

ÉTUDE STRUCTURO-MINÉRALOGIQUE DES PSEUDOMORPHES DE PRÉSUMÉE LAWSONITE DES GLAUCOPHANOSCHISTES DE L'ILE DE GROIX (BRETAGNE — FRANCE) : CONSIDÉRATIONS SUR LA POSSIBILITÉ D'UNE PARAGÈNESE A GLAUCOPHANE ET LAWSONITE (\*)

par C. FELIX (\*\*)

(8 figures, 1 tableau et 1 planche dans le texte)

ABSTRACT

In Part One the author describes in detail the mineralogical and structural characteristics of the pseudomorphs from certain glaucophane-schists from the Ile de Groix. He advances the hypothesis that a mineral association of glaucophane + lawsonite existed, and shows that certain of the minerals which now constitute the pseudomorphs could have resulted from the instability of this association.

Part Two opens with a consideration of the physical interpretation of a glaucophane facies resulting from the dynamic metamorphism of basic rocks of « normal » chemical composition. The author then views the glaucophane schists and the prasinites of the Ile de Groix in this context. He notes particularly the influence which the  $Fe_2O_3/FeO$  ratio may have had on the appearance of epidote and/or lawsonite in the  $P_1 - T$  conditions of the Glaucophane-schist facies.

Finally, he discuss the role which the glaucophane- lawsonite/epidote pair could have played in the plurifacial metamorphism of the crystalline schists studied.

RÉSUMÉ

Après avoir décrit en détail les caractéristiques minéralogiques et structurales des pseudomorphes de certains glaucophanoschistes de l'Ile de Groix (Première Partie), et après avoir envisagé l'hypothèse de l'existence d'une paragenèse à Glaucophane + Lawsonite, l'auteur conclut que, parmi les minéraux occupant actuellement le volume de ces pseudomorphes, certains peuvent parfaitement résulter de l'instabilité de cette association.

Définissant ensuite (Deuxième Partie) l'interprétation physique qu'il convient d'attribuer aux faciès glaucophaniques provenant du dynamométamorphisme de roches basiques de compositions chimiques « normales », il applique ces considérations au cas des glaucophanoschistes et des prasinites de l'Ile de Groix; il souligne ainsi l'influence que la valeur du rapport  $Fe_2O_3/FeO$  peut avoir sur l'apparition d'épidote et/ou de lawsonite dans les conditions physiques  $P_1 - T$  du « Glaucophane-schist facies ».

L'auteur montre enfin la signification que la paire Glaucophane + Lawsonite/Epidote a pu avoir dans l'évolution métamorphique plurifaciale des schistes cristallins étudiés.

(\*) Communication présentée le 11 avril 1972. Manuscrit déposé le 13 juin 1972.

(\*\*) Université de Liège, laboratoire de géologie et de pétrologie, 7 place du Vingt-Août, B-4000 Liège.

## INTRODUCTION

Si l'île de Groix a suscité très tôt la curiosité des minéralogistes et des pétrographes, elle le doit à l'originalité des minéraux de ses formations cristallophylliennes : le chloritoïde des micaschistes et la glaucophane des amphibolites, ou plus précisément des *glaucophanoschistes*, auxquels se joignent d'ailleurs de nombreux grenats souvent porphyroblastiques, constituent des gîtes minéraux d'une incomparable beauté.

La quasi-totalité des minéraux des schistes cristallins groisillons est connue et identifiée depuis longtemps (Voir C. BARROIS, 1883, pp. 21-22). Des études minéralogiques plus complètes ont en outre été publiées récemment (B. VELDE, 1967 a, b et c; C. TRIBOULET, 1971 — voir aussi A. LACROIX, 1962, p. 701 cité in J. COGNE, 1960, p. 124 et C. BARROIS, 1884, p. 42 cité in L. B. HALFERDAL, 1961, p. 60).

Il subsiste néanmoins deux espèces minérales dont, soit la présence, soit l'origine et la nature, restent douteuses.

La *staurotide* est l'une de celles-ci : J. COGNE (1960 et 1961) et J. COGNE *et al.* (1966) la citent comme minéral exceptionnel et résiduel des micaschistes (1960, p. 116 et 1961, p. 225), voire d'occurrence douteuse (« rares et douteux résidus de staurotide », 1966, p. 73).

Personnellement, nous n'avons jamais observé ce minéral, fut-il résiduel, dans les micaschistes groisillons.

La seconde espèce minérale totalement pseudomorphosée fait l'objet de la présente note : son abondance malgré ses occurrences assez particulières, sa morphologie porphyroblastique et souvent volumineuse, et le remarquable état de conservation de ses formes cristallographiques, méritaient incontestablement une étude détaillée.

En 1966, J. COGNE *et al.* (p. 45) ont émis l'hypothèse que ces porphyroblastes pseudomorphosés représentaient vraisemblablement d'anciens cristaux de *Lawsonite*.

L'étude de la morphologie de ces porphyroblastes, qui a fait l'objet d'un autre travail, semble d'ailleurs confirmer cette hypothèse (C. FELIX et A. M. FRANSOLETT, 1972).

## GISEMENTS DES PORPHYROBLASTES PSEUDOMORPHOSES

A. — Ces porphyroblastes pseudomorphosés se sont confinés aux horizons basiques et, plus spécifiquement encore, aux niveaux glaucophanoschisteux.

Dans aucun cas, nous n'avons trouvé ces pseudomorphes volumineux associés à des niveaux micaschisteux bien individualisés, à chloritoïde par exemple, ou encore riches en albite, et dans lesquels il n'est pourtant pas rare d'observer quelques cristaux de glaucophane (roches pélitiques montrant l'association primaire : muscovite (*s.l.*) — chloritoïde — grenat  $\pm$  glaucophane — quartz).

*Remarque* : J. COGNE *et al.* (1966, p. 45) notent : « A proximité des glaucophanites, les micaschistes présentent parfois des amas de muscovite et de clinzoisite groupés suivant les formes d'anciens cristaux courts ... ».

Il est vrai certes que la localisation des porphyroblastes pseudomorphosés est assez fréquemment liée à l'existence de passées micaschisteuses, parfois très fines (quelques millimètres) et assez abondantes, parfois aussi plus épaisses (de 1 à 10 ou 20 cm), au sein des niveaux glaucophanoschisteux.

Néanmoins, malgré cette « association », dont il est d'ailleurs difficile de préciser l'importance ou le rôle éventuel sur le mode de gisement des porphyroblastes, il semble inexact de dire que ces derniers soient présents dans les micaschistes. On peut même affirmer qu'ils sont au contraire toujours très intimement associés au matériau glaucophanique; la présence de certains d'entre eux « au sein » de passées micaschisteuses fines (< 1 cm) doit vraisemblablement être attribuée à l'hétérogénéité de la composition du matériau pélitique de ces intercalations.

C'est d'ailleurs ce que confirme l'examen microscopique d'échantillons provenant de pareils ensembles complexes : car, si leur hétérogénéité se traduit effectivement par un zonage fin, parallèle à la schistosité de cristallisation, consistant en l'alternance de zones glaucophanoschisteuses (association : glaucophane — épidote — grenat — spène  $\pm$  muscovite) et muscovitiques (association : muscovite *s.l.* — grenat), et parfois aussi quartziques (quartz,  $\pm$  muscovite), épaisses de 1 à 2 millimètres, la localisation des pseudomorphes se limite dans tous les cas aux zones glaucophanoschisteuses, plus rarement aux zones quartziques à condition que ces dernières soient exclusivement associées aux précédentes (à glaucophane).

B. — En outre, ainsi que nous l'avons déjà noté (C. FELIX et A. M. FRANSOLET, 1972, p. 324), ces porphyroblastes pseudomorphosés disparaissent dans le secteur occidental de l'île (voir aussi Fig. 1).

Cette disparition coïncide ainsi avec l'apparition, ou la prédominance des faciès prasinitiques sur les faciès glaucophaniques : l'association de ces porphyroblastes avec les glaucophanoschistes nous paraît ainsi quasi-exclusive et, réciproquement, leur absence dans les prasinites (de même que dans les micaschistes) apparaît tout à fait générale.

*Ce minéral porphyroblastique pseudomorphosé peut ainsi être considéré comme symptomatique des faciès glaucophaniques.*

C. — Enfin, il est toutefois important de noter que tous les niveaux glaucophaniques ne renferment pas ces pseudomorphes : ils semblent ainsi, entre autres, toujours absents des niveaux de glaucophanites (nous désignons par ce terme descriptif de glaucophanite, des glaucophanoschistes de teinte foncée, dans lesquels la différenciation métamorphique a été poussée à l'extrême et a engendré une texture schisto-zonaire ou schisto-lenticulaire remarquable et souvent régulière — alternance de zones noires glaucophaniques et de zones jaunes ou verdâtres épidotiques).

Nous essaierons de préciser ultérieurement les raisons possibles de cette absence dans les glaucophanites et dans certains glaucophanoschistes (voir pages 385, 386).

## Première Partie

### ÉTUDE STRUCTURO-MINÉRALOGIQUE

#### I. CARACTÉRISTIQUES MACROSCOPIQUES DES PSEUDOMORPHES

La morphologie et les caractères structuraux macroscopiques de ces pseudomorphes ont déjà été étudiés (C. FELIX et A. M. FRANSOLET, 1972).

L'examen *in situ* de ces formes permet cependant de mettre en évidence certaines particularités structurales, surtout quand on les compare aux autres minéraux des glaucophanoschistes (glaucophane en particulier).

La cristallisation de ces porphyroblastes semble en effet s'être effectuée dans des conditions relativement statiques, ou du moins telles qu'elles ne devaient vraisemblablement plus coïncider avec les mouvements internes intenses qui sont responsables de l'apparition de la schistosité régionale de cristallisation, et de la linéation minérale, dont glaucophane, épidote, grenat, muscovite (*s.l.*) ... sont contemporains (associations primaires : voir C. FELIX, 1969, p. 369).

Ces porphyroblastes sont ici disposés à l'emporte-pièce, sans orientation préférentielle par rapport aux autres structures, et, même lorsque certaines formes prismatiques allongées sont « couchées » suivant les plans de schistosité, elles ne présentent aucune orientation privilégiée par rapport à la linéation remarquablement dessinée par la glaucophane.

Pour l'observateur, ces formes porphyroblastiques apparaissent post-cinématiques, au point que l'on pourrait presque les comparer à certains minéraux (andalousite ou cordiérite par exemple) qui cristallisent consécutivement à un métamorphisme thermique de contact.

## II. CARACTÉRISTIQUES MICROSCOPIQUES DES PSEUDOMORPHES

Nous avons examiné au microscope près de 150 porphyroblastes pseudomorphosés (soit une cinquantaine d'échantillons) provenant de divers endroits de la côte (Baie de Locmaria, Zone de Porh Morvil, Plage du Trec'h, Côtes des Sœurs, Viviers de Stanverec. Nous ne citons ici que les principaux gisements permettant une bonne récolte d'échantillons : les faits décrits ci-dessous se rapportent d'ailleurs à des échantillons prélevés en ces endroits) (Fig. 1).

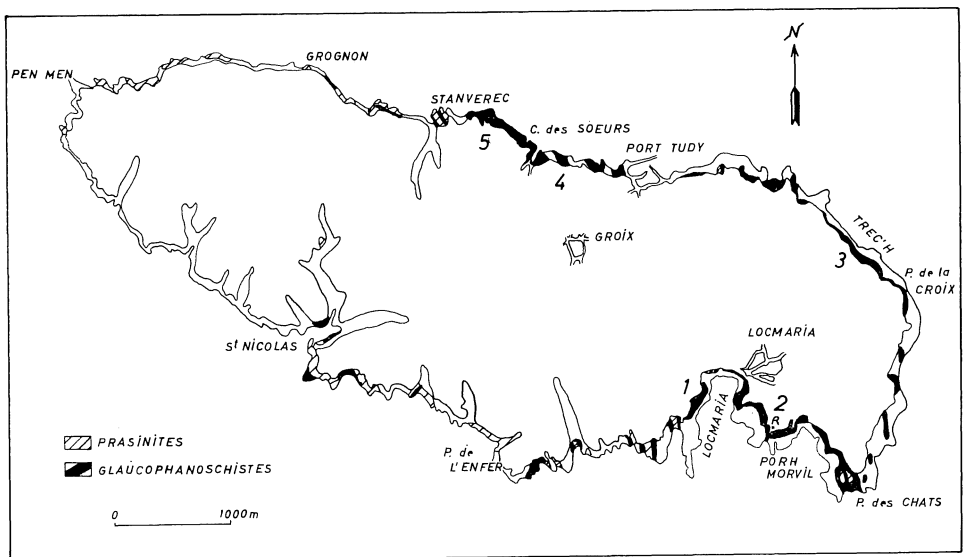


Fig. 1. — Carte géologique de l'île de Groix montrant très schématiquement la répartition des principales masses glaucophaniques et prasinitiques (les multiples variations de faciès au sein de ces ensembles basiques ne sont pas figurées). Les points 1 à 5 indiquent les gisements d'où proviennent les porphyroblastes étudiés dans ce travail.

