which they are often well represented.

### INTRODUCTION

La genèse des grands ensembles de schistes cristallins peut s'effectuer normalement au cours d'un cycle géologique simple. Un tel cycle comporte successivement : la formation d'une série géosynclinale supracrustale (sédiments, tufs, extrusions et intrusions superficielles), son enfouissement par voie de subsidence et d'accumulation

(\*) Communication présentée le 17 mai 1971, manuscrit déposé le 3 juin 1971.

(\*\*) Université de Liège, laboratoire de Géologie et de Pétrologie, 7, place du Vingt-Août, 4000 Liège.

tectonique, sa transformation à la fois tectonique et métamorphique dans une zone profonde de l'écorce terrestre et enfin sa remontée à la surface par le jeu de l'érosion et du réajustement isostatique, jusqu'à l'établissement d'une surface pénéplanée. Un tel cycle peut être figuré schématiquement par un « tectogramme » (fig. 1A). Il peut comporter éventuellement des phénomènes de migmatitisation ou d'anatexie et des intrusions magmatiques.

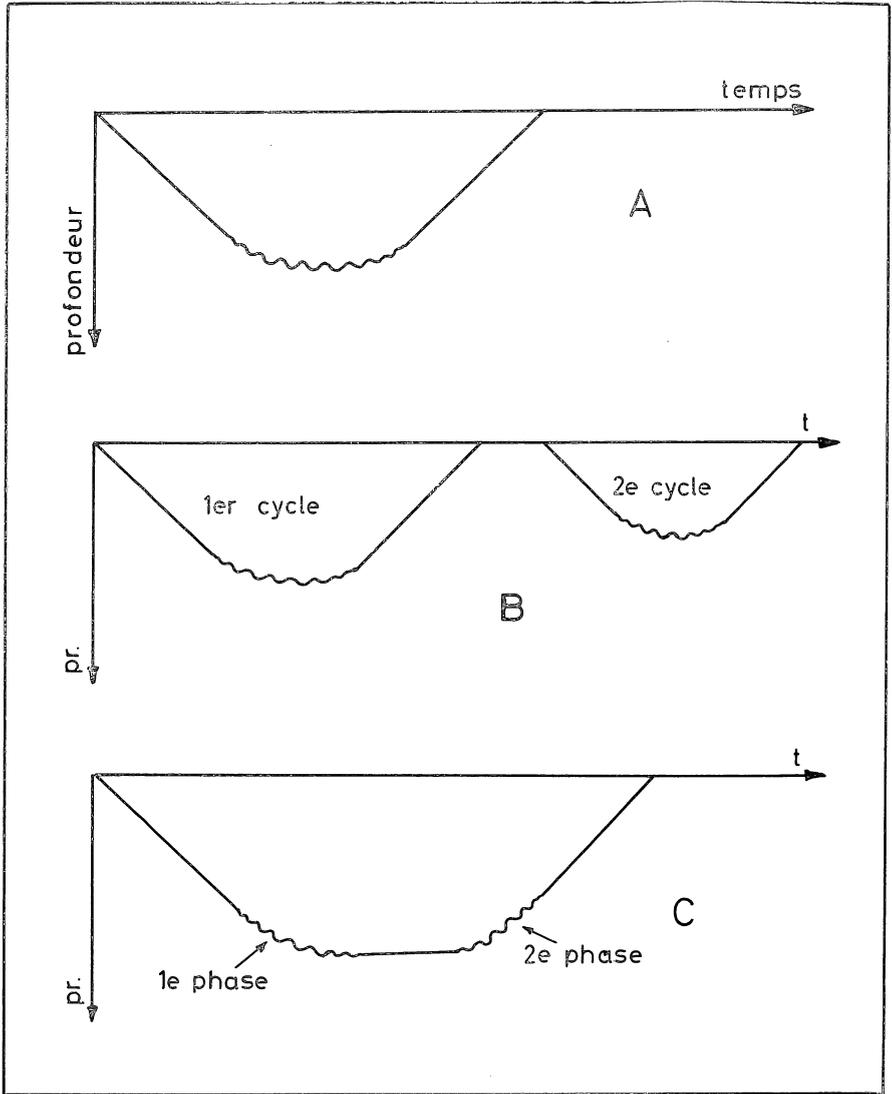


Fig. 1.

A. Tectogramme représentant schématiquement l'évolution de roches supracrustales au cours d'une transformation monocyclique. Le trait ondulé représente la phase de déformation (N. B. l'échelle du temps n'est pas prise en considération).

B. Même schéma dans le cas de deux cycles successifs.

C. Même schéma dans le cas de deux phases tectono-métamorphiques appartenant au même cycle.

Cependant, l'étude détaillée des formations cristallophylliennes révèle de plus en plus que leur élaboration ne correspond pas nécessairement à un schéma aussi simple. En effet, plusieurs phases tectoniques et métamorphiques successives peuvent superposer leurs effets sur le même substrat. Cette notion, développée à partir de 1924 dans de nombreuses publications par N. Oulianoff (notamment : OULIANOFF 1924, 1926, 1937, etc.) à propos des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, est devenue aujourd'hui classique et s'applique à de très nombreux massifs cristallins.

Remarquons que, — si on excepte les manifestations locales de l'altération hydrothermale et du métamorphisme de contact purement thermique — la transformation métamorphique des roches est toujours contemporaine de leur déformation tectonique. On peut donc parler d'une phase tectono-métamorphique. Par conséquent, des termes tels que « tectoniques superposées » et « domaines polymétamorphiques », bien que ne désignant qu'un des aspects des phénomènes, sont en fait équivalents.

Le cas le plus fréquent est celui où une même région de l'écorce terrestre est successivement le siège de deux cycles géologiques d'âges différents. Dans ces conditions, le massif cristallophyllien édifié au cours du premier cycle, constitue, après érosion et pénéplanation, le soubassement sur lequel s'édifie la nouvelle série sédimentaire par laquelle débute le second cycle. A la fin de ce second cycle, on se trouve donc en présence de deux ensembles rocheux superposés :

- *la couverture*, formée par les roches *monocycliques* engendrées au cours du second cycle;
- *le socle*, constitué par l'ancien massif remanié. Ce socle constitue ainsi typiquement un domaine *polycyclique*. (fig. 1B).

