

## ÉVOLUTION MICRO-STRUCTURALE DE MICASCHISTES PLURIFACIELS PROVENANT DE L'ALLOCHTONE DU MASSIF DU RUWENZORI (ZAIRE) (\*)

par C. FELIX (\*\*)

(4 figures dans le texte)

### ABSTRACT

The metamorphic evolution of muscovite schists (with chlorite, biotite, garnet, cordierite, kyanite, andalusite, sillimanite, staurolite) and of certain intercalations of amphibole (diopside) schist in a deep zone of regional metamorphism (mesozone) is complicated by the synkinematic intrusion of a gabbroic magma.

By means of micro-structural analysis, the author has been able to identify and trace the following stages of mineralogical evolution :

1. the appearance of the « orogenic mineral association »;
2. its replacement by the « thermal mineral association » up to the point at which —
3. the heating due to the intrusion of magma diminished and the mineralogical evolution continued under the orogenic influences alone.

The author then examines the question of « ruwenzorian » orogenesis in the light of new information.

### RÉSUMÉ

L'évolution métamorphique de muscovitoschistes (à chlorite, biotite, grenat, cordiérite, disthène, andalousite, sillimanite, staurotide), et de certaines intercalations amphiboloschisteuses (à diopside), dans une zone géométromorphique profonde (mésosone), est compliquée par l'intrusion syncinématique d'un magma gabbroïque.

Grâce à l'analyse micro-structurale, l'auteur peut suivre l'apparition, puis le remplacement de la « minéralogie orogénique » par la « minéralogie thermique » et ce, jusqu'au moment où, l'échauffement causé par l'intrusion magmatique s'étant estompé, le matériau cristallin continue son évolution sous la seule influence des manifestations orogéniques.

L'auteur examine alors, à la lumière de quelques données nouvelles, la question des orogénèses « ruwenzoriennes ».

### INTRODUCTION

La tendance pétrologique actuelle est de considérer qu'il y a deux méthodes d'analyse des associations minéralogiques présentes dans les roches cristallines (voir par exemple G. GUITARD, 1965).

Une première méthode consiste à grouper les associations minérales observées en plaques minces en faciès et sous-faciès, à vérifier si les phases, que constituent

(\*) Communication présentée, et manuscrit déposé, le 4 janvier 1972.

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

les minéraux, obéissent effectivement aux lois des équilibres thermodynamiques (règle des phases), pour alors en déduire les conditions physico-chimiques déterminantes.

Cette façon de procéder est particulièrement efficace lorsqu'il s'agit par exemple de roches monométamorphiques (et/ou monofacielles).

Une seconde méthode relève directement de l'étude structurale (macro- et micro-structurale) détaillée; elle dissocie, par des critères en rapport avec la mécanique (et les mécanismes) de la déformation des roches, les actes tectoniques ou autres responsables de la diversification des structures, et en reconstitue l'évolution dans l'espace et dans le temps.

Cette méthode se révèle fort utile pour dissocier, en milieu orogénique profond, des phénomènes dont l'indépendance peut échapper aux investigations traditionnelles de terrain (roches polymétamorphiques et/ou plurifacielles).

En toute logique, ces deux méthodes doivent se subordonner, car elles se révèlent aussi utiles l'une que l'autre, la première complétant la seconde et réciproquement (analyse structuro-minéralogique).

« *La Série de la Butahu* ».

Les roches que nous avons étudiées appartiennent à « *La Série de la Butahu* » (P. МІСНОТ, 1933); elles forment un « horizon dynamométamorphique » puissant de quelque 200 mètres qui constitue la base géométrique de la « *Nappe de la Butahu* » (allochtone méridional du Massif du Ruwenzori-versant congolais).

Les micaschistes et les intercalations amphiboloschisteuses de cette série métamorphique peuvent se différencier en 5 types minéralogiques principaux :

(1) des micaschistes à grenat (muscovitoschistes (muscovite —  $d$ ) à clinocllore ( $d$ ) et muscovitoschistes ( $id$ ) à grenat ( $d$ ),  $\pm$  biotite ( $d$ ) ( $< 1\%$  du volume de la roche);

(2) des muscovitoschistes (muscovite —  $d$ ) à grenat ( $d$ ), biotite ( $\pm d - t$ ), cordiérite ( $t$ ), ( $\pm$  andalousite —  $t$ );

(3) des muscovitoschistes ( $id$ ) à grenat ( $d$ ), biotite ( $\pm d - t$ ), cordiérite ( $t$ ), disthène ( $d$  ou  $t?$ ), andalousite ( $t$ ) et sillimanite ( $t$ );

(4) des muscovitoschistes ( $id$ ) à grenat ( $d$ ), biotite ( $\pm d - t$ ), staurotide ( $t$ ), ( $\pm$  disthène —  $d$  ou  $t?$  — et andalousite —  $t$ );

(5) des amphiboloschistes (hornblende actinolitique —  $d$ ) à diopside ( $t$ ) et, parfois des diopsidites ( $t$ ).