Dans près de 80 % des pseudomorphes étudiés, la conservation de la morphologie prismatique originelle est quasi-parfaite (microphoto 1).

Dans les autres cas, les pseudomorphes ont subi quelques déformations (formes sans doute écrasées à contours assez irréguliers) rarement importantes.

Les minéraux qui occupent actuellement le volume des porphyroblastes pseudomorphosés sont : l'épidote *s. str.*, la clinzoïsite, la muscovite *s.l.*, la paragonite, la biotite et/ou la chlorite, l'albite, la glaucophane (associée parfois à des acicules de hornblende vert-bleu), le grenat, le sphène, le quartz, accessoirement l'apatite, et dans un cas la calcite.

#### *Remarques :*

- 1° Les pseudomorphes peuvent montrer soit la présence simultanée de tous ces minéraux, soit la présence de certains d'entre eux seulement (voir plus loin).
- 2° *Nous précisons dès maintenant que la présence simultanée de certains de ces minéraux ne peut être nullement considérée comme symptomatique de l'association minéralogique qui s'est substituée aux porphyroblastes originels lors de la pseudomorphose. Nous en verrons les raisons évidentes ultérieurement (inclusions minérales et minéraux reliques).*

#### *A. Généralités sur les pseudomorphes*

##### *1. Cas général.*

Dans un ouvrage aussi remarquable qu'exhaustif consacré aux textures et structures des roches métamorphiques, A. SPRY (1969, p. 90) donne du pseudomorphe la définition suivante : « A pseudomorph is a textural unit (e.g. a crystal or fossil) which has been altered or replaced so as to retain the original shape of the unit but to change the internal structure or composition ».

Sans tenir compte de la façon dont le remplacement ou la substitution s'est accompli au sein du minéral originel, cet auteur distingue quatre types « descriptifs » de pseudomorphes (p. 91) :

1. un cristal unique d'une espèce minérale originelle A est remplacé par un cristal unique d'une autre espèce minérale B (« single-crystal pseudomorph ») ( $A \rightarrow B$ ).
2. un cristal unique d'une espèce minérale originelle A est remplacé par un agrégat de cristaux d'une autre espèce minérale B (« multi-crystal pseudomorph ») ( $A \rightarrow$  agrégat B).
3. un agrégat de cristaux d'une même espèce minérale originelle A est remplacé par un cristal unique d'une autre espèce minérale B (« aggregate-pseudomorph ») (agrégat  $A \rightarrow B$ ).
4. un cristal unique d'une espèce minérale originelle A est remplacé par un agrégat de cristaux d'espèces minérales différentes (« multi-phase, multi-crystal pseudomorph ») ( $A \rightarrow B + C + \dots$ ).

Il est clair que, dans la plupart des cas de pseudomorphose, la question essentielle, qui se pose immédiatement à l'esprit, est celle qui consiste à savoir si il y a eu modification du chimisme global lors de la transformation  $A \rightarrow B + C + \dots$  (apport et départ de certains éléments chimiques).

La connaissance de la nature du minéral originel A et de celle de ses produits de substitution B, C, ... permet de résoudre aisément ce problème, de même qu'il

est alors assez aisé d'imaginer le processus suivant lequel s'est opérée cette substitution et les conditions qui l'ont déterminée.

Si nous nous en tenons à la classification descriptive de A. SPRY, il est clair que les pseudomorphes des glaucophanoschistes groisillons peuvent en *principe* appartenir au type 4 (« multi-phase, multi-crystal pseudomorph »).

Nous avons en effet montré (C. FELIX et A. M. FRANSOLET, 1972) que, pris individuellement, ces pseudomorphes montraient par leurs caractères cristallographiques (formes prismatiques, rapports des paramètres cristallographiques, ...), hérités des porphyroblastes originels, des affinités certaines avec la Lawsonite et excluait par contre d'autres minéraux tels l'andalousite, ...

On peut d'ailleurs dire d'une façon plus générale que, dans le cas présent, quelle que soit l'espèce minérale originelle, Lawsonite ou autre, la seule persistance ou conservation de formes prismatiques, occupées actuellement par un agrégat de minéraux d'espèces différentes (épidote, mica blanc, ... voir ci-dessus) plaide en faveur de l'existence d'un cristal unique d'une certaine espèce minérale originelle A.

Il s'agit certes là d'une première constatation qui n'est pas à négliger; mais elle est toutefois insuffisante pour expliquer à elle seule la complexité de la nature des produits de la pseudomorphose que nous avons étudiée.

## 2. Cas des roches métamorphiques.

Il ne faut en effet pas perdre de vue que ces pseudomorphes, dérivés d'une certaine espèce minérale originelle A, ne constituent en aucun cas des entités individuelles que l'on doit étudier comme telles.

Ils appartiennent au contraire à un certain type de roches cristallographiques (des glaucophanoschistes) : de ce fait, les structures qu'ils ont pu hériter, de même sans doute aussi que la nature des minéraux qui les constituent aujourd'hui, peuvent se rattacher à un ensemble de phénomènes qui sont liés à l'évolution minéralogique et structuro-texturale de ces glaucophanoschistes.

C'est la raison pour laquelle, dans le cas particulier des roches métamorphiques, il ne suffit pas toujours de dire que A, espèce minérale originelle, s'est transformée en l'association pseudomorphe B + C + ..., et d'en déduire un processus plus ou moins complexe pour caractériser la pseudomorphose, mais encore faut-il en retracer tout le processus d'évolution en tenant compte du contexte lithologique général.

En effet, ces porphyroblastes aujourd'hui disparus ayant, à un moment déterminé de l'évolution métamorphique groisillonne (qui, rappelons-le, est plurifaciale — voir C. FELIX, 1969 et 1972), appartenu à une paragenèse minérale, on peut se demander quel rôle ce minéral a pu tenir dans la paragenèse des glaucophanoschistes, son abondance n'étant certainement pas due à un pur effet du hasard.

C'est la raison pour laquelle, dans les lignes qui suivent, nous avons été amené à considérer ces pseudomorphes sous un double point de vue.

### a) *Évolution minéralogique.*

Ignorant dans le cas présent la nature même des porphyroblastes originels, il paraissait assez vain d'en rechercher à priori et les causes de sa disparition (de même d'ailleurs que sa raison d'être dans la paragenèse minérale), et le processus de substitution.

Seule une certaine identité dans la nature des produits de la substitution, identifiés dans des formes provenant d'endroits différents, pouvait éventuellement per-

mettre d'inférer certaines constantes concernant la composition actuelle et, plus vaguement encore, de la composition originelle.

La méthode d'approche s'est donc faite par comparaison.

b) *Évolution structurale.*

En outre, seule l'étude des structures de ces pseudomorphes prismatiques héritées des formes originelles (inclusions minérales et minéraux reliques) pouvait permettre d'éviter certaines incertitudes en précisant notamment le moment ou l'époque de l'apparition des formes originelles, de même que l'époque de leur disparition.

La comparaison de ces structures avec celles de la roche encaissante, jointe à l'évolution minéralogique de l'ensemble, s'est d'ailleurs révélée le seul mode d'approche de connaissance valable de ce pseudomorphe.

Ce sont donc ces deux aspects que nous avons essayé de mettre en relief en étudiant les pseudomorphes de présumée Lawsonite des glaucophanoschistes groisillons.

B. *Minéraux présents dans les porphyroblastes pseudomorphosés*

Nous avons défini les glaucophanoschistes groisillons comme étant « des roches à texture schisto-zonaire très régulière consistant en l'alternance de zones bleu-violacé, riches en glaucophane, et de zones, ou lentilles, verdâtres épidotiques » (C. FELIX, 1969, p. 361).

Nous en avons également donné les principaux caractères structuro-minéralogiques : ces derniers s'accordent pour montrer que l'évolution métamorphique est typiquement plurifaciale.

Les caractéristiques minéralogiques et structurales des pseudomorphes étant assez variées, il nous a paru intéressant de subdiviser les formes étudiées en deux groupes.

Le premier groupe comprend les porphyroblastes provenant de glaucophanoschistes dans lesquels la glaucophane n'a subi, au cours de l'évolution structuro-minéralogique, qu'une légère transformation (Glaucophanoschistes I); le second groupe se rapporte à des glaucophanoschistes dans lesquels la glaucophane s'est au contraire transformée plus ou moins considérablement (Glaucophanoschistes II).

*Remarque :* Dans les lignes qui suivent, nous avons désigné par  $S_e$  la schistosité de cristallisation des roches étudiées (schistosité régionale), et par  $S_i$  la structure interne propre aux porphyroblastes pseudomorphosés (orientations préférentielles de certains minéraux au sein des pseudomorphes — voir C, pages 369 sq. et Fig. 2).

1. *Cas des Glaucophanoschistes I.*

Les glaucophanoschistes I sont généralement des roches de teinte violacée, à texture schisteuse fine, montrant en outre une belle linéation minérale (glaucophane).

Ces roches sont piquetées de nombreux petits grenats de 1 à 2 millimètres de diamètre, rarement plus.

On observe en outre de nombreux petits plans ou délits micaschisteux; à l'échelle de l'affleurement, les passées micaschisteuses ne sont d'ailleurs pas rares (généralement zones de quelques centimètres à 1 mètre).

En faisant momentanément abstraction de la présence des porphyroblastes

pseudomorphosés, on peut dire que l'association minéralogique primaire de ces glaucophanoschistes est la suivante :

*glaucophane* — *épidote* — *grenat* — *muscovite (s.l.)* — *sphène*. Minéraux accessoires : *apatite* et *quartz*.

Nous avons fait figurer la muscovite (*s.l.*) dans cette association, car il n'est pas rare d'observer, au sein de ces glaucophanoschistes, de fines zones muscovitiques (1 à 2 mm), caractérisées par l'association muscovite-grenat (ce dernier minéral est toujours extrêmement abondant dans ces fines zones muscovitiques), auxquelles vient parfois s'ajouter le quartz.

En outre, des paillettes isolées de muscovite, dispersées dans la roche, mais orientées, peuvent parfois être présentes.

Dans certains cas, présence également de laies monogranulaires de quartz en grains isométriques.

Une association secondaire, quantitativement peu importante, associée à la déformation de ces roches (extension) consiste en l'apparition de biotite, fréquemment associée à de la chlorite, formées aux dépens de la glaucophane : ces deux minéraux peuvent être accompagnés d'albite en quantité tout à fait minime. La hornblende vert-bleu est très rare, même très souvent absente.

Dans certaines roches toutefois, transparaissent des plages albitiques à tendance porphyroblastique et orientée : entre nicols croisés, elle apparaissent dans la texture schisteuse comme des taches blanches monocristallines fort encombrées à la fois par des résidus glaucophaniques accompagnés d'acicules de hornblende vert-bleu, généralement très courts, parfois aussi de biotite et/ou de chlorite, ainsi que par des cristaux d'épidote.

Ces plages albitiques qui tendent ainsi à s'individualiser sous forme de porphyroblastes restent toutefois très localisées dans ce type de roche (I).

Certains grenats peuvent parfois aussi avoir subi un début de biotitisation ou de chloritisation : celle-ci se limite néanmoins toujours aux cassures du minéral.

De très fines cassures, remplies par de l'albite, obliques à la schistosité de cristallisation  $S_e$  recoupant glaucophane, grenats, ... et *pseudomorphes* peuvent également exister.

Enfin, on notera que, si à l'affleurement, l'épidote peut apparaître sous forme de concentrations lenticulées, parallèles à la schistosité de cristallisation régionale, à l'échelle microscopique, bien que ubiquiste, ce minéral n'est pas très abondant (5 à 10 % au maximum du volume de la roche) et dispersé. Dans certaines roches toutefois, il se concentre en petites lentilles effilées, microscopiques, à grains isométriques.

Les porphyroblastes pseudomorphosés sont au contraire très abondants et souvent volumineux.

#### *Aspect minéralogique.*

Les pseudomorphes provenant des glaucophanoschistes I montrent généralement des caractères minéralogiques et structuraux simples : ils consistent essentiellement en l'association mica blanc (*s.l.*) — *épidote (s.l.)* (voir par exemple la paroi N-S précédant à l'Ouest la marque amer R — Fig. 1).

Suivant l'orientation des sections de pseudomorphes examinés en lames minces, ces deux minéraux peuvent être en proportions respectives assez variables, mais ils forment à eux deux 90 à 95 % du volume de ces pseudomorphes.