D'autres cas peuvent se présenter, tels que, par exemple (fig. 1C) :

- celui d'un domaine monocyclique dans lequel est intervenue une phase tectono-métamorphique tardive dont les effets se sont superposés à ceux de la phase principale (exemple : massif des Aiguilles Rouges (BELLÈRE 1958));
- celui où la mise en place d'une masse intrusive provoque la déformation et la recrystallisation concomittante des roches de son toit; ce dernier cas ne revêt, en général qu'une importance locale (BELLÈRE 1962).

Dans tous les cas, la deuxième phase tectono-métamorphique a provoqué dans les roches du substrat ancien l'apparition : d'une part de paragenèses minérales nouvelles, expression de la mise en équilibre de la roche avec les conditions du milieu géophysique (pression statique et température); d'autre part de dispositions structurales nouvelles à toutes les échelles de grandeur, par lesquelles les roches se sont adaptées à la distribution des déformations lors de la phase jeune.

Ces deux transformations, minéralogique et structurale, sont simultanées et confèrent aux roches polymétamorphiques des caractères qui leur sont propres. Il est donc d'un grand intérêt d'analyser ces caractères polymétamorphiques et d'en discuter les modalités en fonction des divers facteurs susceptibles de les contrôler, de manière à arriver à une compréhension synthétique des phénomènes et, autant que possible, à une systématique des roches polymétamorphiques.

La présente note constitue une approche dans ce sens. Elle est toutefois doublement limitée dans son objet :

- a) elle ne traitera que des roches à substrat grenu (substrat constitué de schistes cristallins, et éventuellement de roches magmatiques grenues;

b) elle n'envisagera que les caractères pétrographiques des roches, c'est-à-dire ceux qui sont observables à petite échelle (échelle de l'échantillon et de la coupe mince).

Toutefois, il va de soi que dans l'étude d'un ensemble polymétamorphique, les examens pétrographiques ne peuvent être dissociés de l'étude des structures macroscopiques fournies par l'observation du terrain : croisement des directions tectoniques successives, opposition des styles tectoniques, textures linéaires et axes replissés, etc.

La matière de cette note est tirée d'observations faites dans divers massifs cristallophylliens, principalement dans les Alpes, dans le sud de la Zambie (\*) et en Norvège méridionale.

#### CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES

Les roches polymétamorphiques présentent une grande diversité dans leurs caractères pétrographiques. Ceci explique d'ailleurs que, très souvent, elles n'ont été reconnues comme telles que dans quelques cas particuliers. Ces caractères qui possèdent néanmoins certains traits communs, varient en effet en fonction de plusieurs facteurs. Un des principaux parmi ceux-ci est le milieu géophysique, défini par la température et la pression statique, dans lequel se déroule la phase jeune. Ces conditions de milieu, en effet, non seulement déterminent les paragenèses nouvelles, mais elles influencent également les autres caractères pétrographiques. Pour ces raisons, c'est en fonction de ces conditions de milieu — ou, pour simplifier le langage — en fonction du niveau de profondeur de la phase jeune, que l'on va successivement examiner les roches polymétamorphiques; celles-ci se trouveront ainsi placées ipso facto dans le cadre géologique qui a présidé à leur élaboration.

##### 1. *Épizone supérieure (zéolite facies).*

Ce cas n'est cité que pour mémoire. En effet, dans ces niveaux peu profonds, les roches cristallines anciennes n'acquièrent un caractère polymétamorphique que de manière locale : les types pétrographiques nouveaux sont localisés au voisinage immédiat des grandes failles où ils constituent des bandes de quelques m à quelques dizaines de m de large. Ces roches sont des mylonites du type cataclasite : tous les minéraux y sont fracturés de manière confuse et irrégulière; la recristallisation n'intervient que pour souder les fragments et maintenir la cohérence qui peut rester très élevée. La roche, vue au microscope, donne ainsi typiquement l'image anarchique d'un broyage mécanique dont les produits sont d'autant plus fins que le processus a été plus poussé. Simultanément peut se manifester une rétro-morphose partielle, dont les produits toujours fins, se trouvent mêlés à la purée de broyage.

En général, ce type de mylonitisation ne fait pas apparaître de schistosité marquée : les roches affectées sont massives ou se débitent en feuillets grossiers et irréguliers. Il est à noter que, dans la littérature de langue française, le terme « mylonite » a été longtemps restreint à ce genre de roche. Dans la présente note, il sera par contre employé dans son acception plus générale et désignera toute roche qui a été le siège de déformation rupturale à l'échelle des minéraux et dont, par conséquent, la structure a été dégradée par réduction de la granularité (BELLIERE 1960).

(\*) Cette région a été décrite par DE SWARDT et DRYSDALL (1964).

## 2. *Épizone inférieure et mésozone supérieure (greenschist facies).*

Dans ces niveaux plus profonds, les phénomènes polymétamorphiques prennent une extension régionale, en ce sens que les roches transformées ne sont plus limitées à des zones failleuses, mais constituent des masses de grand volume dans lesquelles une déformation importante a pu se répartir de manière continue.

Les roches ainsi engendrées sont des schistes mylonitiques et présentent les caractères suivants (fig. 2).