Toutes ces roches appartiennent au Greenschist faciès (quartz — albite — epidote — almandin sous-faciès, ou sous-faciès B.1.3 de WINKLER (1965), ou encore epidote — amphibolite faciès d'ESKOLA — limite mésozone supérieure-mésozone moyenne).

*Elles sont particulières en ce sens qu'elles montrent la succession dans le temps, et au cours d'une même phase orogénique, de deux actes métamorphiques très différents : la surimposition d'un métamorphisme thermique ( $t$ ) local (causé par une intrusion gabbroïque syncinématique) à un métamorphisme régional (dynamométamorphisme) ( $d$ ).*

Les roches de « *La Série de la Butahu* » (sauf celles du type 1) sont ainsi des schistes cristallins plurifaciels (voir W. P. de ROEVER and H. J. NIJHUIS, 1963, pour la définition du terme « plurifaciél ») : leur évolution traduit typiquement, à chimisme

égal, les modifications T — P (*T dans le cas présent*) pouvant intervenir lors du métamorphisme, c'est-à-dire lors de l'évolution géologique (orogénique par exemple).

Certains minéraux (muscovite, clinocllore, grenat...), que nous appellerons « *orogéniques* » (ces minéraux sont suivis de la lettre *d* dans la classification précédente), sont typiquement contemporains de la déformation plastique régionale dans le Greenschist facies (c'est-à-dire que leur cristallisation est contemporaine de l'empilement des nappes méridionales — dynamométamorphisme).

D'autres minéraux (biotite, cordiérite, andalousite, sillimanite, diopside des amphiboloschistes) (minéraux suivis de la lettre *t*) sont au contraire contemporains de l'échauffement thermique causé par l'intrusion gabbroïque du Mont Stanley (métamorphisme thermique de contact syncinématique) : nous les appellerons « *minéraux thermiques* » puisque leur cristallisation est contemporaine de l'échauffement thermique.

#### OBSERVATIONS MICROSCOPIQUES

Dans les lignes qui suivent, nous avons essayé de dissocier par des critères objectifs, structuraux et minéralogiques, les étapes exprimant l'évolution métamorphique complexe de ces micaschistes (*métamorphisme plurifaciel*).

#### I. CARACTÈRES GÉNÉRAUX : TEXTURE ET STRUCTURE D'ENSEMBLE

##### A. *La schistosité de cristallisation.*

Toutes les roches de « La Série de la Butahu » présentent une nette foliation (texture planaire) souvent plissotée.

Celle-ci correspond microscopiquement à un arrangement de tous les minéraux phylliteux (muscovite, clinocllore et certains cristaux de biotite) parallèlement à un même et unique plan textural; du minerai noir opaque ubiquiste, présentant un faciès fin et allongé, souligne d'ailleurs très bien cette orientation préférentielle : c'est une *schistosité de cristallisation* ( $S_e$ ).

Ces roches sont en outre piquetées de grenat almandin phénoblastique, offrant des structures hélicitiques dessinées par le minerai noir, et fréquemment inclus dans une auréole d'étirement (*texture de flux*) (fig. 1A).

Ces faits structuraux et texturaux prennent une importance capitale dans l'interprétation pétrogénétique de « La Série de la Butahu ».

Ils montrent en effet que les cristallisations de grenat et de phyllosilicates ont été contemporaines de la déformation plastique régionale en nappe (Nappe de la Butahu — P. MICHOT, 1933), la déformation ayant d'ailleurs été effacée par la cristallisation de ces phyllosilicates (*schistosité de cristallisation*  $S_e$ ); l'almandin, avec ses structures hélicitiques, est le seul minéral portant encore les traces de cette déformation (ceci explique bien sûr que la zone bathymétrique atteinte par ces schistes cristallins, indiquée par le faciès minéral, trouve son origine dans le style tectonique même, fait souligné dans de nombreuses publications de P. MICHOT, 1951, 1952, 1966).

##### B. *Les structures discordantes.*

Il convient cependant de noter que ces schistes cristallins prennent souvent un aspect poudingueforme dû à la présence de monocristaux parfois pugillaires, bien

individualisés dans la texture schisteuse primaire dont ils sont indépendants : il s'agit de biotite, cordiérite, andalousite, staurotide et diopside.

*Remarque* : Nous désignerons par  $S_e$  la schistosité de cristallisation de la roche proprement dite, et par  $S_i$  la structure interne spécifique des porphyroblastes.

#### *La biotite.*

Nous avons déjà signalé la rareté de la biotite dynamométamorphique (*d*) dans « La Série de la Butahu » (C. FELIX, 1968 a et b). Par contre, la biotite en porphyroblastes atteignant des dimensions voisines du cm, nettement transverses à la schistosité de cristallisation  $S_e$  est très abondante (fig. 1B). Elle est toujours légèrement déformée, parfois remaniée par  $S_e$  (voir plus loin — fig. 3A, cristal b).

#### *La cordiérite.*

Ce minéral porphyroblastique (plusieurs centimètres) est très souvent pinitisé. Parmi ses inclusions, citons surtout : le grenat, la biotite porphyroblastique et la muscovite. Deux structures importantes schématisées sur la figure 1 sont à signaler.