En outre, ainsi que nous l'avons déjà noté, ces deux minéraux montrent une répartition zonaire (C. FELIX et A. M. FRANSOLET, 1972) (Microphoto 1).

1° *La zone épidotique centrale (à glaucophane résiduelle).*

Les cristaux d'épidote, qui ont une nette tendance à se concentrer vers le centre des pseudomorphes, forment des amas plus ou moins denses ou ajourés, ou consistant encore en îlots anastomosés (Microphoto 2).

Ces cristaux épidotiques sont soit prismatiques hypidiomorphes, ou montrant du moins, dans une même section de pseudomorphe, un net allongement préférentiel (cet allongement ou orientation préférentielle des cristaux d'épidote correspond alors à la structure que nous appellerons  $S_i$  — voir fig. 2 — et que nous comparerons à la schistosité de cristallisation de la roche  $S_e$  — voir pages 369 sq.), soit au contraire xénomorphes et n'indiquant aucune orientation préférentielle (absence de  $S_i$ ). Ce second cas est d'ailleurs beaucoup moins fréquent que le premier (environ 1 forme examinée sur 10).

L'examen microscopique permet de distinguer deux « variétés » de cristaux d'épidote :

(1) des cristaux de clinozoïsite : ces cristaux, incolores en lumière parallèle, à biaxie positive ( $2V = 85^\circ$  à  $90^\circ$ ), ont une biréfringence faible ( $B = 0.0005$  à  $0.010$ ) et sont en outre caractérisés par des teintes de polarisation anormales bleu sombre ( $r < v$ ).

Dans les sections parallèles au plan des axes optiques (sections  $g^1$  ou (010), l'extinction (dans l'angle obtus (100) (001)) est subdroite ( $N_p \wedge (100) = +2$  à  $+4^\circ$ ).

(2) des cristaux d'épidote (s. str.) : ces cristaux, au contraire des précédents, sont légèrement colorés (jaune pâle) en lumière parallèle, et à biaxie négative ( $2V = 80^\circ$  à  $90^\circ$ ). Leur biréfringence est plus élevée que celle des cristaux de clinozoïsite ( $B = 0.015$  à  $0.030$ ), et les teintes de polarisation ne sont jamais anormales, mais vives (1<sup>er</sup> et 2<sup>e</sup> ordres), et souvent réparties inégalement dans une même section.

Dans les sections  $g^1$ , parallèles au plan des axes optiques, l'angle d'extinction, dans l'angle aigu (100) (001), est faible ( $N_p \wedge (100) = -2^\circ$  à  $-5^\circ$ ).

Dans ces deux variétés d'épidote (s.l.), il est assez commun d'observer des cristaux zonés.

En fonction des caractères optiques notés sur une trentaine de sections favorables ( $g^1$ ), on peut même supposer que ces deux variétés épidotiques appartiennent en fait à une série continue dont la clinozoïsite (1), caractérisée ici par des teintes de polarisation anormales, constitue un terme peu ferrifère (c'est-à-dire un terme dans lequel  $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$  serait inférieur à 10 Mol — %), tandis que la variété appelée ici épidote s. str. (2) constituerait plutôt un terme plus ferrifère (dans le cas présent — *glaucophanoschistes à porphyroblastes pseudomorphosés* —, on peut estimer que cette seconde variété serait un terme dans lequel 10 Mol — %  $< \text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13} < 20$  à 25 Mol — %) (voir W. E. TRÖGER, 1959, p. 45).

La coexistence de ces deux variétés épidotiques dans la zone centrale des porphyroblastes pseudomorphosés souligne à elle seule le caractère hétérogène des concentrations réalisées par ce minéral.

Suivant les pseudomorphes examinés, ces deux « variétés » peuvent d'ailleurs coexister en proportions variables. Ainsi, si dans certains pseudomorphes, la clino-

zoïsite est la variété la plus abondante (60-70 ‰), dans d'autres, au contraire, les proportions sont inversées, et, dans d'autres cas encore, clinozoïsite et épidote *s. str.* sont en quantités équivalentes.

Nous en verrons la raison probable ultérieurement.

*Malgré cette hétérogénéité, on peut toutefois affirmer que c'est la présence de clinozoïsite, aisément identifiable dans les pseudomorphes par ses teintes de polarisation anormales, qui est caractéristique des concentrations épidotiques réalisées dans la partie centrale des porphyroblastes pseudomorphosés.*

En effet, l'épidote participant à la schistosité de cristallisation de la roche encaissante est toujours du second type (épidote *s. str.*), même si dans certains cas ce minéral prismatique de la schistosité peut être zoné et montrer une mince bordure irrégulière de clinozoïsite bleu sombre.

L'absence quasi-totale de cristaux bien individualisés de clinozoïsite (1), dans la schistosité de cristallisation de la roche, sa présence dans les pseudomorphes et l'identité des cristaux d'épidote (2) dans ces deux circonstances, s'accordent donc bien pour montrer que la clinozoïsite (1) peut être considérée comme symptomatique des pseudomorphes et probablement aussi de la pseudomorphose elle-même.

Les structures de ces concentrations épidotiques ne font d'ailleurs que renforcer cette affirmation.

Quel que soit le type d'agrégat réalisé, on est en effet souvent frappé par l'aspect compact, presque monolithique, de ces ensembles épidotiques, même dans le cas où ils sont formés par des îlots qui s'anastomosent (Microphoto 2).

Tous les cristaux d'épidote (clinozoïsite et épidote *s. str.*), qu'ils soient prismatiques et orientés préférentiellement —  $S_z$  — de la même manière dans une même section, ou qu'ils soient xénomorphes, semblent en effet « soudés » les uns aux autres; et, plus précisément encore, il apparaît, dans ces ensembles hétérogènes, que c'est la clinozoïsite qui constitue le ciment unissant tant les cristaux d'épidote *s. str.* que ceux mieux individualisés de clinozoïsite.

Schématiquement, on peut donc considérer ces concentrations épidotiques comme formées par des cristaux plus ou moins prismatiques et orientés d'épidote *s. str.* auxquels sont associés des cristaux de clinozoïsite dont le faciès et la disposition sont beaucoup plus irréguliers : ce sont les cristaux de ces ensembles hétérogènes qui sont « soudés », ou unis les uns aux autres par de la clinozoïsite, qui cimente ainsi des cristaux originellement assez bien individualisés, et qui confère à l'ensemble un aspect compact à un point tel, qu'en lumière parallèle, il devient difficile d'individualiser les cristaux formant ces agrégats.

C'est la raison pour laquelle, entre nicols croisés, ces concentrations épidotiques se présentent comme des mosaïques très complexes formées par des cristaux plus ou moins prismatiques des types (1) et (2), mais dans lesquelles les teintes de polarisation vives des cristaux d'épidote *s. str.* se fondent et s'interpénètrent mutuellement avec les teintes grises et anormales bleu sombre des cristaux de clinozoïsite.

La présence d'un « ciment » de clinozoïsite soudant l'ensemble, ne fait donc qu'accroître la complexité de cette mosaïque épidotique.

En fait, tout se passe comme si des cristaux d'épidote *s. str.* et de clinozoïsite, hypidiomorphes à xénomorphes, se trouvaient réunis par d'autres cristaux de clinozoïsite venus cristalliser entre eux : c'est cette clinozoïsite à caractère intersticiel et poecilitique qui agglomère le tout.

Cette impression de monolithisme est encore accentuée par la présence de cristaux de glaucophane, visiblement résiduels, qui se trouvent véritablement emprisonnés ou piégés dans ces agrégats.

Lorsque ces cristaux prismatiques de glaucophane (qui sont parallèles à l'orientation préférentielle —  $S_i$  — marquée par les prismes d'épidote *s. str.*) ont gardé un volume suffisant, ils se trouvent isolés les uns des autres par de la clinzoïsite, celle-ci cimentant d'ailleurs à son tour les prismes d'épidote *s. str.*

Dans certains cas, on peut aussi observer plusieurs fragments d'un même cristal originel de glaucophane (ces fragments isolés ont gardé la même orientation optique), à contours irréguliers, qui sont cimentés et séparés les uns des autres par des plages de clinzoïsite à caractère poecilitique interstitiel.

Enfin, des résidus glaucophaniques qui ne constituent plus que de minuscules plages (20 à 50  $\mu$ ), dispersées dans ces concentrations épidotiques, sont généralement inclus dans des cristaux xénomorphes de clinzoïsite.

Des granules oblongs de sphène, qui accompagnent dans les pseudomorphes, comme dans la roche encaissante, les cristaux prismatiques orientés de glaucophane et d'épidote ( $S_i$  et  $S_e$ ) se retrouvent aussi comme inclusions dans les plages monocristallines de clinzoïsite.

Notons en outre que la glaucophane est très rarement absente dans ces concentrations épidotiques centrales et, si, dans de nombreux cas, elle ne représente plus que quelques pour-cent du volume de l'agrégat, dans certains porphyroblastes pseudomorphosés, elle peut être restée en quantité équivalente à celle de l'épidote.

Les caractères structuraux de ce minéral indiquent toutefois sans ambiguïté un faciès résiduel. C'est ainsi que des petites lamelles de biotite et/ou chlorite, mal cristallisées, accompagnées d'un peu d'albite peuvent être associées à des plages xénomorphes de glaucophane, à contours irréguliers et déchiquetés. L'ensemble est toujours piégé dans la clinzoïsite.

Il est également fréquent d'observer au sein de ces mosaïques épidotiques compactes des grenats parfaitement idiomorphes (Microphotos 1 et 2).

Enfin, pour en terminer avec la description de ces concentrations centrales, il convient encore d'ajouter qu'il peut exister des « vides » au sein de ces amas : ceux-ci sont alors occupés par de la muscovite, accompagnée de biotite et/ou de chlorite, parfois aussi par de l'albite et du quartz, ces deux derniers minéraux n'étant toutefois pas abondants (< 1 %).

## 2° La zone « micacée » périphérique.

Toute la bordure des porphyroblastes pseudomorphosés est occupée par un ensemble de lamelles trapues de mica blanc (*s.l.*) orientées en tous sens et enchevêtrées (Microphoto 1).

Ces cristaux trapus renferment généralement, sous forme de petites inclusions, des grains oblongs d'épidote (*s. str.*), ou quelques rares cristaux prismatiques du même minéral : ceux-ci sont fréquemment alignés sur la structure  $S_i$  propre aux concentrations épidotiques.

Des grenats idiomorphes et des granules de sphène sont également emprisonnés dans ces larges lamelles muscovitiques. Il en est de même pour quelques cristaux résiduels de glaucophane, ou pour quelques plages isolées de ce minéral ayant même orientation optique, et appartenant ainsi à un même cristal originel.

La présence d'épidote, et de glaucophane à caractère nettement résiduel, dans

cette bordure micacée se limite toutefois toujours à quelques cristaux, ce qui contraste bien sûr avec la zone centrale épidotique.

Par contre, la présence de biotite et/ou de chlorite, accompagnée(s) d'un peu d'albite et de quartz, est fréquente dans cette zone muscovitique.

D'une façon générale d'ailleurs, ces cristaux de biotite et/ou de chlorite sont localisés préférentiellement, d'une part à la limite de la zone centrale épidotique avec la bordure muscovitique et, d'autre part, à la périphérie des pseudomorphes, c'est-à-dire pratiquement aux contacts des faces des anciens prophyroblastes avec la roche encaissante.

*Remarque :* On notera la présence simultanée dans ces pseudomorphes de biotite et de chlorite (clinochlore, ou parfois un terme plus alumineux, assez proche de l'amésite).

Ces deux phyllosilicates sont d'ailleurs souvent très intimement associés et forment une structure très particulière : on observe en effet fréquemment au sein des cristaux de biotite des îlots de clinochlore : la zone de contact entre le clinochlore central et la biotite périphérique est toujours très irrégulière et souvent soulignée par un mince liseré de chlorite à dispersion marquée, montrant des teintes de polarisation bleues, anormales, comparables à celles de la pennine.

Dans certains cas, au lieu d'îlots, la chlorite est allongée en petites lamelles irrégulières, anastomosées, plus ou moins parallèles au clivage  $p$  de la biotite : le contact biotite-clinochlore est encore souligné dans ce cas par un très mince liseré de chlorite bleue dispersive.

Outre cette particularité structurale, il semble d'ailleurs que l'on puisse distinguer 2 faciès dans les cristaux de biotite et/ou de chlorite.

En effet, si la biotite à îlots chloritiques forme fréquemment des cristaux assez volumineux, elle peut aussi être présente sous forme de minces lamelles allongées, emprisonnées dans les cristaux trapus de muscovite, ou semblant alors interstratifiées avec des bandes muscovitiques d'un même cristal.