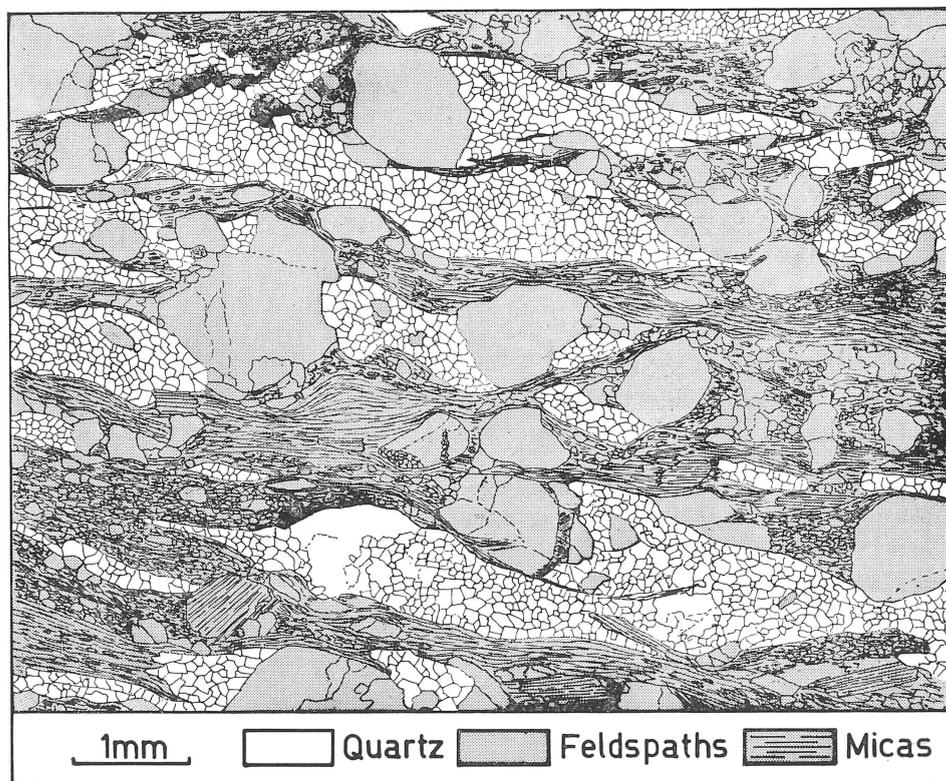


Fig. 2. — Schiste mylonitique, engendré dans un milieu épizonal à partir d'un substrat de gneiss grenu. Il subsiste de nombreux porphyroclastes de feldspaths. Le quartz est presque entièrement granulé. (massif du Mont Blanc ; dessin à la chambre claire).

Les feldspaths sont cassés et fragmentés de manière irrégulière, comme dans le type précédent. En général, cette destruction est incomplète et il subsiste des résidus porphyroclastiques. Il en est de même des amphiboles et des pyroxènes. Les micas également sont déchiquetés à des degrés divers. Par contre, le quartz donne lieu à une fracturation ordonnée : les grandes plages se transforment en une mosaïque équi-granulaire, qui apparaît en coupe comme un assemblage de petits polygones jointifs, d'une dimension habituelle de l'ordre d'une centaine de  $\mu$ . Dans chacun de ces agrégats, les grains présentent une orientation optique moyenne commune, héritée de la plage d'origine. Ce processus particulier de fragmentation sera désigné par le

terme de « granulation » Le quartz est particulièrement sensible à cette transformation qui l'affecte presque toujours dans sa totalité.

Les paragenèses nouvelles apparaissent à la fois par une épigénie de minéraux anciens devenus instables (saussuritisation des plagioclases, chloritisation de la biotite dans la partie supérieure du facies, etc.) et par la néocrystallisation de minéraux en grains indépendants, mêlés aux produits de la fracturation et de la granulation (albite, épidote, séricite, chlorite ou biotite, actinote, calcite).

Les roches sont caractérisées, de plus, par une texture schisteuse nouvelle, parallèle ou non aux anciennes surfaces *s*. Cette schistosité est définie à la fois par l'orientation cristallographique des minéraux de néoformation, par l'allongement des mosaïques de quartz granulé et par celui des agrégats de produits broyés et recristallisés. Les porphyroclastes montrent des formes ocellées, contournées de façon fluidale par la schistosité; cette disposition confère aux schistes mylonitiques une texture amygdalitique très typique, qui peut être considérée comme un des meilleurs critères d'identification macroscopique.

Les schistes mylonitiques présentent enfin, de manière assez générale, une texture linéaire, déterminée par l'allongement parallèle dans les plans de schistosité des agrégats constitutifs de la roche. Cette linéarité se développe à des degrés divers, mais fait rarement défaut. Lorsqu'il existe des plis synschisteux (voir plus loin), elle est toujours parallèle à leurs axes.

Plusieurs facteurs, néanmoins, sont susceptibles de modifier cet aspect général :

a) Remarquons d'abord que la dimension moyenne des produits du broyage, de la granulation et de la recristallisation est du même ordre de grandeur que le grain moyen d'une roche monocyclique de même composition élaborée à la même profondeur. Par conséquent, si la roche de départ — dénommée d'une manière générale le substrat — n'a pas une granularité nettement supérieure à ce grain moyen, il ne pourra se produire ni fracturation, ni granulation et, bien entendu, il n'y aura aucun porphyroclaste. Dans ces conditions, la roche polycyclique perd son caractère mylonitique et son identification ne peut être basée que sur la présence éventuelle de minéraux résiduels non en équilibre avec les conditions de milieu. Autrement dit, en pareil cas, le caractère polycyclique n'est pas discernable pétrographiquement si la seconde phase a été un peu plus profonde que la première. Cette observation est d'ailleurs d'ordre général et s'applique également aux roches polymétamorphiques des niveaux plus profonds.

b) D'autre part, le rôle joué par la recristallisation peut être plus ou moins important. Le cas extrême est fourni par les phyllonites, dans lesquelles la quasi totalité des minéraux ont recristallisé. La roche présente ainsi l'aspect d'un phyllade ou d'un micaschiste (ou chloritoschiste) à grain fin et son identification devient très délicate, comme dans le cas précédent. Toutefois, si leur substrat est suffisamment grenu, ces phyllonites seront presque toujours associées sur le terrain à des types moins élaborés qui montreront encore des porphyroclastes résiduels.

c) Enfin, la composition minéralogique du substrat intervient pour modifier l'aspect du schiste mylonitique qui en résulte. C'est ainsi, par exemple, que dans un substrat riche en micas ou en chlorite, ces minéraux, en raison de leur caractère phylliteux, peuvent absorber à eux seuls presque toute la déformation, les autres minéraux se trouvant ainsi plus ou moins protégés de la fracturation et de la granulation. Le comportement d'un minéral au cours de la mylonitisation n'est donc pas absolu, mais dépend de son environnement dans la roche. Inversement, la schistosité

mylonitique se développera moins facilement dans un substrat quartzofeldspathique grenu (une pegmatite, par exemple), dont le caractère moins plastique peut même faire apparaître à l'échelle de l'affleurement des phénomènes de boudinage (BELLÈRE 1949).

### 3. Zone intermédiaire.

Cette zone comporte des roches qui forment la transition entre les schistes mylonitiques qui viennent d'être décrits et les types plus profonds dont il sera question ci-après (\*). Elle se situe dans la mésozone supérieure et correspond plus ou moins à l'«*épidote-amphibolite facies*».