- 1°  $S_e \equiv S_i$  : la cordiérite recoupe la schistosité de cristallisation  $S_e$ , ou plus exactement, se trouve surimposée à celle-ci (fig. 1B).
- 2°  $S_e \neq S_i$  : dans ce cas, plus commun que le premier, la cordiérite est très souvent orientée, voire même contournée par la schistosité  $S_e$  (fig. 1C et 3A).

#### *L'andalousite.*

Voir II.

#### *La staurotide.*

La staurotide, souvent présente comme minéral relique (C. FELIX, 1968b), montre des structures identiques à celles schématisées sur les figures 1B et 1D.

#### *Le diopside (des amphiboloschistes).*

Il s'agit encore d'un minéral porphyroblastique déformé, à nombreuses inclusions d'épidote, de sphène, de calcite et d'amphibole. Celle-ci a parfois conservé des formes intactes (sections basales clivées à 120°), mais on en remarque aussi de très fines plages allongées, toutes parallèles dans une même section de pyroxène, parfois même dans des sections différentes, et recoupant le clivage longitudinal du diopside. Elles semblent marquer ainsi une schistosité résiduelle effacée en grande partie par la cristallisation du diopside.

### C. Conclusions.

1. L'étude des structures de ces porphyroblastes montre la postériorité de leur blastèse par rapport à la schistosité de cristallisation  $S_e$  qu'ils recourent.
2. Ces cristallisations, non conformes à l'apparition de la texture orientée, nous les avons attribuées à l'échauffement thermique causé par l'intrusion d'un magma dans « La Série de la Butahu », ou à son voisinage immédiat (Gabbro du Mont Stanley).

## II. LES STRUCTURES DE L'ANDALOUSITE

### A. Description.

Le schéma de la figure 1C montre cependant déjà l'intervention d'un phénomène étranger à l'intrusion.