La chlorite, lorsqu'elle est présente en cristaux bien individualisés, associés à la biotite, forme souvent des amas de cristaux assez trapus enchevêtrés, disposés en tous sens. Les contours irréguliers des grands cristaux de mica blanc moulent parfaitement toutes ces irrégularités, enrobant certains cristaux, s'insinuant entre d'autres, ce qui lui confère fréquemment, par rapport à ces autres phyllosilicates, un caractère poeciloblastique.

Si on est frappé, à l'affleurement, par la conservation des formes cristallographiques des prophyroblastes pseudomorphosés, et si les formes antérieures à la pseudomorphose apparaissent aussi clairement sur les sections de roches sciées, et même lorsque l'on observe par transparence à l'œil nu les lames minces, on constate par contre, sous le microscope, que les contours de ces prophyroblastes sont moins nets qu'ils ne le paraissent macroscopiquement. Ceci s'explique aisément par la manière dont s'effectue le contact des faces de ces prophyroblastes avec la glaucophane participant à la schistosité de cristallisation de la roche enrobante  $S_e$ .

On observe en effet fréquemment que la terminaison de ces cristaux de glaucophane, déchiquetée, vient se perdre dans la muscovite de la zone périphérique des pseudomorphes; de sorte que, ici encore, les lamelles trapues de muscovite cimentent toutes les irrégularités du contact pseudomorphe-roche enrobante. Le contour des pseudomorphes montre ainsi microscopiquement de nombreuses irrégularités comme s'il se trouvait finement indenté. Il n'est d'ailleurs pas rare d'observer, dans la mus-

covite de la zone périphérique, quelques résidus glaucophaniques ayant même orientation optique que des cristaux prismatiques du même minéral participant à la schistosité, mais dont ils sont séparés par cette muscovite. De fins cristaux de biotite et/ou de chlorite accompagnent souvent la terminaison déchiquetée de la glaucophane de la schistosité et, s'il arrive que le clivage  $p$  de la muscovite soit parallèle à  $S_e$ , ces fines lamelles de biotite se présentent de façon telle dans la muscovite qu'on la dirait interstratifiée dans ce minéral.

Un peu de quartz et d'albite peuvent accompagner ces minéraux de la zone périphérique des pseudomorphes.

### 3° Structures locales et pseudomorphes à albite.

1. Les structures mutuelles des minéraux des pseudomorphes peuvent parfois différer assez considérablement, du moins localement, de ce que nous avons décrit.

C'est ainsi que dans certaines formes la glaucophane résiduelle est fréquemment accompagnée de courts acicules de hornblende vert-bleuté, accompagnés eux-mêmes de fines lamelles biotitiques : cette glaucophane résiduelle ne se présente plus alors en prismes orientés  $S_i$ , mais en cristaux très courts à contours fort déchiquetés.

Cette association glaucophane-hornblende aciculaire-biotite est très souvent incluse dans des petits cristaux lobés d'albite à faciès arrondi, qui se rassemblent à 4 ou 5 individus pour former une mosaïque locale dont les interstices sont occupés par de la biotite et/ou de la chlorite, parfois aussi par de larges lamelles de mica blanc trapues qui enrobent poeciloblastiquement certains grains de la mosaïque.

Ces petites mosaïques se localisent de préférence dans la zone micacée périphérique, soit dans sa partie externe, au contact de la roche encaissante, soit dans sa partie interne, au contact de la concentration épidotique centrale.

Si ces petites mosaïques se trouvent à la périphérie des pseudomorphes, la glaucophane de la schistosité  $S_e$  se termine aussi dans cette mosaïque par des acicules de hornblende vert-bleu accompagnés de fines lamelles biotitiques.

2. On peut même observer, dans divers pseudomorphes provenant d'un même affleurement, la coexistence de porphyroblastes pseudomorphosés tout à fait semblables à ceux décrits précédemment avec des formes dans lesquelles les structures que nous venons de décrire comme locales peuvent occuper, dans la zone micacée périphérique, un volume aussi important que celui occupé par les lamelles trapues de mica blanc.

Dans certains cas même, l'albite devient plus abondante que le mica blanc à un point tel que celui-ci se limite pratiquement à la zone tout à fait externe du pseudomorphe, et à quelques lamelles à faciès poeciloblastique interstitiel moulant les cristaux d'albite du pseudomorphe (voir Locmaria Est et zone de Porh Morvil).

3. La présence abondante d'albite peut devenir telle que les structures mutuelles des minéraux associés dans le volume des porphyroblastes pseudomorphosés diffèrent totalement de ce que nous avons décrit jusqu'à présent.

Hormis le mica blanc qui subsiste surtout en périphérie, bien que parfois de façon discontinue, le pseudomorphe peut être essentiellement formé par des cristaux d'albite, souvent jointifs, au sein desquels subsistent de courts mais assez abondants résidus glaucophaniques, accompagnés d'acicules de hornblende vert-bleu, de biotite et de cristaux prismatiques d'épidote : tous ces minéraux sont orientés  $S_i$ .

Dans de tels pseudomorphes, l'épidote ne forme plus une véritable concentration centrale, et, bien que ses cristaux aient tendance à être plus abondants vers le centre

du pseudomorphe, ils ne sont jamais jointifs mais au contraire isolés. La quantité de clinozoïsite apparaît également faible : outre quelques cristaux bien individualisés, elle ne forme souvent qu'une assez étroite bordure aux cristaux d'épidote *s. str.* La biotite, et surtout la chlorite en cristaux trapus, sont assez abondants dans ces assemblages occupant les vides laissés entre les cristaux d'albite.

Dans certaines formes, la mosaïque albitique est très belle et ressemble à celle décrite par exemple dans les prasinites (C. FELIX, 1969, p. 365).

4. *Ainsi qu'on peut le constater, l'abondance de cristaux d'albite dans certains pseudomorphes est aussi caractéristique des produits de la pseudomorphose que le mica blanc des formes décrites en 2°. Dans ces pseudomorphes, tout se passe comme si l'albite s'était substituée au mica blanc lors de la pseudomorphose.*

Les concentrations épidotiques n'ont plus ici non plus le même caractère.

L'exemple de quelques porphyroblastes provenant de la partie ouest de la Baie de Locmaria est typique de cette modification minéralogique et structurale de la pseudomorphose.

On observe à cet endroit d'immenses et abondants porphyroblastes ayant en moyenne 2 à 3 cm d'arête. Ils sont blancs laiteux et l'examen à la loupe ne permet pas d'y discerner de concentration épidotique centrale.

Ces immenses porphyroblastes sont parcourus par de fines laies épidotiques discontinues, bien que très régulières et toutes parallèles; elles sont formées de petits cristaux épidotiques équigranulaires : la clinozoïsite à teintes de polarisation anormales, bleues, y est rare. Quelques gros grains bien individualisés sont toutefois inclus dans la muscovite ou l'albite. L'albite y est aussi abondante que le mica blanc, parfois plus, en porphyroblastes à faciès arrondis, festonnés ou lobés : le mica blanc en plages immenses, trapues, s'associe à cette albite. Cette association est d'ailleurs particulière en ce sens que les plages albitiques forment rarement des mosaïques, mais constituent plutôt avec le mica blanc un ensemble assez disparate dans lequel, suivant les endroits, les minéraux s'enrobent ou se moulent mutuellement. La proportion de biotite et/ou de chlorite dans cet ensemble est assez abondante : par rapport à albite et mica blanc, ce minéral a un caractère interstitiel.

Des résidus glaucophaniques accompagnés d'acicules de hornblende vert-bleu sont assez abondants, en inclusions dans l'albite.

## 2. *Cas des glaucophanoschistes II.*

Jusqu'à présent, nous n'avons envisagé que le cas de pseudomorphes provenant de glaucophanoschistes dans lesquels l'association primaire glaucophane — épidote — grenat — muscovite — sphène n'avait subi que des transformations minimales et toujours localisées (voir page 352).

Nous allons maintenant décrire les pseudomorphes de glaucophanoschistes dans lesquels cette association primaire a, au contraire, été modifiée considérablement, au point que la transformation minéralogique a affecté, à des degrés divers, toute la roche.

En fait, dans les roches que nous avons examinées, la transformation minéralogique de l'association primaire revêt un caractère hétérogène, particulièrement au point de vue structural, même dans un ensemble de roches unique et ce, bien que les minéraux résultant de cette transformation soient partout les mêmes : chlorite et albite.

On peut d'abord bien sûr observer des cristaux de glaucophane tronçonnés perpendiculairement à  $S_e$  (extension) et cicatrisés par de la hornblende vert-bleu;

mais, d'une façon plus générale, c'est l'apparition de l'association albite-chlorite formée directement aux dépens de la glaucophane, ou indirectement, aux dépens de la hornblende vert-bleu, qui est caractéristique de la transformation minéralogique de l'association primaire.

La glaucophane, qui constitue évidemment un minéral abondant dans ces roches (70-80 % du volume), apparaît ainsi fréquemment avec un caractère nettement résiduel.

Dans certains cas, la chlorite associée à de l'albite apparaît aux dépens de la glaucophane, soit dans les cassures de ce minéral, soit à sa périphérie, également associée à de courts acicules de hornblende.

On observe alors des plages albitiques poeciloblastiques, interstitielles, fort encombrées et dispersées plus ou moins régulièrement dans la roche.

C'est la raison pour laquelle il n'est pas rare de noter, dans ce type de roche, entre nicols croisés, que des cristaux prismatiques de glaucophane orientés  $S_e$  baignent dans un fond albitique auquel se trouvent associés de nombreux petits cristaux lamellaires de chlorite.

L'albite semble ainsi s'être infiltrée dans des intervalles étroits laissés libres, suivant  $S_e$ , entre les cristaux prismatiques de glaucophane. De ce fait, le volume occupé dans la roche par l'albite et la chlorite est relativement peu important et ce, bien que ces deux minéraux soient ubiquistes : leur présence est limitée aux contacts des cristaux de glaucophane.

Par contre, dans d'autres cas, le fond albitique apparaît plus clairement, malgré qu'il soit fort encombré par des paillettes bien cristallisées de chlorite orientée  $S_e$  accompagnant des acicules de hornblende vert-bleu.

Suivant d'autres zones de la roche, la glaucophane apparaît presque totalement dégradée en longs acicules hornblendiques, formant des ensembles denses, accompagnés de chlorite, tous parallèles à  $S_e$ , et baignant encore dans un fond albitique qui apparaît plus important, et au sein duquel des porphyroblastes plus ou moins allongés suivant  $S_e$ , jointifs, ont d'ailleurs tendance à s'individualiser.

Localement, entre ces porphyroblastes albitiques, la chlorite devient très abondante et revêt un caractère nettement interstitiel (« structures prasinitiques » locales).

De nombreux grenats sont partiellement chloritisés, soit suivant leurs cassures, soit aussi en périphérie, et ils sont souvent inclus dans une auréole d'étirement caractérisée par l'association chlorite-albite (celle-ci forme une petite mosaïque albitique avec chlorite interstitielle).

En faisant momentanément abstraction de la présence, dans ces roches, des porphyroblastes pseudomorphosés, on peut dire qu'à l'association primaire : *glaucophane — épidote — grenat — sphène ± muscovite*, a succédé l'association : *hornblende vert-bleu — chlorite — albite — épidote — sphène (± muscovite)*; il est vraisemblable que, dans la succession des événements structuro-minéralogique qui ont affecté ces roches, on puisse distinguer dans le temps

- a. une association : *hornblende vert-bleu — albite — épidote — sphène — grenat (± muscovite)*,
- b. à laquelle succède immédiatement l'association : *chlorite — albite — épidote — sphène (± muscovite)*.

*Caractères minéralogiques des pseudomorphes.*

1. Certains porphyroblastes sont tout à fait comparables à ceux décrits précé-

demment avec, peut-être, la réserve suivante : la zone périphérique n'est jamais constituée essentiellement par le mica blanc : l'albite y est toujours présente en proportions plus ou moins importantes.

On observe ainsi une zone centrale épidotique dense, faite surtout de cristaux prismatiques de clinozoisite emprisonnant des résidus glaucophaniques (ensemble  $S_i$  orienté  $S_e$ ), des granules oblongs de sphène et quelques grenats idiomorphes.

La périphérie montre par contre l'association : mica blanc — albite — chlorite, ce dernier minéral revêtant fréquemment un caractère interstitiel par rapport aux deux autres. Des résidus glaucophaniques accompagnés d'acicules courts de hornblende sont fréquemment inclus dans l'albite. Bien que l'albite soit généralement en proportion égale ou supérieure à celle de mica blanc, elle peut parfois n'être pas plus abondante que dans les autres types de roches. Souvent d'ailleurs, l'albite est abondante localement, en ce sens qu'une partie est à muscovite, l'autre à albite.

En fait, ces pseudomorphes ne montrent qu'une exacerbation de certaines structures décrites précédemment.