Les types polymétamorphiques qui y sont engendrés sont, dans l'ensemble analogues à ceux de la zone précédente, mais s'en distinguent par les nuances suivantes (fig. 3) :

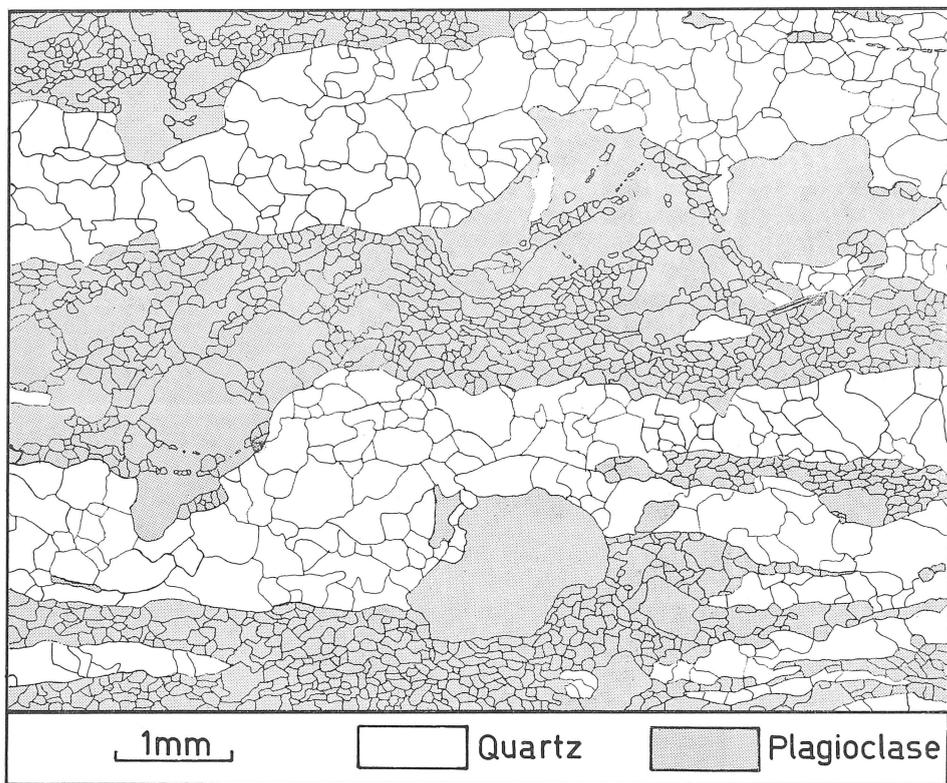


Fig. 3. — Schiste mylonitique de type intermédiaire, mésozonal, à substrat de gneiss grenu. Les feldspaths sont en grande partie granulés (granulation fine). Le quartz est complètement granulé (granulation grossière). (Sud de la Zambie; dessin à la chambre claire).

(\*) Cette transition a été effectivement observée sur le terrain le long d'une coupe continue d'une quinzaine de Km (rivière Mutama, Zambie).

La granulation du quartz est de plus en plus large, en ce sens que la mosaïque équi-granulaire est formée d'éléments de plus grande taille (200 à 300  $\mu$ ). Simultanément, la fracturation irrégulière des feldspaths fait place à une granulation analogue à celle du quartz, mais dans laquelle les mosaïques formées sont à grain plus fin (50 à 100  $\mu$ ); de plus, cette granulation n'est pas toujours complète : on observe couramment des porphyroclastes de plagioclase ou de feldspath potassique entourés ou prolongés par des mosaïques. Les autres caractères des schistes mylonitiques décrits ci-dessus se maintiennent.

#### 4. Mésozone moyenne et inférieure (amphibolite facies).

Les roches polymétamorphiques engendrées dans ces conditions présentent par rapport aux précédentes de nettes différences pétrographiques, étant entendu qu'il existe évidemment tous les termes de transition. En effet (fig. 4 et 5) :

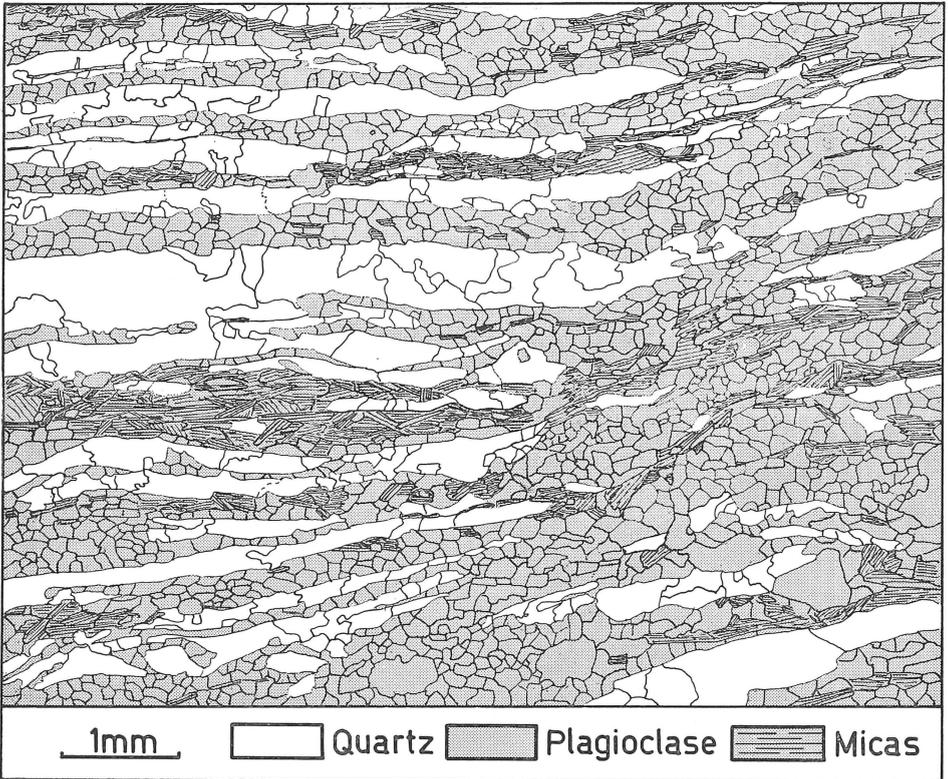


Fig. 4. — Balastomylonite. Les feldspaths sont presque complètement granulés. Le quartz est recrystallisé en plagues discordantes lamellaires (Sud de la Zambie; dessin à la chambre claire).