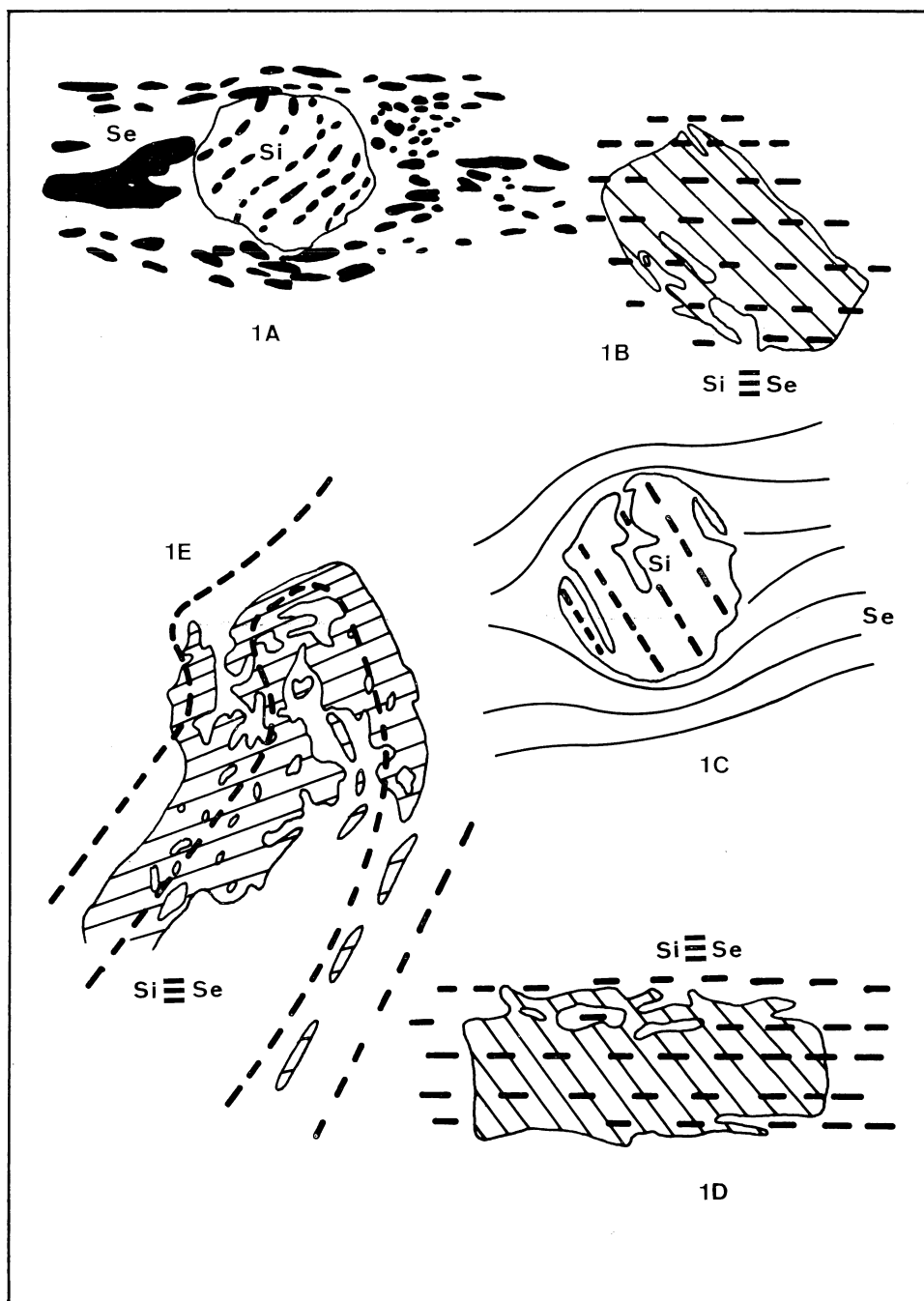


Fig. 1. — Structures des minéraux porphyroblastiques (grenat, andalousite, cordiérite, staurotide ...) suivant les relations  $S_e S_i$  (marquées par des minéraux noirs opaques).

Les structures de l'andalousite sont symptomatiques à cet égard et impliquent plus qu'un échauffement pur et simple.

En effet, si les structures de ce minéral porphyroblastique sont, dans la plupart des cas, identiques à celles décrites pour la cordiérite (fig. 1B, 1C, 1D), elles peuvent être aussi à la fois plus complexes et plus explicites.

Ce sont ces structures que nous avons représentées sur les figures 1 (cas D et E) et 2.

1°  $S_e \equiv S_i$  : a) l'andalousite est orientée suivant la schistosité de cristallisation  $S_e$  (fig. 1D).

b) l'andalousite épouse toutes les irrégularités de la texture  $S_e$  (cas extrême (fig. 1E).

2°  $S_e \neq S_i$  : dans ce cas, l'andalousite présente un début de structure hélicitique (fig. 2) d'ailleurs décalée (d'une vingtaine de degrés) par rapport à la schistosité de cristallisation  $S_e$  toujours bien indiquée par le minerai noir. On voit aussi que les porphyroblastes sont contournés par les lits muscovitiques : il se produit ainsi une recristallisation de la muscovite obliquement (direction  $S'_e$ ) à la texture primaire  $S_e$  (fig. 2).

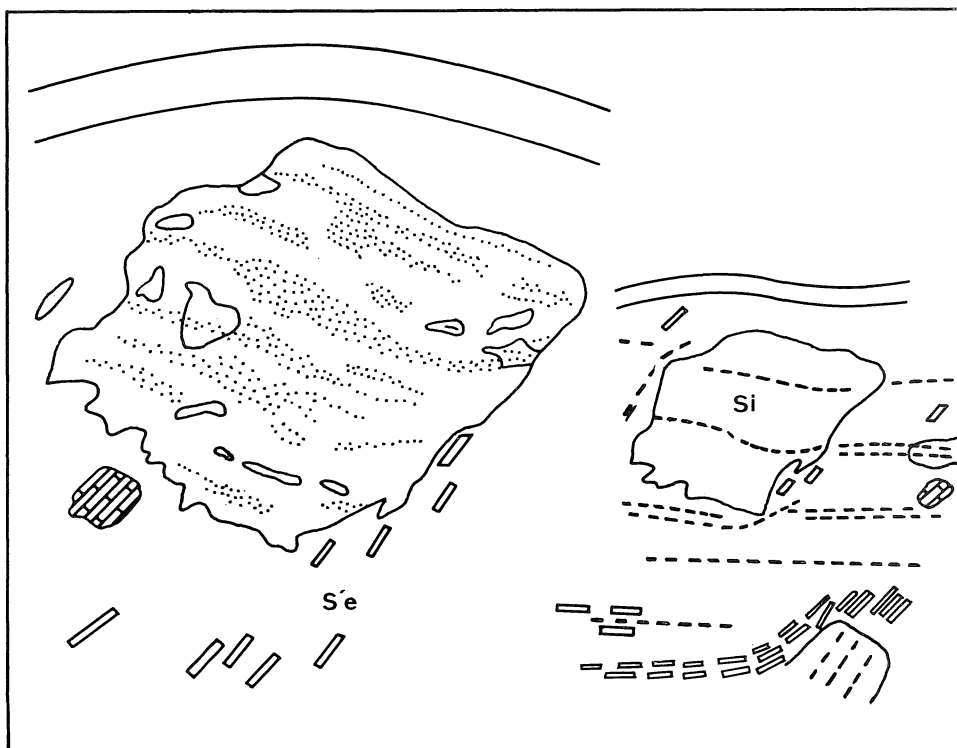


Fig. 2. — Andalousite « thermique » montrant un début de structure hélicitique. Les points noirs (minéraux noirs opaques) figurent les relations  $S_e S_i$ . Des cristaux de muscovite ont recristallisé (direction  $S'_e$ ) à proximité de « l'obstacle » que constitue le minéral porphyroblastique.