2. Dans certains cas toutefois, on peut juger du caractère complexe de la pseudomorphose et des structures des produits de celle-ci car, si en fait, les pseudomorphes de ces roches ne diffèrent guère minéralogiquement de ceux des roches précédentes, certaines structures sont tout à fait symptomatiques de la complexité de la pseudomorphose

Nous décrivons ci-dessous 1 cas typique (Côtes des Sœurs)

a. Certaines formes montrent une zone centrale chloritique constituée de nombreux cristaux assez trapus, enchevêtrés, et disposés en tous sens.

Ces amas chloritiques renferment des cristaux de clinozoisite bien orientés, non concentrés, mais dispersés.

En outre, il existe dans cet amas chloritique central des cristaux albitiques lobés à faciès arrondis : ceux-ci aussi se trouvent traversés en continuité par  $S_i$ . Ces grains d'albite peuvent être parfois soudés, mais restent toujours bien individualisés.

Dans certains cas, ces albites forment une véritable mosaïque avec chlorite interstitielle et quelques résidus glaucophaniques avec acicules hornblendiques.

*Ces ensembles réalisent une structure prasinitique typique (C. FELIX, 1969).*

La zone périphérique est micacée, à lamelles trapues renfermant des petits cristaux, souvent xénomorphes, d'épidote *s. str.*

b. D'autres formes, dans la même zone, sont beaucoup plus complexes.

En gros, on y observe du mica blanc et de l'épidote (clinozoisite en grande partie) orientés, tandis que localement apparaissent en quantité assez abondante de la chlorite et de l'albite en porphyroblastes lobés et arrondis, associés pour former une structure prasinitique.

Des grenats idiomorphes, des cristaux de glaucophane, des granules oblongs de sphène et quelques grains de calcite sont également visibles.

En fait, on peut disséquer pareilles formes suivant le type des structures locales réalisées.

1. Il existe effectivement des zones où l'on observe surtout l'association : clinozoisite, en grands cristaux prismatiques orientés — résidus glaucophaniques également en grands cristaux prismatiques orientés; des lamelles assez trapues de mica blanc orientées ( $p // S_e$ ) accompagnent cette association : celle-ci est tout à fait



comparable à celle décrite pour les concentrations épidotiques centrales (voir pages 353 sq.). En outre, ce qui est rarement le cas dans ces concentrations épidotiques centrales, les cristaux de glaucophane peuvent être accompagnés par des acicules hornblendiques associés à de fines lamelles de chlorite et baignant dans de petites plages albitiques, interstitielles par rapport aux trois minéraux précédents. La dégradation de la glaucophane apparaît donc clairement. En association avec ces minéraux peuvent d'ailleurs exister aussi des petits cristaux arrondis d'albite, bien individualisée, enrobés par la chlorite en assez grandes plages. Le volume des cristaux d'albite n'est pas suffisant pour que l'on puisse parler de structure prasinitique (la chlorite n'y paraît pas interstitielle).

2. D'autres zones montrent par contre franchement une structure prasinitique dans laquelle, la chlorite associée à de la clinzoïsite comble les interstices laissés libres entre les porphyroblastes albitiques. Ceux-ci peuvent d'ailleurs montrer un certain allongement suivant  $S_i$ . La glaucophane et/ou les acicules de hornblende vert-bleu sont quasi-inexistants dans ces zones.

Les plus grandes plages albitiques sont d'ailleurs souvent formées de grains plus ou moins arrondis, soudés ou accolés les uns aux autres, les parties non soudées étant occupées par de la chlorite : elles contiennent des inclusions de clinzoïsite.

Dans ces amas prasinitiques, la chlorite est souvent orientée et se trouve parfois associée en sandwich avec la muscovite, ce qui se marque par l'alternance parallèle à  $S_i$  de lamelles chloritiques et muscovitiques : l'association en sandwich de ces deux phyllosilicates est notamment bien visible au contact de concentrations muscovitiques qui, rappelons-le, sont ici orientées  $S_i$ .

Bien sûr, nous parlons ici de « zones » afin de schématiser, et surtout afin de montrer, qu'au sein d'un même porphyroblaste, des associations minéralogiques locales peuvent différer assez considérablement et par la nature des minéraux constitutifs, et par les structures unissant ceux-ci.

En réalité, ces « zones » interfèrent fréquemment ce qui rend le pseudomorphe complexe.

Et, c'est ainsi qu'entre deux amas réalisant une structure prasinitique, on peut observer une association plus intime et plus complexe de mica blanc — chlorite — albite et épidote : de la sorte, des lamelles de mica blanc trapues s'associent non seulement par des digitations en sandwich avec la chlorite, mais enrobent aussi poeciloblastiquement certaines parties chloritiques et albitiques des amas prasinitiques. Ainsi, dans certains cas, dans l'association mica blanc — chlorite, le mica blanc semble tenir la place de l'albite des amas prasinitiques.

En dehors des zones décrites en 1, il subsiste peu de glaucophane ou d'acicules hornblendiques.

### 3. *Caractéristiques des pseudomorphes des glaucophanoschistes I et II. Résumé.*

Malgré la complexité et la diversité des assemblages minéralogiques qui occupent aujourd'hui le volume des anciens cristaux prismatiques et porphyroblastiques des glaucophanoschistes groisillons, il est possible de dégager quelques caractéristiques minéralogiques et structurales (ou texturales), soit parce qu'elles contrastent nettement avec celles de la roche encaissante, soit parce qu'elles présentent au contraire des analogies frappantes avec celles-ci.

a) *Les contrastes.*

1. Dans les descriptions précédentes, nous avons insisté sur la *répartition zonaire fréquente* départageant l'épidote (centrale) du mica blanc (périphérique), tant il est vrai que *l'existence de concentrations importantes de cristaux épidotiques et de mica blanc constitue un fait majeur*, puisque nulle part ailleurs dans la roche, ils ne sont aussi abondants que dans les pseudomorphes (voir les descriptions des glaucophanoschistes, pages 351 à 361).

Deux particularités minéralogiques se rattachent d'ailleurs à ces faits.

1° le rôle prédominant joué par la clinozoïsite dans les concentrations épidotiques centrales doit être considéré comme symptomatique de la minéralogie des pseudomorphes; ses caractères structuraux en font d'ailleurs un minéral « secondaire », cet adjectif devant être pris dans le sens où il signifie « caractéristique de la pseudomorphose ».

2° quant au mica blanc, sa signification ne se limite pas à sa présence dans la zone périphérique, et sa caractéristique essentielle ne réside pas non plus uniquement dans son faciès particulier en lamelles trapues.

Il ne faut pas oublier en effet que, dans les pseudomorphes, à côté d'un mica potassique (muscovite ou phengite?) existe un mica sodique (paragonite) en quantité non négligeable. *Cette paragonite peut ainsi être considérée comme symptomatique des pseudomorphes.*

2. A ces premières constatations, on peut immédiatement en opposer une autre qui n'est pas moins importante : la rareté et, simultanément, le caractère franchement résiduel de la glaucophane présente dans les pseudomorphes.

Considérés de la sorte, les contrastes existant entre les caractéristiques des pseudomorphes et celles des glaucophanoschistes opposent ceux-ci comme des entités bien distinctes.

Cette façon de procéder, destinée à mettre en exergue la nature de la pseudomorphose, ne doit cependant pas nous faire oublier qu'il existe aussi des analogies minéralogiques et structurales (ou texturales) entre ces deux entités. Leurs liens sont d'ailleurs évidents.

b) *Les analogies.*

L'existence d'une orientation minéralogique préférentielle  $S_i$  au sein des pseudomorphes, prolongeant dans certains cas la schistosité régionale de cristallisation  $S_e$ , souligne en effet sans ambiguïté les relations qui ont pu exister, à un moment déterminé de l'histoire de ces roches, entre les entités précitées.

Le fait que des minéraux tels que l'épidote, le sphène et la glaucophane participent à cette orientation préférentielle  $S_i$ , au même titre qu'ils participent à  $S_e$ , et que le grenat soit à la fois présent dans les pseudomorphes et dans la roche encaissante, ne peut d'ailleurs qu'accentuer le rapprochement qui s'impose dans l'étude de l'évolution structuro-minéralogique.

c) *Les relations mica blanc (s.l.)-albite et leurs conséquences.*

S'il est vrai que, dans la plupart des cas, on peut considérer les porphyroblastes pseudomorphosés comme caractérisés par l'association (épidote —) clinozoïsite — muscovite ( $K_2O$ ) et paragonite (dans laquelle la glaucophane est résiduelle), il est également vrai que celle-ci ne constitue qu'un cas idéal.

Les pseudomorphes dont les caractéristiques s'écartent de ce schéma idéal, peuvent être divisés en deux groupes dont il est par ailleurs assez facile de définir les affinités ou les relations mutuelles.

1. Ainsi que nous l'avons noté précédemment, il est fréquent d'observer au sein des pseudomorphes, et plus particulièrement encore dans la zone micacée périphérique, des cristaux de biotite et/ou de chlorite associés parfois à un peu d'albite.

Ce dernier minéral joue d'ailleurs, dans certains cas, un rôle aussi important que celui du mica blanc, au point que la zone périphérique des pseudomorphes peut devenir essentiellement albitique : dans ce cas extrême, le mica blanc ne représente plus qu'une toute petite partie du volume du pseudomorphe.

En réalité, l'examen des porphyroblastes pseudomorphosés indique qu'il y a une transition pratiquement progressive entre les pseudomorphes où le mica blanc est prépondérant et ceux où l'albite devient prépondérante.

Cette « substitution » minéralogique est accompagnée par des modifications structurales.

a) L'albite peut d'abord apparaître localement dans la zone micacée périphérique sous forme de petits cristaux arrondis : les vides séparant ces cristaux sont occupés par de la biotite et/ou de la chlorite, et aussi par de la muscovite.

En outre, la plupart des cristaux albitiques de ces petites mosaïques locales renferment, sous forme d'inclusions, des résidus glaucophaniques accompagnés de courts acicules hornblendiques et de petites lamelles de biotite et/ou de chlorite.

On constate ainsi dans ces structures locales particulières que, non seulement la glaucophane présente un caractère résiduel, mais qu'elle a subi en outre une dégradation minéralogique semblable à celle observée dans le reste de la roche encaissante (hornblende vert-bleu, biotite, et/ou chlorite, albite), fait que l'on n'observe pas là où l'albite est absente dans la zone périphérique.

Par conséquent, on peut opposer ici deux structures de la glaucophane résiduelle :

1° dans les pseudomorphes où l'albite est absente, la glaucophane présente un caractère résiduel au sens où elle subsiste sous forme de relique d'anciens cristaux piégés soit dans la zone centrale, soit dans le mica blanc périphérique.

2° par contre, dans les pseudomorphes où l'albite s'est progressivement « substituée » au mica blanc, la glaucophane est non seulement résiduelle, mais elle subit en outre une dégradation minéralogique.

On peut ainsi observer des cristaux reliques de glaucophane dans la zone centrale épidotique, et des résidus glaucophaniques accompagnés de hornblende ... dans la zone périphérique, et ce, dans un seul et même pseudomorphe.

b) Dans certains cas, le volume des cristaux d'albite peut devenir nettement plus important et celle-ci peut alors s'individualiser sous forme d'une mosaïque quasi-continue, interrompue çà et là par des concentrations de lamelles trapues de mica blanc, qui se substitue ainsi progressivement à la zone périphérique homogène décrite précédemment : simultanément, les résidus glaucophaniques et les acicules de hornblende vert-bleu se font plus abondants.

Cette substitution d'une mosaïque albitique à la zone micacée périphérique est en outre accompagnée par une proportion plus importante de biotite et/ou de chlorite.

*Remarque* : Dans certains cas, la proportion de clinozoïsite semble se réduire

en même temps que l'albite devient plus abondante; ce minéral semble alors surtout se localiser à la périphérie des cristaux d'épidote *s. str.* (cristaux zonés).

2. Tous ces caractères peuvent se trouver fortement exacerbés dans les pseudomorphes provenant des glaucophanoschistes II.

Dans ce cas, la répartition zonaire peut néanmoins encore exister avec les mêmes caractéristiques que celles décrites précédemment. Par contre, la zone périphérique consiste alors en l'association : mica blanc — albite — chlorite, dans laquelle albite et chlorite jouent souvent un rôle prédominant au point de former de véritables structures prasinitiques.

La résidus glaucophaniques accompagnées de nombreux acicules de hornblende vert-bleu sont évidemment très abondants.

#### *En conclusion.*

On voit ainsi « se substituer » à des pseudomorphes à minéralogie simple, des formes beaucoup plus complexes.