La granulation des feldspaths devient de plus en plus importante, en même temps que le grain de leurs mosaïques augmente (100 à 200  $\mu$ ). Cette particularité concerne aussi bien le plagioclase que le feldspath potassique. On assiste donc, dans le com-

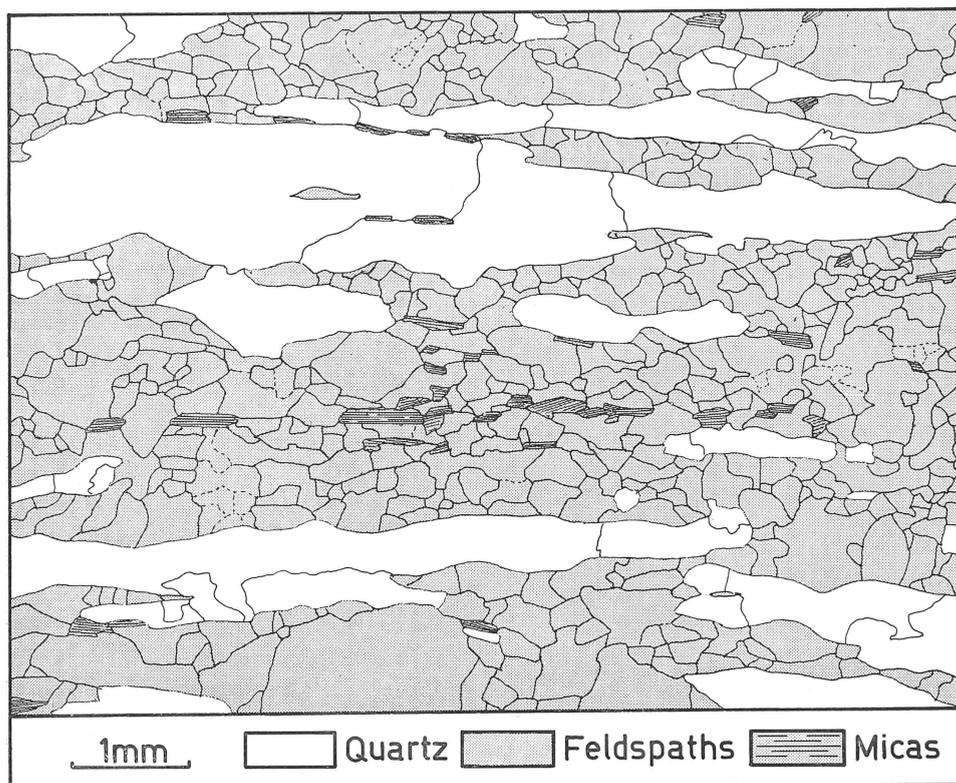


Fig. 5. — Blastomylonite, de type plus profond que l'exemple de la fig. 4 : la granulation des feldspaths est plus grossière ; le quartz est plus largement cristallisé. (Sud de la Zambie ; dessin à la chambre claire).

portement des feldspaths en fonction du facies (pression et température) à une évolution analogue à celle du quartz, mais décalée vers la profondeur.

Le quartz présente par contre une disposition très particulière à laquelle j'ai donné le nom de « quartz lamellaire discordant et imbriqué » (BELLÈRE 1958) : il forme des lentilles ou des plages très allongées parallèles à la schistosité, qui apparaissent en section comme de longues bandes, parfois ramifiées. Ces lentilles sont constituées d'individus cristallins de grande dimension, dont la taille contraste nettement avec celle des autres minéraux. Le terme de « discordant » est employé pour souligner cette disposition particulière des gros cristaux de quartz qui recoupent les mosaïques de feldspath granulé et les autres agrégats de la roche. De plus, les quartz qui constituent ces lentilles discordantes montrent souvent entre eux des contacts fortement indentés et se découpent mutuellement en fragments isolés les uns des autres et de même orientation (fig. 6). Cette dernière disposition, désignée par le terme de « quartz imbriqué », n'est pas due à des macles et son interprétation reste assez mystérieuse (\*).

(\*) On peut émettre l'explication suivante : la coalescence de deux cristaux A et B les amène en contact et en compétition mutuelle. A ce moment, en un certain point

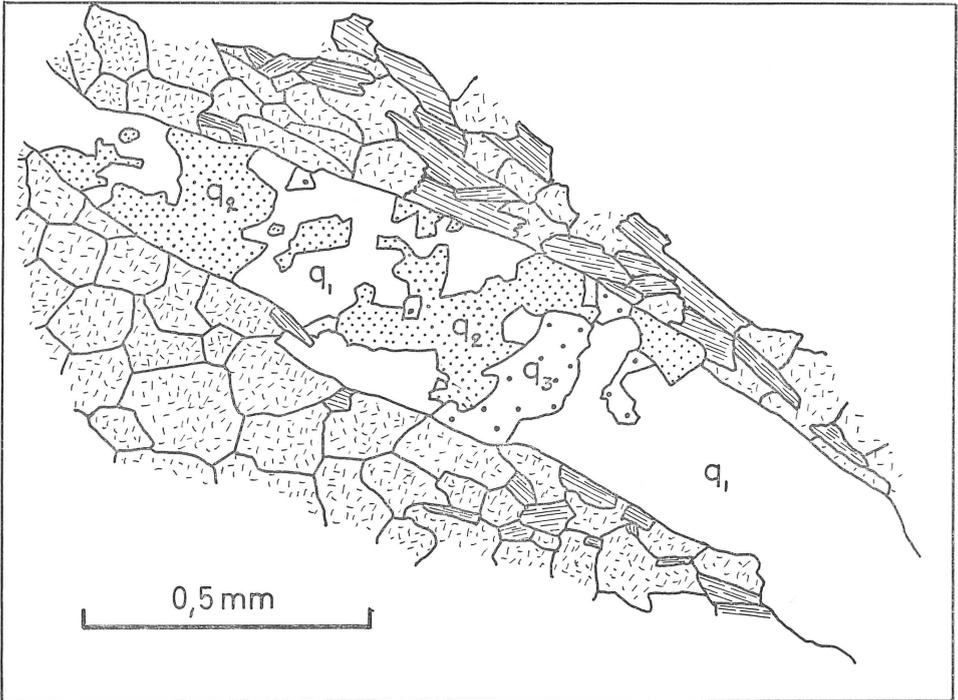


Fig. 6. — Exemple de quartz lamellaire discordant et imbriqué. Le ruban de quartz est formé de plusieurs individus imbriqués ( $q_1$ ,  $q_2$ ,  $q_3$ ) et recoupe de manière discordante la mosaïque de feldspaths granulés. (Aiguilles Rouges ; dessin à la chambre claire).