### B. Conclusion.

Ces particularités structurales, propres à l'andalousite, montrent que l'intrusion magmatique se situe à un moment où l'évolution régionale n'est pas achevée; elles traduisent ainsi le caractère syncinématique de l'intrusion magmatique et par conséquent de son métamorphisme thermique de contact.

## III. LE GLISSEMENT LES STRUCTURES DE DÉTAIL ET LEUR SIGNIFICATION

En poursuivant toujours plus en détail l'analyse structurale, on peut mettre en évidence d'autres observations.

Les cas schématisés par les figures 1 (cas C) et 2 montrent effectivement chaque fois des minéraux porphyroblastiques orientés pour lesquels  $S_e \neq S_i$  : ceci traduit simplement le fait que les mouvements se sont poursuivis aussi après que la blastèse thermique était terminée.

Les schémas de la figure 3 résument les principales observations relatives à ces mouvements.

### A. Le glissement.

D'abord, ainsi qu'on peut le voir sur la figure 3A, cette déformation s'est manifestée par l'apparition de petits plis couchés isoclinaux, microscopiques; il nous semble ainsi que les mouvements ont seulement emprunté les plans de schistosité préexistants ( $S_e$ ) par un processus de simple glissement, responsable de la formation de ces plis microscopiques.

Nous pouvons dire, dans tous les cas, que le caractère de cette déformation n'était plus le même que celui de la déformation qui a précédé la blastèse thermique, et qui est elle responsable de la schistosité de cristallisation  $S_e$ .

Ce sont bien sûr ces glissements qui ont provoqué l'orientation des porphyroblastes « thermiques », et on peut parfois observer que les plis couchés isoclinaux microscopiques sont en relation directe avec ceux-ci, et avec leur mouvement de rotation, s'amortissant et disparaissant d'ailleurs au fur et à mesure que l'on s'en éloigne (fig. 3).

Notons encore que, dans les charnières de ces plis, les muscovites sont déformées, le minerai noir cassé, et que, dans certains cas, ces plis couchés microscopiques remanient des porphyroblastes de biotite « thermique » (fig. 3A — cristal b).

Les seules néoformations connues, contemporaines de ce glissement, consistent en clinocllore qui, accompagné de quartz, ont pu migrer vers des zones telles que A (fig. 3A), ou aussi recrystalliser suivant des petites zones de relâchement telles que les laies quartziques traversant les phénoblastes.

*Remarque* : le schéma a de la figure 3A représente les plis couchés microscopiques tels qu'on peut les observer dans les zones plus riches en quartz.

### B. Recrystallisation secondaire de la muscovite.

1. La figure 2 (andalousite à structure hélicitique) montre que des recrystallisations de muscovite ont pu se produire en relation avec ces mouvements de glissement. Les muscovites qui recrystallisent de la sorte, le font parallèlement à un même plan d'orientation  $S'_e$  transverse à  $S_e$ .