Schématiquement, les résultats de cette substitution peuvent se résumer comme suit :

- 1° en même temps que l'albite devient de plus en plus abondante dans certaines formes, on voit décroître la quantité de mica blanc.
- 2° simultanément, la glaucophane relique se dégrade minéralogiquement, tandis que la biotite, et surtout la chlorite, occupent un volume de plus en plus important.
- 3° seule la clinzoïsite semble garder la même importance dans la minéralogie des différents types de pseudomorphes. Le grenat, le sphène, et l'épidote *s. str.*, ubiquistes, ne sont pas affectés par cette « substitution » progressive.

#### 4. *Conclusions de l'étude minéralogique.*

On peut établir comme suit le bilan de toutes les observations et constatations précédentes :

##### a) *Association minéralogique primaire des glaucophanoschistes.*

On retrouve dans tous les pseudomorphes les mêmes minéraux que ceux qui forment l'association primaire caractéristique des glaucophanoschistes, à savoir :

*glaucophane — épidote — grenat — sphène.*

Étant donné le lien évident qui unit ces minéraux ( $S_i$ ) à la texture générale et régionale ( $S_e$ ) des glaucophanoschistes, il semble logique de les considérer comme des phases qui se sont trouvées incluses dans les porphyroblastes aujourd'hui disparus, et de les exclure par conséquent de l'association minéralogique qui s'est substituée à ceux-ci.

Restent alors la clinzoïsite, le mica blanc, la biotite et/ou la chlorite et l'albite, comme produits possibles de la pseudomorphose.

Cette constatation n'a rien d'étonnant.

Les structures particulières de la clinzoïsite et son abondance dans les pseudomorphes au sein desquels elle réalise des concentrations qui n'existent nulle part ailleurs dans la roche, sont tous caractères qui s'accordent pour faire de ce minéral un produit typique de la pseudomorphose.

Les mêmes remarques s'appliquent au mica blanc périphérique et ce, d'autant plus qu'il se différencie en phases potassiques et sodiques.

Quant à la biotite et/ou la chlorite et l'albite, elles se présentent, comme dans le reste de la roche, en association « secondaire ».

Dès lors, sans préjuger de l'évolution structurale de ces roches, nous sommes amené à considérer provisoirement que les porphyroblastes pseudomorphosés ont appartenu à l'association minéralogique primaire des glaucophanoschistes qui devient dès lors :

*glaucophane — épidote — grenat — sphène — X (= porphyroblastes).*

b) *Pseudomorphose.*

Si l'on considère alors les produits symptomatiques de la pseudomorphose, on peut supposer que les constituants chimiques majeurs qui entraient dans sa composition étaient CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>, (Mg, Fe)O.

Il faut toutefois remarquer que la pseudomorphose ne s'est certainement pas faite uniquement aux dépens de ce minéral X : la présence de cristaux reliques de glaucophane semble au contraire indiquer que *la pseudomorphose a dû se faire aux dépens de l'association glaucophane + X*, sans doute parce que les conditions physiques ne permettaient plus la coexistence de ces deux minéraux.

S'il en était réellement ainsi, on pourrait au moins soustraire Na<sub>2</sub>O aux constituants chimiques majeurs entrant dans la composition de ce minéral X.

Cette restriction nous permet de rejoindre l'idée d'existence de porphyroblastes de lawsonite.

Bien sûr, nous entrons ici dans le domaine des hypothèses, mais elles nous paraissent intéressantes à envisager puisque la lawsonite est non seulement un minéral habituel des faciès à glaucophane, mais aussi parce que l'examen cristallographique de ces formes pseudomorphosées permettait déjà un rapprochement certain avec ce minéral.

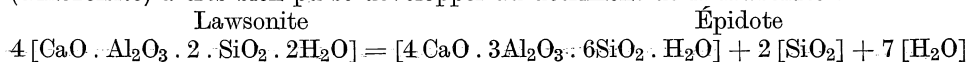
Les relations entre les différentes phases des assemblages minéralogiques connus dans les schistes cristallins à glaucophane sont malheureusement encore fort peu connues : cette imprécision tient surtout à la complexité de la composition chimique des phases qui peuvent intervenir lors des transformations.

Plaçons-nous dans le cas où X serait effectivement de la Lawsonite, et voyons quelles transformations peuvent intervenir.

1° La formule structurale de la Lawsonite est CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>(OH)<sub>2</sub>, c'est-à-dire en fait une composition chimique correspondant à de l'anorthite hydratée : CaO . Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> . 2SiO<sub>2</sub> . 2H<sub>2</sub>O. Si la pseudomorphose s'est faite uniquement aux dépens de celle-ci, les associations minéralogiques, que l'on peut considérer comme symptomatiques de cette pseudomorphose, n'ont certainement pu se faire que par l'apport de certains éléments chimiques tels que Na<sub>2</sub>O (K<sub>2</sub>O), Fm (Fe, Mg) ... et, certainement aussi simultanément, par le départ de certains d'entre eux.

Dans le cas des roches groissillonnes, cette éventualité est fort peu vraisemblable étant donné l'identité des minéraux caractérisant la pseudomorphose avec ceux dont le reste de la roche est le siège (association secondaire à hornblende vert-bleu, biotite et/ou chlorite, albite ... voir pages 351, 352 et 358, 359 et C. FÉLIX, 1969, p. 369).

2° Si l'on admet au contraire que la transformation s'est effectuée aux dépens de la lawsonite, sans qu'il y ait modification du chimisme, il est évident que l'épidote (clinozoïsite) a très bien pu se développer au détriment de la lawsonite :



Cette substitution de l'épidote à la lawsonite n'est pas rare dans les roches du faciès à glaucophane (voir p.e. J. M. CARON, 1971), mais elle est insuffisante pour expliquer dans notre cas la nature des produits de la pseudomorphose.

3° Étant donné le rôle important joué par la paragonite dans certains pseudomorphes, et par l'albite dans d'autres, et le caractère relique et/ou résiduel de la glaucophane, il nous paraît plus logique d'admettre que, dans le cas de l'hypothèse où X = Lawsonite, les produits de la pseudomorphose se sont formés aux dépens de l'association Glaucophane + Lawsonite.

W. G. ERNST (1963, p. 23) donne quelques exemples de réactions susceptibles de limiter les domaines de stabilité de différents assemblages minéralogiques, notamment Glaucophane + Lawsonite, observés dans les roches du faciès à glaucophane.

- (1) 5 Glaucophane + 2 Lawsonite = 10 Albite + Trémolite + 2 Chlorite.
- (2) 5 Glaucophane + 6 Lawsonite + 2 SiO<sub>2</sub> = 4 Albite + 3 Trémolite + 6 Paragonite + 8 H<sub>2</sub>O.
- (3) 5 Glaucophane + 3 Paragonite + 4 H<sub>2</sub>O = 13 Albite + 3 Chlorite + SiO<sub>2</sub>.
- (4) 5 Glaucophane + 3 Lawsonite + 3 CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O = 10 Albite + 3 Calcite + 3 Chlorite + 7 SiO<sub>2</sub>.

Si ces équations établissent des liens entre différents assemblages minéralogiques observés dans les roches des faciès à Glaucophane, et avec ceux notamment du « Greenschist faciès », elles ne peuvent cependant pas être considérées comme restrictives : elles ne représentent que des possibilités.

On constatera ainsi, par exemple, qu'aucune de ces équations ne mentionne la possibilité d'une paragenèse à épidote (+ chlorite + albite + ..., par exemple) au détriment de l'association Glaucophane + Lawsonite.

Or, on est pourtant bien obligé d'admettre que l'épidote se présente souvent comme un minéral commun et ubiquiste du « Greenschist faciès » (et d'ailleurs sans doute aussi du faciès à glaucophane).

A. MIYASHIRO et S. BANNO (1958, p. 101) citent ainsi par exemple l'équation :

- (5) 5 Glaucophane + 12 Lawsonite = 10 Albite + 3 Chlorite + 6 Épidote + 7 SiO<sub>2</sub> + 14 H<sub>2</sub>O.

On pourrait imaginer de même, au lieu de l'équation (4) précitée, dans laquelle l'épidote ne figure pas, une relation du type :

- (6) 5 Glaucophane + 52 Lawsonite = 10 Paragonite + 26 Épidote + 3 Chlorite + 27 SiO<sub>2</sub> + 74 H<sub>2</sub>O.

Il n'est donc pas possible d'espérer une réaction idéale qui rendrait compte univoquement de l'association minéralogique susceptible de remplacer la paire : Glaucophane + Lawsonite.

Il est même plus logique d'admettre le contraire.

En effet, quand on examine les réactions (2) (3) (4) (5) et (6), on constate que toutes font intervenir des constituants mobiles tels que H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub>.

Le rôle de ceux-ci sur la stabilité des associations à Glaucophane-Lawsonite n'est certainement pas à négliger : car, à chimisme donné, P et T étant constants, cette association est susceptible de se transformer en assemblages minéralogiques assez diversifiés suivant les valeurs des potentiels chimiques des constituants mobiles H<sub>2</sub>O (et CO<sub>2</sub>).

Seule la réaction (1) pourrait éventuellement indiquer dans le plan P-T une limite plus ou moins stable, ou constante, séparant les assemblages minéralogiques

des faciès à glaucophane de ceux du « Greenschist facies » (voir J. M. CARON, 1971, p. 1938).

En dépit de cette complexité minéralogique, on constate néanmoins certaines constantes dans toutes les réactions citées précédemment : *l'albite et la chlorite, la tremolite, l'épidote et même la paragonite sont des minéraux communs provenant de la paire glaucophane-lawsonite.*

L'existence d'une certaine identité dans les produits de ces réactions compense en quelque sorte l'incertitude qui entâche les constatations précédentes.

4° Si nous faisons momentanément abstraction des pseudomorphes où le mica blanc (y compris bien sûr la paragonite) constitue l'essentiel de la zone périphérique, nous pouvons constater que les minéraux de la pseudomorphose (chlorite, albite, clinzoisite, acicules hornblendiques) correspondent aux produits provenant de la transformation Glaucophane + Lawsonite. La réaction (5) par exemple résume assez bien ce qu'a pu être cette transformation (voir aussi (1) et (4)).

L'hypothèse d'une paragenèse à Glaucophane + Lawsonite n'est donc pas à exclure : elle rend même parfaitement compte de l'absence totale de porphyroblastes pseudomorphosés dans les faciès prasinitiques du domaine occidental de l'île.

Il convient de noter en outre que les produits de cette pseudomorphose sont identiques à ceux qui se substituent à l'association minéralogique primaire caractéristique des glaucophanoschistes, avec toutefois cette différence extrêmement importante que la pseudomorphose est toujours caractérisée par l'apparition d'une quantité non négligeable de clinzoisite, tandis que dans le reste de la roche l'épidote reste stable tout au long de l'évolution structuro-minéralogique (C. FELIX, 1969).

5° Le cas des pseudomorphes à paragonite apparaît plus complexe, bien que des réactions telles que (2) (6) et (3) peuvent rendre compte à la fois de sa présence dans certains pseudomorphes (2) (6), et peut-être aussi de la « substitution » quasi-progressive de l'albite à la paragonite dans d'autres, « substitution » accompagnée par une quantité croissante de chlorite (3).

Il est d'ailleurs difficile de préciser la nature des relations : paragonite (ou plus généralement encore muscovite *s.l.*) — albite.

*Remarque :* Ce fait n'est d'ailleurs pas propre aux seuls pseudomorphes : certains micaschistes groisillons peuvent contenir une quantité non négligeable de paragonite, tandis que d'autres sont extrêmement riches en albite, au point de ressembler à des gneiss albitiques.

Dans un cas comme dans l'autre, il est difficile de préciser le lien existant entre ces deux minéraux sodiques et ce, bien que, dans certains micaschistes, le mica blanc se présente comme un minéral résiduel au sein de plages albitiques porphyroblastiques.

Il est donc possible que certains facteurs (physiques ou chimiques?) aient pu localement favoriser l'apparition de la paragonite plutôt que celle de l'albite et que, ultérieurement, celle-ci se soit développée au détriment de celle-là.

Dans le cas des pseudomorphes, la situation est plus complexe car, ainsi que nous l'avons noté précédemment, la substitution albite-paragonite s'accompagne d'une quantité croissante de chlorite.

Aussi, peut-on sans doute admettre qu'entre autres, une réaction telle que (3) n'est pas étrangère à cet état de chose?

6° Partant de l'hypothèse où X = Lawsonite, et considérant l'instabilité de

l'association Glaucophane + Lawsonite, on peut admettre, avec les réserves faites précédemment, que la pseudomorphose, s'est limitée à l'association, toujours localisée, de ces deux minéraux, c'est-à-dire en fait, limitée au volume des porphyroblastes eux-mêmes.

On peut essayer de résumer comme suit le schéma de cette transformation :

a) Le CaO libéré est avant tout fixé par l'épidote (clinozoïsite) tandis que le Na<sub>2</sub>O, laissé libre par la destruction de la glaucophane, trouve sa place suivant les circonstances soit dans l'albite, soit dans la paragonite.