Il résulte de ces observations que dans les roches de ce type, le quartz, non seulement a entièrement recristallisé, mais a donné lieu à un phénomène de *blastèse*, c'est-à-dire de croissance cristalline engendrant des individus de taille de plus en plus grande. Toutefois, ce processus de blastèse, contrairement à ce qui s'observe dans un schiste cristallin de type normal monométagmorphique est ici limité au quartz. Le reste de la structure de la roche possède toujours le caractère mylonitique tel qu'il a été défini dans les types précédents, à savoir : agrégats allongés de minéraux de petite taille engendrés par le morcellement régulier (granulation) ou irrégulier (fracturation) des grains préexistants, mêlés à des éléments de néoformation du même ordre de grandeur, le tout possédant une granularité moyenne réduite par rapport à celle du substrat. Le terme de *blastomylonite* s'applique à de telles roches de granularité hétérogène, dans lesquelles coexistent les deux structures, blastique et mylonitique.

Les observations qui précèdent se rapportent aux schistes cristallins les plus

de la surface de contact, déterminé par exemple par un défaut d'un réseau cristallin, le minéral A continue à s'accroître au détriment du minéral B et développe par conséquent des apophyses à l'intérieur de celui-ci. Réciproquement en d'autres endroits du contact, le phénomène inverse se produit et B se développe au détriment de A. Ainsi prennent naissance les aspects de corrosion mutuelle et on conçoit aisément que ce processus peut se poursuivre jusqu'à isolement complet d'îlots de A dans B et réciproquement.

fréquents, de composition pélitique à granitique ou quartzo-dioritique. Dans des roches de caractère basique ou calco-magnésien, la blastèse peut intéresser également les amphiboles et les pyroxènes : on trouve, par exemple, dans des amphibolites, à côté d'agrégats de hornblende verte fracturée et de mosaïque de plagioclase, de grandes plages discordantes d'une amphibole plus claire (actinote vert bleuté ou trémolite); la même disposition a été observée pour du diopside dans des gneiss à silicates calcaires.

Les autres caractères des schistes mylonitiques des niveaux plus élevés se maintiennent dans les blastomylonites : présence éventuelle et en quantité variable de porphyroclastes de forme ocellée, conférant à la roche la texture amygdalitique, existence d'une schistosité blastomylonitique et développement très général d'une texture linéaire, parallèle aux axes des plis synschisteux.

En principe, les blastomylonites, comme les schistes mylonitiques, présentent la coexistence des deux paragenèses, ancienne et nouvelle; en fait, cette coexistence s'observe peu souvent : les blastomylonites montrent dans la plupart des cas une seule paragenèse, celle de la deuxième phase, soit parce qu'elle est la même que celle du substrat, soit parce que celle-ci a été entièrement résorbée par la rétomorphose liée à la phase jeune.

D'autre part, comme pour les schistes mylonitiques, la granularité du substrat modifie l'aspect des blastomylonites élaborées à ses dépens, la texture nouvelle se caractérisant d'autant mieux que le substrat est plus grenu. Par exemple, si la phase jeune s'adresse à une série de gneiss à grain relativement fin (200 à 300  $\mu$ , pour fixer les idées), ces roches ne donnent lieu à la formation ni de mosaïque de feldspath granulé, ni de quartz lamellaire discordant, ni de porphyroclastes; tout au plus ces structures ne seront qu'esquissées et leur diagnostic restera incertain. Il est des cas où, dans de telles séries, le caractère blastomylonitique n'apparaît que dans certains lits isolés, primitivement plus grenus (filons-couches de pegmatite, par exemple).

Par ailleurs, la distribution dans le substrat des roches de compositions différentes peut être l'origine d'une compétence différentielle au cours de la seconde phase. On assiste alors à des phénomènes de boudinage par lesquels certains lits de nature particulière se tronçonnent et donnent naissance à des fragments lenticulaires au sein desquels la structure ancienne reste préservée. Ces lentilles se comportent comme des corps durs, relativement indéformables, enrobés dans un milieu qui est plastique à l'échelle macroscopique. Elles peuvent même se trouver complètement isolées, au point de prêter à confusion avec des structures en enclaves d'origine magmatique.

Enfin, il arrive que le processus de blastèse, systématique pour le quartz, affecte progressivement les autres minéraux. Cette transformation peut revêtir divers aspects selon les cas, et engendre finalement des roches grenues entièrement recristallisées, dans lesquelles le quartz a perdu son caractère discordant et lamellaire. Ces roches sont donc des gneiss que plus rien, dans leurs caractères pétrographiques, ne permet d'identifier comme polymétamorphiques. Des textures endo-migmatitiques peuvent même s'y développer. Aux échelles d'observation supérieures toutefois (échelle de l'affleurement et échelle de la région), divers caractères peuvent encore témoigner de la superposition des déformations successives (voir plus loin).