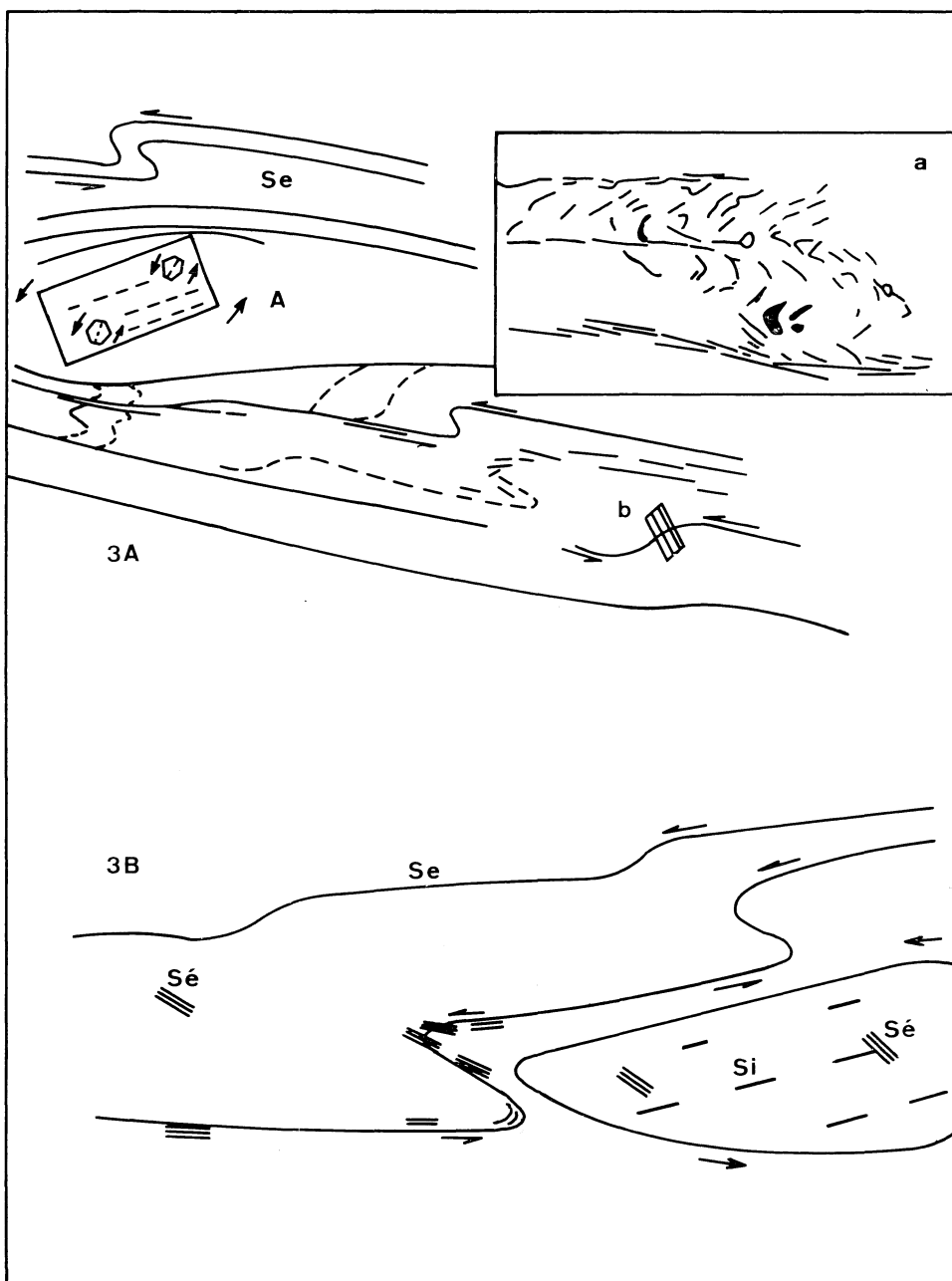


Fig. 3. — Apparition de plis isoclinaux couchés, microscopiques, parallèles à  $S_e$  à proximité des minéraux porphyroblastiques, formés par glissement suivant les plans  $S_e$  préexistants.

$S'_e$  indique l'orientation des recrystallisations de muscovite.



2. Dans d'autres roches, également affectées par l'activation thermique, la texture primaire peut être très perturbée à cause de l'abondance et du volume occupé par les minéraux porphyroblastiques thermiques. Par contre, dans les roches les moins encombrées par ces volumineux monocristaux (type 2 — à biotite et cordiérite), on observe aussi au voisinage des porphyroblastes, des recrystallisations de muscovite — direction  $S'_e$  — transverses à la schistosité primaire  $S_e$  (fig. 3B, 4A, 4B). Ces recrystallisations se marquent particulièrement bien à proximité immédiate des obstacles que constituent les minéraux porphyroblastiques. Dans certains cas même l'angle  $S_e S'_e$  diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne du porphyroblaste (fig. 4A).

C. Détails de certaines structures.

1. Toujours en relation avec les mouvements de glissement, on observe dans les zones muscovitiques des petits « décrochements » cicatrisés par de la muscovite de recrystallisation (fig. 4C). Ces décrochements peuvent se terminer par un pli couché microscopique, mieux visible dans les zones plus quartziques (fig. 4C et 4C').