La répartition zonaire des produits de la pseudomorphose s'explique plus difficilement.

Sans doute faut-il voir dans l'existence de concentrations épidotiques centrales une sorte de cristallisation épitaxique de la clinozoïsite sur les cristaux d'épidote S<sub>e</sub> préexistants, les autres minéraux tels que paragonite et/ou albite, chlorite occupant ainsi le volume restant libre.

Il est évident d'autre part que l'apparition de paragonite et/ou d'albite s'est trouvée fortement déterminée par la présence de cristaux de glaucophane (inclus bien sûr dans les porphyroblastes). La présence fréquente de ces minéraux à la périphérie des porphyroblastes pseudomorphosés peut ainsi avoir été favorisée par 2 circonstances :

- d'abord, la cristallisation abondante « épitaxique » de clinozoïsite dans la zone centrale a pu isoler des résidus glaucophaniques qui se sont trouvés ainsi piégés et isolés dans ces concentrations épidotiques et qui ont ainsi été soustraits en partie à la transformation (glaucophane relique).
- par contre, vers la périphérie de ces porphyroblastes, la glaucophane a vraisemblablement été consommée presque entièrement par la réaction glaucophane + lawsonite (c'est d'ailleurs ce qu'attestent les rares reliques glaucophaniques subsistant dans cette zone), et la proportion abondante de paragonite ou d'albite dans cette zone peut-être en relation avec cela. D'autre part, il est tout aussi évident que la glaucophane S<sub>e</sub> de la roche encaissante, en contact avec les porphyroblastes, a subi en partie une transformation analogue, ce qui explique non seulement que la terminaison de ces cristaux de glaucophane est extrêmement irrégulière, mais aussi que, malgré la pseudomorphose, toute la bordure des pseudomorphes soit parfaitement soudée à la roche encaissante.

b) Il faut encore noter que l'existence de résidus glaucophaniques, accompagnés d'acicules de hornblende vert-bleu, voisinant avec des structures prasinitiques au sein des pseudomorphes, pourrait également être due à l'instabilité de reliques glaucophaniques. De même, considérant la réaction (3), il n'est pas exclu non plus que, localement, des reliques glaucophaniques se soient trouvées elles-mêmes instables en présence de paragonite, et puissent ainsi expliquer la « substitution » progressive de l'albite à la paragonite, avec simultanément une proportion croissante de chlorite.

Aucune de ces éventualités ne peut être écartée a priori car, la coexistence de pseudomorphes à minéralogie et structures assez différentes, dans des mêmes ensembles glaucophanoschisteux, prouve à suffisance les particularismes de la pseudomorphose et les modalités complexes qui ont pu déterminer son déroulement.

De plus, le fait que nous ayons affaire dans le cas présent à des roches pluri-facielles peut permettre en quelque sorte cette « cascade » de transformations par le



fait même que celles-ci sont soumises à des variations de paramètres, tels les potentiels chimiques, dont il est très difficile d'estimer l'influence.

### C. Structures des pseudomorphes

Dans les paragraphes qui précèdent, nous avons désigné par  $S_i$  la structure interne propre aux porphyroblastes pseudomorphosés, voulant souligner de la sorte qu'il peut exister au sein des produits de la pseudomorphose des minéraux montrant une orientation préférentielle (cristaux prismatiques d'épidote, glaucophane résiduelle, granules oblongs de sphène et même, dans certains cas, mica blanc).

Nous allons à présent examiner les relations  $S_e$ - $S_i$ .

Les figures 2 schématisent les principales observations.

1. S'il est assez rare d'observer une parfaite coïncidence entre  $S_e$  et  $S_i$ , certaines structures (fig. 2A) suggèrent pourtant que, à un moment donné de l'évolution structurale de la roche, il a dû y avoir continuité  $S_e$ - $S_i$ .

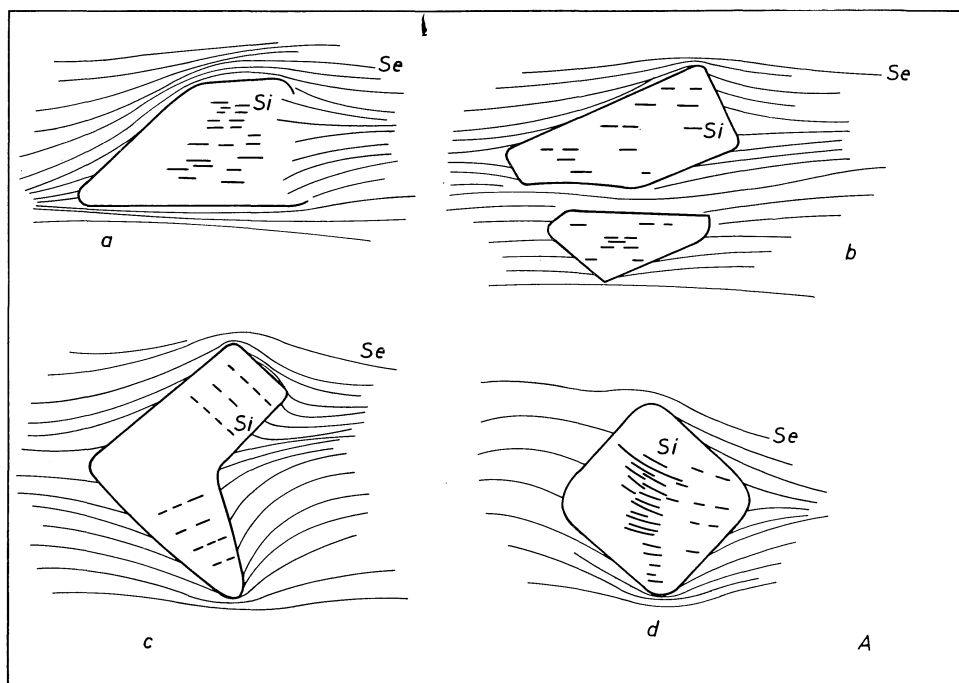


Fig. 2. — Relations  $S_e$ - $S_i$  au sein des pseudomorphes.

A. Rebroussements de  $S_e$  aux contacts des anciennes faces des porphyroblastes (a, b, c) et structures suggérant que, au cours du temps, il y a eu continuité  $S_e$ - $S_i$  (a, b, d).  
B, C et D. Structures impliquant :

- 1) que les porphyroblastes de lawsonite se sont superposés à la schistosité préexistante  $S_e$ , tandis que celle-ci se trouvait comprimée (extension des structures suivant  $S_e$ ) (Bb, Bd, Ca') et
- 2) que le mouvement de rotation des porphyroblastes a suivi leur blastèse (Da, b, c, d), ou l'a accompagnée en partie (Ca, b) de sorte que certains plans de schistosité  $S_e$  se trouvent disloqués et étirés au point de se rejoindre pratiquement en un seul point X (Ca, b).

On est en effet toujours frappé par l'existence d'un contact franc entre  $S_e$ , schistosité de cristallisation régionale, et les faces des porphyroblastes pseudomorphosés, à un point tel que les cristaux prismatiques de glaucophane  $S_e$  viennent littéralement buter contre ces faces;  $S_e$  subit néanmoins à leur voisinage immédiat une déformation plus ou moins accentuée.

On constate ainsi que c'est toujours aux contacts des faces des anciens porphyroblastes que  $S_e$  ne se raccorde pas avec  $S_i$  (rebroussement de  $S_e$ ).

Quand on examine des sections rhombes dont les diagonales sont respectivement à peu près perpendiculaires et parallèles au plan de la schistosité de cristallisation  $S_e$ , on constate d'ailleurs que le rebroussement de  $S_e$  s'accroît au fur et à mesure que l'on se rapproche des angles situés sur la diagonale perpendiculaire à  $S_e$ .

Il en est d'ailleurs de même dans le cas des pseudomorphes dont les sections ont des formes de parallélogrammes plus ou moins allongés suivant  $S_e$  (fig. 2B).

Par contre, dans la zone tout à fait externe aux pseudomorphes,  $S_e$  contourne aussi très nettement l'obstacle que constitue le minéral porphyroblastique surtout si elle rencontre les arêtes de celui-ci.

Cette déformation de la schistosité de cristallisation  $S_e$  s'amortit au fur et à mesure que l'on s'éloigne du volumineux obstacle et se parallélise alors à  $S_i$ .

Pareilles structures semblent indiquer que les porphyroblastes aujourd'hui disparus sont en quelque sorte simplement superposés à la schistosité régionale de cristallisation  $S_e$  préexistence, et que leur blastèse, tardive par rapport à l'apparition de  $S_e$ , s'est déroulée dans des conditions *relativement statiques* (ceci semblant confirmer ce que nous en avons dit précédemment, voir page 348).

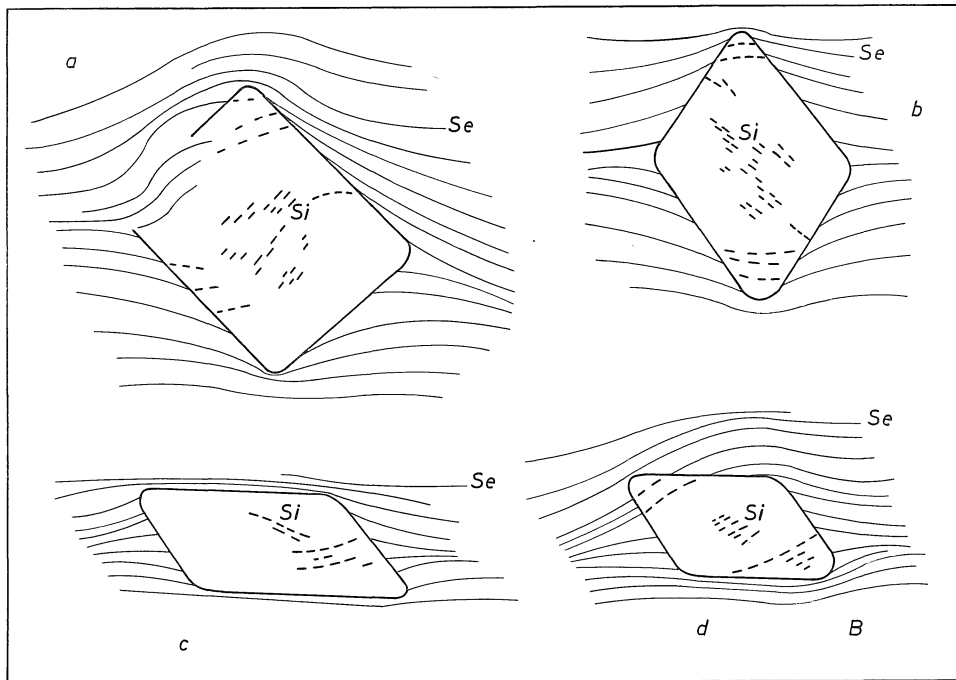


Fig. 2B

D'ailleurs, l'existence de contacts francs entre  $S_e$  et les faces des anciens cristaux porphyroblastiques, jointe à l'absence d'auréole d'étirement et de structures hélicitiques ou concentriques au sein de ces volumineux cristaux, s'accordent aussi avec les implications précédentes de l'étude structurale.

Comment interpréter alors le rebroussement de  $S_e$  aux contacts des faces des porphyroblastes et le net contournement de ceux-ci par  $S_e$ ?

Il semble que ces structures ne peuvent s'expliquer que si l'on admet que, à un moment donné de son évolution, la roche a été « comprimée » perpendiculairement aux plans de la schistosité régionale de cristallisation. Cette hypothèse d'une compression de la roche s'accorde d'ailleurs parfaitement avec l'extension dont ces roches sont le siège, celle-ci se produisant d'ailleurs suivant les plans  $S_e$  (boudinages macroscopiques et, à l'échelle microscopique, tronçonnement de la glaucophane et cicatrises syncinématiques par de la hornblende vert-bleu, ... voir C. FELIX, 1969).

L'étude détaillée de ces structures d'extension fera d'ailleurs l'objet d'une étude ultérieure.

Bien que le contact entre  $S_e$  et les anciennes faces des porphyroblastes soit toujours brutal, on observe néanmoins assez souvent des cristaux de glaucophane qui viennent s'interposer entre  $S_e$  et les pseudomorphes.

Ces cristaux ont toujours subi une transformation assez intense en longs acicules de hornblende vert-bleu, accompagnés de chlorite et d'albite.

Ceci ne peut s'expliquer que si l'on admet que ces cristaux de glaucophane ont « glissé » suivant les faces des porphyroblastes lors de la compression.

2. Certaines formes pour lesquelles la coïncidence entre  $S_e$  et  $S_i$  est quasi parfaite confirment cette hypothèse d'une compression accompagnée d'une extension des structures de la roche.