##### 5. *Catazone (granulite facies).*

Les roches engendrées dans ces conditions ne diffèrent pas essentiellement des précédentes : ce sont toujours des blastomylonites. Toutefois, avec l'augmentation de la profondeur de la seconde phase (catazone inférieure ou pyroxène-granulite

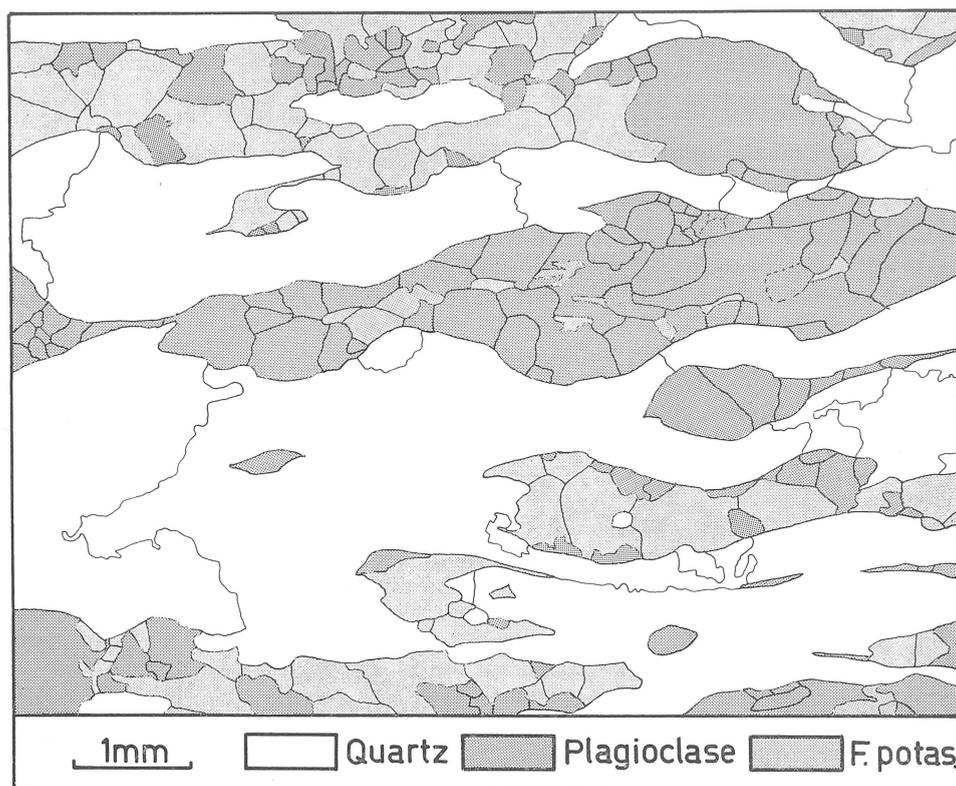


Fig. 7. — Gneiss à quartz discordant, engendré dans la catazone profonde. Les cristaux de quartz discordant deviennent géants. La dimension des plages dans les agrégats de feldspaths est telle qu'il est souvent malaisé de les identifier comme le résultat d'une granulation (Rogaland, Norvège; dessin à la chambre claire).

subfacies), la recristallisation joue un rôle de plus en plus important, tandis que le grain des mosaïques de granulation devient de plus en plus gros. Dans ces conditions, au-delà d'une certaine dimension de ce grain (de l'ordre de  $500 \mu$ , pour fixer les idées), il devient difficile d'identifier sans ambiguïté les agrégats de feldspaths comme résultant d'une granulation et le seul caractère qui se maintient dans la roche est la présence de quartz lamellaire discordant. Le nom de « blastomylonite », appliqué à de telles roches, constituerait une extrapolation et on lui préférera celui de « gneiss à quartz discordant » (fig. 7).

A propos de ces roches catazonales, blastomylonites et gneiss à quartz discordant, il convient encore de faire la remarque suivante. Le terme « granulite facies » désigne un facies métamorphique défini par les paragenèses qui s'engendrent dans un domaine déterminé du diagramme pression-température. Le nom de ce facies a été emprunté aux roches dénommées « granulites » en Saxe. Or, ces roches, ou au moins la plupart d'entre elles, sont en fait des blastomylonites : le terme « granulite », tel qu'il est usité en Saxe a donc un sens plus restrictif que lorsqu'il est employé dans l'expression « granulite facies ». C'est ainsi que le quartz discordant et lamellaire est parfois qualifié de « quartz granulitique », alors que cette structure n'a rien à voir avec le « granulite facies » (SCHEUMAN 1961).

STRUCTURES MACROSCOPIQUES

Les schistes mylonitiques et les blastomylonites peuvent présenter des plis de trois types :

a) des plis anciens, hérités de la première phase tectono-métamorphique. Dans le cas, fréquent, où les tectoniques superposées ont des directions croisées, les éléments géométriques de ces plis (axes et plans axiaux) sont évidemment indépendants des structures nouvelles et sont coupés suivant des angles quelconques par la schistosité mylonitique qui leur a été surimposée lors de la deuxième phase. De tels plis sont toutefois relativement rares, surtout dans les blastomylonites profondes, car la déformation jeune est le plus souvent suffisamment intense pour faire disparaître les structures anciennes.

b) des plis synschisteux, engendrés au cours de la déformation jeune et caractérisés par le parallélisme de leurs plans axiaux avec la schistosité mylonitique. Ces plis sont presque toujours isoclinaux, ce qui rend leur observation malaisée. Il est important de souligner que la texture linéaire est toujours parallèle à leurs axes.

c) des plis postschisteux, qui correspondent aux derniers stades de la déformation jeune et qui déforment les surfaces de schistosité. Les axes de ces plis peuvent occuper une position différente de celle des axes précédents. Dans ce cas, la texture linéaire engendrée sub b) sera également replissée. De telles dispositions ont pu faire croire erronément à la présence de textures linéaires *a*. Il importe, par conséquent, d'analyser en détail et avec beaucoup de soin de telles structures qui sont toujours complexes, d'autant plus que les derniers plis, postschisteux, peuvent à leur tour s'accompagner d'une deuxième linéarité parallèle à leurs axes. Le croquis de la fig. 8 donne un exemple emprunté au socle zambien.

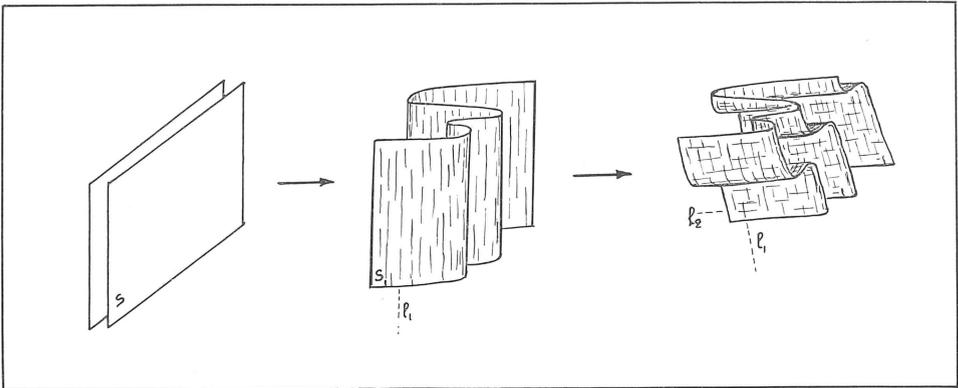


Fig. 8. — Exemple de déformations superposées, tiré du socle de Zambie. Les schistes cristallins élaborés lors d'un premier cycle présentent leurs surfaces *s* en position verticale. Au cours d'un second cycle, ces surfaces sont déformées en plis isoclinaux synschisteux à axes verticaux, avec apparition simultanée d'une texture linéaire *l*<sub>1</sub> parallèle aux axes et d'une schistosité *s*<sub>1</sub> parallèle aux plans axiaux.