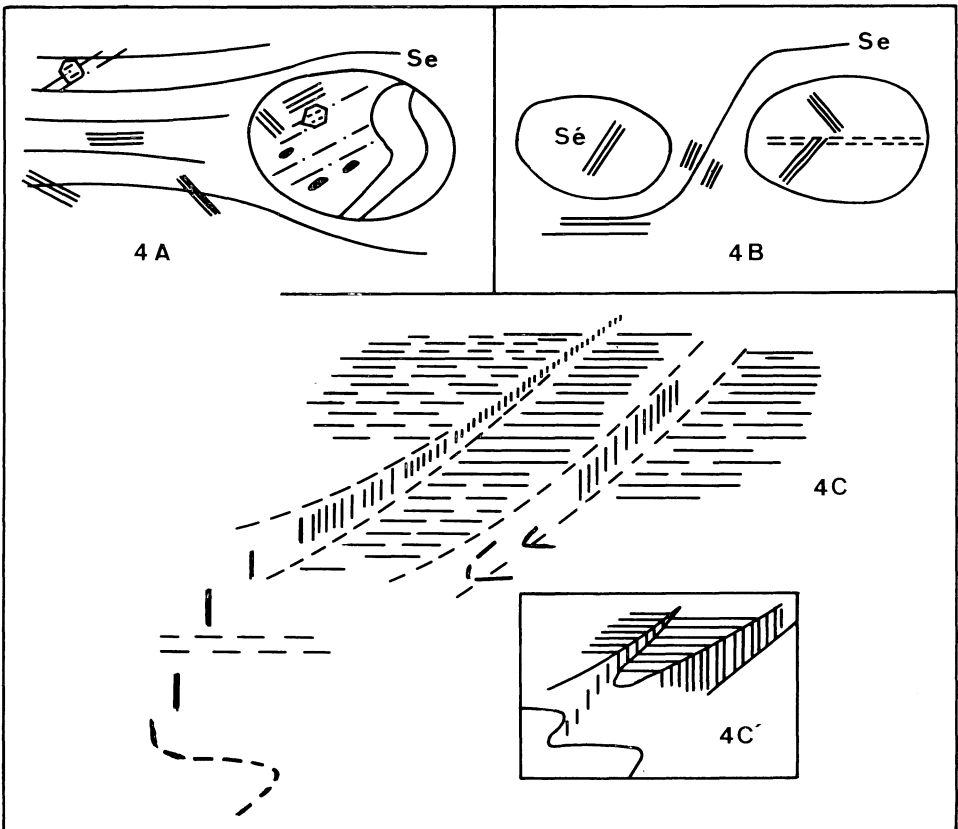


Fig. 4. — Recrystallisation de muscovite ( $S'_e$ ) (4 A — 4 B) et plis isoclinaux microscopiques en relation avec des « décrochements » cicatrisés par des cristaux de muscovite.

2. Dans les porphyroblastes de cordiérite pinitisée, on observe souvent des cristaux de muscovite orientés suivant deux directions à peu près symétriques par rapport aux plans de glissement (qui s'identifient d'ailleurs à  $S_e$ ) (fig. 4A et 4B).

Une de ces directions d'orientation est parallèle à  $S'_e$ . Nous croyons pour cette raison que ces muscovites sont également de recristallisation et donc contemporaines des mouvements de glissement.

Nous savons en effet que l'orientation  $S'_e$  est bien marquée au voisinage des porphyroblastes. Les directions d'orientation des muscovites, qui ont recristallisé dans les cordiérites pinitisées, semblent ainsi perpendiculaires aux pressions qui se manifestent aux contacts de l'obstacle avec les plans de glissement, c'est-à-dire là où les compressions sont les plus fortes. Cependant l'interprétation de pareilles structures de détail est très difficile et très délicate.

3. Enfin, signalons que, dans les muscovitoschistes qui n'ont pas été affectés par l'activation thermique causée par l'intrusion, on trouve de magnifiques plis synclinaux et anticlinaux microscopiques (microplis) qui remanient  $S_e$  (muscovites déformées, minerai noir cassé dans les charnières de ces plis). Ici aussi, des muscovites recristallisent parfois sur les flancs de ces plis.

#### D. Succession des déformations.

Nous avons attribué l'orientation des porphyroblastes de la génération minéralogique thermique (soit que  $S_e \equiv S_i$  — cas 1D, 1E —, soit que  $S_e \neq S_i$  — cas 1C, 2...) à un processus de déformation continu depuis la phase primaire dynamométamorphique.

On voit en effet, outre l'enchaînement structural logique, que le sens des déplacements semble être resté le même pendant toute la durée de la déformation (fig. 3A); seul le caractère de celle-ci a changé ainsi que nous l'avons noté précédemment.

*En résumé : c'est dans la phase terminale d'un processus de recristallisation intense, accompagnant et réparant la déformation (schistosité de recristallisation), qu'un magma fait intrusion et perturbe les conditions thermiques régionales au point d'y engendrer des minéraux nouveaux (blastèse thermique); la continuation des mouvements tangentiels, suivant le dynamométamorphisme proprement dit, se manifeste par un glissement empruntant les plans de schistosité préexistants, mais induisant dans la roche cristalline des structures qui lui sont propres, sans amener pour autant une rétrogradation importante du faciès minéralogique.*

#### IV. CONCLUSIONS DE L'ANALYSE STRUCTURO-MINÉRALOGIQUE

1. Bien que la blastèse thermique de minéraux tels que biotite, cordiérite, andalousite, staurotide et diopside, soit postérieure à la schistosité primaire de recristallisation  $S_e$ , l'étude détaillée de leurs structures montre cependant qu'elle appartient à une phase synchronématique.

2. La continuation des mouvements tangentiels par un processus de glissement succédant au dynamométamorphisme responsable de la schistosité de recristallisation, se traduit ainsi

- a) par l'orientation des minéraux porphyroblastiques « thermiques »,
- b) par l'apparition de plis couchés isoclinaux microscopiques,
- c) par des recristallisations de muscovite,

ces deux derniers caractères (b et c) étant d'ailleurs parfois en relation très nette avec les porphyroblastes orientés ou remaniés.

3. Enfin, l'analyse micro-structurale de « La Série de la Butahu » souligne par-

ticulièrement bien le caractère complexe des phénomènes métamorphiques : elle montre que des minéraux syncinématiques (c'est-à-dire engendrés lors de la déformation) ne constituent pas toujours une condition nécessaire et suffisante du faciès métamorphique régional.

C'est la raison pour laquelle il y a lieu d'insister sur la distinction existant entre :

1° les minéraux contemporains de la schistosité régionale de cristallisation ( $S_e$ ), syncinématiques et « réparateurs » de la déformation plastique régionale (« minéraux orogéniques » d),

2° et les minéraux « discordants » (« minéraux thermiques » t), dont la genèse peut être également syncinématique, mais liée à un acte métamorphique indépendant de la déformation plastique régionale proprement dite (intrusion magmatique syncinématique) : leur caractère structural est simplement fonction du moment où la cause de leur apparition dans l'évolution régionale se manifeste.

*Ici, l'intrusion gabbroïque est syncinématique : ces minéraux sont donc aussi syncinématiques.*

L'association stable de minéraux orogéniques ( $I^0$ ) est typique de faciès métamorphiques régionaux.

Par contre, l'association stable de minéraux, tels ceux évoqués en (2°), avec d'autres « orogéniques », ne fait que traduire des variations locales des facteurs P ou T (T dans le cas présent) dans une zone bathymétrique bien définie (c'est-à-dire dans un faciès métamorphique régional bien défini) : pareille association ne peut donc être symptomatique que de faciès métamorphiques locaux (C. FELIX, 1971).

Ces distinctions sont donc essentielles et utiles à faire, surtout lorsque l'on doit interpréter les paragenèses minérales d'un certain faciès métamorphique en fonction du gradient géothermique qui a présidé à sa genèse (C. FELIX, 1971).

#### V. REMARQUE A PROPOS DE LA GÉOLOGIE DU MASSIF DU RUWENZORI

*L'intrusion gabbroïque du Mont Stanley.*

L'étude micro-structurale des *micaschistes plurifaciés* mésozonaux de « La Série de la Butahu » établit sans ambiguïté l'existence, à proximité immédiate de cette série métamorphique, d'une masse capable de rayonner de la chaleur (C. FELIX, 1968a et b).

Cette source de chaleur est un magma qui s'est intrudé dans « La Série de la Butahu », ou à son voisinage immédiat.

Dans le cadre géologique régional du Ruwenzori (voir P. MICHOT, 1933, 1938 et B. EGOROFF, 1966), nous en avons conclu que seule l'intrusion gabbroïque du Mont Stanley était capable de provoquer pareil échauffement (C. FELIX, 1966).

On en conclut que l'intrusion gabbroïque du Mont Stanley est contemporaine de la mise en place de la Nappe de la Butahu.

Cette précision remet ainsi en cause la question des orogénèses (?) de ce segment profond de l'écorce terrestre, et plus particulièrement encore celle des matériaux impliqués par celle(s)-ci (voir C. FELIX, 1968b, fig. 1).

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne sommes pas en mesure de fournir une réponse à ce problème.

Sur la base de l'étude pétrographique des schistes cristallins de l'allochtone (« Série de la Butahu »), nous nous contenterons de remarquer que :

1° les mouvements tangentiels, bien évidents dans « La Série de la Butahu », ont pu provoquer l'amphibolisation du gabbro à hornblende du Mont Stanley;

2° l'intrusion granitique septentrionale, et les phénomènes migmatitiques qui l'accompagnent, peuvent être contemporains de la fin de cette orogénèse.

*Laboratoires de Géologie, Pétrologie,  
Université de Liège.*

#### BIBLIOGRAPHIE

- EGOROFF, B., 1966. — Contribution à l'étude du Gabbro et des Amphibolochistes du Ruwenzori. *Expl. Parc Nat. Albert*, série 2, 20, Bruxelles.
- FELIX, C., 1966. — Étude pétrologique des schistes cristallins de « La Série de la Butahu ». Mém. inédit (déposé à l'Université de Liège).
- FELIX, C., 1968a. — Remarque à propos de la limite épizone-mésozone : les isogrades de la biotite et du grenat. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **92**, 393-399.
- FELIX, C., 1968b. — L'association disthène-andalousite-sillimanite : étude pétrographique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **91**, 569-583.
- FELIX, C., 1971. — Contribution à l'étude pétrogénétique des faciès métamorphiques : la diversité des valeurs des gradients géothermiques. *Ann. Soc. Géol. Belgique* (sous presse).
- GUITARD, G., 1965. — Associations minérales, subfaciès et types de métamorphisme dans les micaschistes et les gneiss pélitiques du Massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, VII, 356-382.
- MICHOT, P., 1933. — Les grandes lignes de l'évolution géologique du Ruwenzori. *R.U.M.*, IX, 13.
- MICHOT, P., 1938. — Étude pétrographique et géologique du Ruwenzori septentrional. *Inst. Roy. Col. Belge*, Mém. in-8°, VIII, I, Bruxelles.
- MICHOT, P., 1951. — Essai sur la géologie de la catazone. *Bull. Acad. R. Belgique*, sér. 5, XXXVII, 260-276.
- MICHOT, P., 1952. — Essai sur la géologie de la catazone (deuxième note). *Bull. Acad. R. Belgique*, sér. 5, XLIV, 1337-1373.
- MICHOT, P., 1966. — Le segment orogénique fondamental du Rogaland méridional. In « Étages Tectoniques ». *Colloque de Neuchâtel, Pub. Inst. Géol. Université de Neuchâtel*, pp. 123-139.
- DE ROEVER, W. P. and NIJHUIS, H. J., 1963. — Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane. *Geol. Rund.*, **53**, 324-336.
- WINKLER, H. G. F., 1965. — *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, Berlin.