Ensuite, toujours pendant ce second cycle, ces nouvelles surfaces *s*<sub>1</sub> sont déformées à leur tour en plis postschisteux d'axes horizontaux, avec apparition d'une deuxième texture linéaire *l*<sub>2</sub>.

Il est à noter que la texture *l*<sub>1</sub>, qui apparaît toujours dans le stade final, n'est pas une linéarité *a*, mais une linéarité *b* replissée.

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Il résulte de ces diverses observations qu'une filiation continue relie les schistes mylonitiques, les blastomylonites et les gneiss à quartz discordant. Il est possible de trouver tous les termes intermédiaires entre ces différents types, certaines transitions pouvant parfois être suivies sur le terrain.

Ces roches possèdent en commun les caractères pétrographiques suivants :

- réduction de la taille des minéraux anciens par fracturation ou granulation;
- recristallisation des minéraux préexistants, pour autant, bien entendu, que leur association soit stable dans les conditions de la phase jeune;
- cristallisation de paragenèses nouvelles;
- genèse d'une texture schisteuse nouvelle, déterminée à la fois par l'orientation cristallographique des minéraux de néoformation et par l'allongement des agrégats de produits granulés, broyés ou recristallisés;
- genèse d'une texture linéaire parallèle aux axes des plis synschisteux.

Toutefois, en dépit de ces caractères communs, les roches de cette famille présentent des aspects variés et leur identification peut s'avérer délicate. En particulier, leurs caractères, qui viennent d'être rappelés, varient en fonction des facteurs suivants :

- milieu géophysique (pression et température) dans lequel se déroule la deuxième phase;
- granularité du substrat;
- minéralogie du substrat;
- importance de la recristallisation au cours de la deuxième phase.

D'autre part, comme on l'a vu au début de cette note, la famille des roches mylonitiques joue un rôle important dans les ensembles polymétamorphiques. Toutefois, il serait faux d'établir entre ces roches et ces ensembles une relation obligatoire. En effet :

Lorsqu'une roche magmatique grenue — un massif de granite, par exemple — est soumise, postérieurement à sa consolidation à l'action d'une phase tectono-métamorphique, elle se comporte exactement comme se comporterait dans les mêmes conditions un substrat monocyclique d'origine supracrustale et se transforme, selon les cas, en une série de schistes mylonitiques ou de blastomylonites. De telles séries, n'ayant subi qu'une seule phase de métamorphisme et de déformation, ne sont pas à ranger parmi les roches polymétamorphiques, bien qu'elles en présentent les caractères.

D'autre part, on a vu dans chacun des cas traités ci-dessus qu'il existe des roches dont la recristallisation a été totale et qui, au point de vue pétrographique, se confondent par conséquent avec des schistes cristallins « normaux » monométamorphiques. Mis à part le cas des roches pour lesquelles la première phase s'était déroulée dans un niveau moins profond que la seconde, les causes de cette recristallisation apparaissent mal. Il est indubitable que la nature minéralogique de certaines roches joue un rôle important dans ce domaine (par exemple, les calcaires ont toujours une grande aptitude à la recristallisation). Dans les autres cas, il ne semble pas qu'il puisse être fait appel à l'intensité des déformations, ce facteur étant d'ailleurs difficile, sinon impossible à préciser.

On peut admettre, jusqu'à plus ample information, que le facteur principal soit la plus ou moins grande quantité d'eau présente dans la roche pendant la phase jeune, cette eau intervenant comme fluide intergranulaire et facilitant la migration des ions entre les grains. Cette explication semble particulièrement satisfaisante dans les cas, cités plus haut, des gneiss polymétamorphiques dans lesquels des processus endomigmatitiques se sont développés à l'occasion de la phase jeune.

En conclusion, il n'existe pas de relation biunivoque entre le phénomène polymétamorphique et les caractères pétrographiques des roches : il existe des roches polymétamorphiques non mylonitiques et il existe des mylonites monométamorphiques. Il n'en reste pas moins que dans de nombreux cas, la relation existe. La recherche et l'étude systématique des structures mylonitiques et blastomylonitiques est donc de nature à apporter des lumières importantes dans l'investigation des secteurs de l'écorce terrestre qui ont été le siège de phases tectono-métamorphiques successives.

#### BIBLIOGRAPHIE

- BELLIÈRE J., 1949. — Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont Blanc. (*Ann. Soc. Géol. Belgique*, T. 72).
- BELLIÈRE J., 1958. — Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). (*Ann. Soc. Géol. Belgique* t. 81)
- BELLIÈRE J. 1960. — Déformation plastique et déformation rupturale. (Congrès Géol. Intern. 21<sup>e</sup> session, Copenhague).
- BELLIÈRE J., 1962. — Les déformations au voisinage du granite de Chombio. (*Publications Université de l'État à Élisabethville*, vol. III).
- DE SWARDT A. M. J. et DRYSDALL A. R. 1963. — Precambrian Geology and structures in Central Northern Rhodesia. (Geol. Survey of N. Rhodesia, Lusaka. Memoir 2)
- OULIANOFF, N., 1924. — Le massif de l'Arpille et ses abords. (*Mat. carte géol. Suisse*, 54.)
- OULIANOFF, N., 1926. — Sur le plissement ancien dans le massif du Mont-Blanc. (*C. R. du XIV<sup>e</sup> Cong. géol. intern. Madrid.*)
- OULIANOFF, N., 1937. — Superposition des tectoniques successives. (*Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat.*, Vol. 59.)
- SCHEUMAN, 1961. — Granulite, eine petrographische Definition. (*Neues Jb. für Miner., Monatshefte.*)