Les figures 2B et 2C montrent effectivement des porphyroblastes dans lesquels au centre (zone centrale épidotique)  $S_i$  est quasi-rectilinéaire, tandis que vers les arêtes des porphyroblastes,  $S_i$  se trouve incurvée et se raccorde parfaitement à  $S_e$  : la convexité de  $S_i$  de part et d'autre de la structure centrale rectilinéaire est toujours tournée vers les arêtes des porphyroblastes.

Dans certains cas, les convexités de  $S_i$  se marquent déjà dans la zone centrale s'accroissant au fur et à mesure que l'on se rapproche des arêtes des porphyroblastes (c'est-à-dire approximativement suivant la diagonale perpendiculaire à  $S_e$ ) (fig. 2C, a).

Alors que les structures décrites en 1 suggéraient une compression-extension consécutive à la cristallisation de ces volumineux porphyroblastes, les structures présentes indiquent clairement que la blastèse de ces volumineux cristaux et la compression-extension des structures de la roche ont pu se superposer, en partie du moins, c'est-à-dire être péné-contemporains; l'effet maximum de l'extension des structures s'est sans doute manifesté à la fin de la cristallisation de ces porphyroblastes.

Encore faut-il préciser que c'est de l'aspect microscopique qu'il s'agit ici, car, à l'échelle macroscopique, l'extension a pu vraisemblablement se manifester plus tôt (boudinages notamment).

3. Enfin, il existe également des formes pour lesquelles  $S_i$  est nettement décalé par rapport à  $S_e$  (fig. 2D) : pareilles structures impliquent inévitablement une rotation du porphyroblaste.

Bien que celle-ci ne soit jamais très importante (10 à 15°), on peut observer,

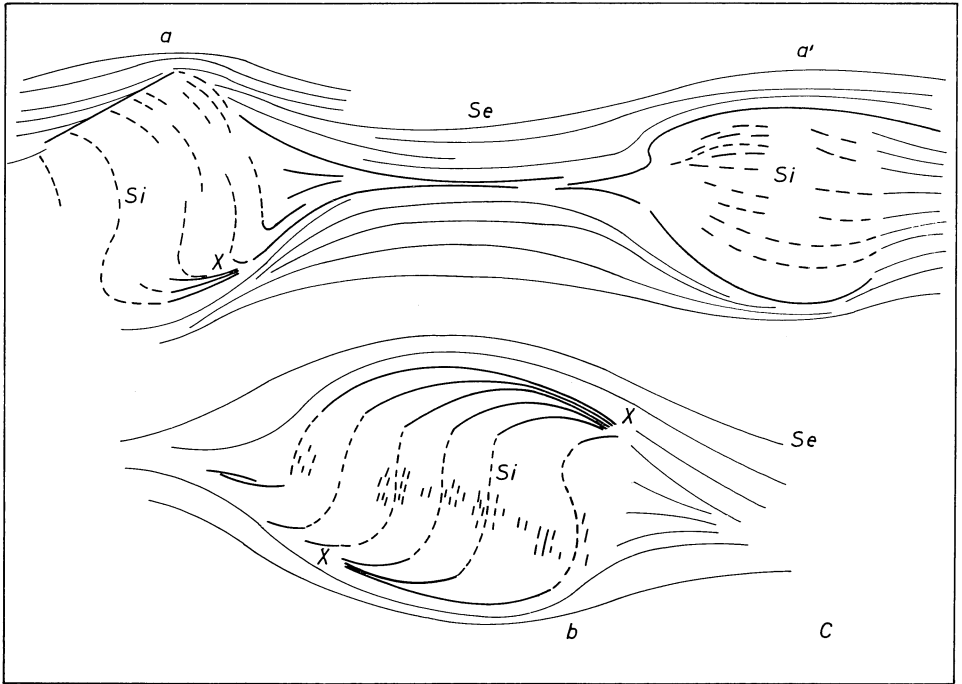


Fig. 2c

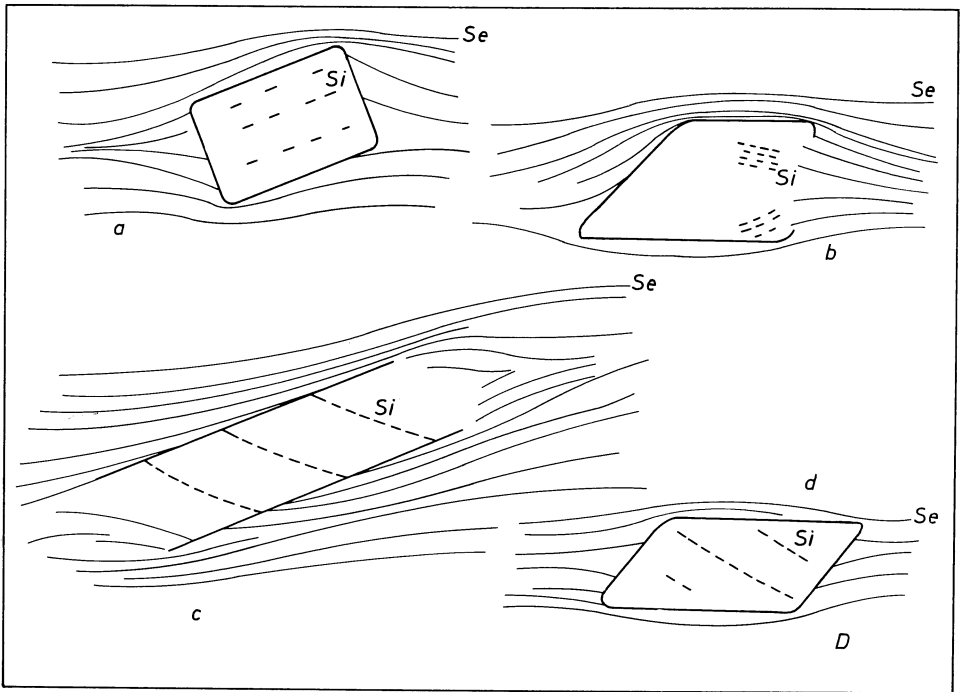


Fig. 2d

dans le cas de tels porphyroblastes, des petites auréoles d'étirement généralement caractérisées par l'association d'albite et de chlorite, association à laquelle se mêle un peu de quartz (on notera que ces auréoles d'étirement n'existent pas dans les structures décrites en 1 et 2).

Il apparaît évident que, si la compression que ces glaucophanoschistes ont subie a entraîné une extension des structures macro- et microscopiques, celle-ci a pu se traduire à son tour par des mouvements de glissement qui, dans le cas présent du moins, se sont effectués suivant les plans de schistosité préexistants  $S_e$  (et que, de plus, cette extension, lorsqu'elle s'est manifestée à l'échelle microscopique, a dû entraîner à son tour un relâchement des structures et du tissu de la roche, c'est-à-dire en dernier ressort de sa compacité).

Le mouvement de rotation de porphyroblastes pseudomorphosés, pour lesquels  $S_e \neq S_i$ , peut donc avoir été imprimé à ces volumineux cristaux par ces mouvements de glissement.

On constatera d'ailleurs dans ce cas comme dans les précédents (1 et 2) que la schistosité de cristallisation  $S_e$  se trouve rebroussée aux contacts des faces des porphyroblastes aujourd'hui disparus.

4. Enfin, il peut exister des structures plus complexes, telles des sigmoïdes. Bien que celles-ci ne soient jamais très nettes, elles suffisent néanmoins à montrer que la cristallisation de ces porphyroblastes a pu se poursuivre jusqu'à ce que le mouvement de rotation imprimé par les mouvements de glissement se manifeste.

Des porphyroblastes tels que ceux des figures 2C, a et b, et 2B, a et b, montrent en outre que la rotation a pu se poursuivre alors que la blastèse était terminée : dans ces formes où on observe en effet une amorce de sigmoïde  $S_i$ , on peut constater que cette rotation a véritablement provoqué la dislocation de  $S_e$  (Fig. 2C, a et b).

Dans de telles formes, il est même fréquent de constater que le mica blanc de la pseudomorphose est orienté suivant  $S_i$ .

Cette constatation, jointe aux déductions de l'étude minéralogique, semble indiquer que la pseudomorphose a pu suivre presque immédiatement la cristallisation de ces cristaux porphyroblastiques.

## Deuxième Partie

### CONSIDÉRATIONS SUR LA POSSIBILITÉ D'UNE PARAGENÈSE A GLAUCOPHANE-LAWSONITE

#### I. LES FACIÈS A GLAUCOPHANE

Le statut d'existence d'un *faciès métamorphique distinct* englobant les roches à glaucophane, d'abord proposé par P. ESKOLA (1939) — « Glaucophane-schist facies » —, se trouve fréquemment débattu ou controversé par maints pétrologues (F. J. TURNER, 1948 et 1968; W. S. FYFE, F. J. TURNER and J. VERHOOGEN, 1958; F. J. TURNER and J. VERHOOGEN, 1960; W. S. FYFE and F. J. TURNER, 1966; W. P. DE ROEVER, 1950 et 1955; W. G. ERNST, 1961, 1963 a et b, 1964; H. G. F. WINKLER, 1965 ...).

On peut en effet se demander, ainsi que certains auteurs l'ont fait, si, d'une part, les propriétés optiques remarquables et assez extraordinaires de la glaucophane n'ont pas contribué à en faire, assez subjectivement, le *minéral symptomatique d'un faciès métamorphique bien particulier* (en l'occurrence, un *faciès de forte pression*), et

si, d'autre part, le fait que les roches de ce faciès sont caractérisées par une richesse et une variété minéralogique peu commune (« varied and exotic mineralogy » — W. G. ERNST, 1964, p. 1631) n'a pas exagéré l'importance et l'intérêt de l'étude de ce faciès, eu égard particulièrement à ses conditions de gisement qui sont souvent localisées.

Le problème n'est certainement pas aussi simple à résoudre que pourraient le laisser supposer ces quelques remarques.

En réalité, la question de l'existence d'un faciès à glaucophane doit être ramenée à l'étude de deux composantes principales, fort complexes, mais communes à tous les problèmes pétrogénétiques.

A. — Le problème des roches à glaucophane est avant tout un problème géologique.

Il est en effet frappant de constater que nos connaissances dans ce domaine précis sont assez fragmentaires. Car, si l'on connaît sans doute *certaines associations spatiales* de faciès à glaucophane, avec d'autres faciès métamorphiques, on ignore par contre presque totalement la nature de leurs *relations*.

B. — Le problème des roches à glaucophane est ensuite un problème physico-chimique.

L'étude de cet aspect l'emporte fréquemment sur le précédent, et c'est la raison pour laquelle on possède, dans ce domaine, une quantité impressionnante de données expérimentales, thermo-chimiques, ...

Malheureusement, l'hiatus qui subsiste entre les observations géologiques et les données physico-chimiques est encore beaucoup trop vaste pour que l'on puisse utiliser valablement ces dernières.

Aussi, sans vouloir prétendre que les arguments physico-chimiques aient été jusqu'à présent les seuls à guider les recherches visant à préciser la nature et les conditions de genèse des faciès à glaucophane, on est néanmoins obligé de constater que bon nombre de pétrologues ont préféré trouver dans ces arguments les critères les plus objectifs pour définir ce faciès.

### 1. « *Glaucophane-schist facies* » et « *Glaucophane-Lawsonite facies* ».

Parmi les minéraux communs des roches à glaucophane, on peut citer en plus des amphiboles sodiques (glaucophane, crossite ...), des pyroxènes sodiques (jadéite, aegyriine, ...), des grenats, la lawsonite, la pumpellyite, l'épidote, la zoïsité et/ou la clinozoïsité, la calcite ou l'aragonite, la phengite, le stilpnomélane ...

Parmi ceux-ci, le pyroxène jadéitique, la lawsonite et l'aragonite sont considérés comme typiquement symptomatiques de pressions relativement élevées ( $\text{PH}_2\text{O}$ ) (voir Fig. 3).

*Le cas de la glaucophane apparaît certes plus complexe, mais on peut difficilement lui contester, du moins dans bon nombre de circonstances, la qualité de minéral de forte pression.*

On considérerait en effet autrefois que, indistinctement, toutes les roches à glaucophane, crossite, magnésio-riébéckite, c'est-à-dire en général à amphiboles alcalines, appartenaient au « *Glaucophane-schist facies* », faciès de forte pression.

Aujourd'hui, la plupart des pétrologues estiment qu'il y a lieu d'abandonner cette dénomination de « *Glaucophane-schist facies* » au profit de celle de « *Glaucophane-schist facies* ».

phane-Lawsonite (schist) facies », et ce, afin de souligner que la glaucophane n'est nullement le *minéral critique*, ou *symptomatique*, de ce faciès de forte pression.

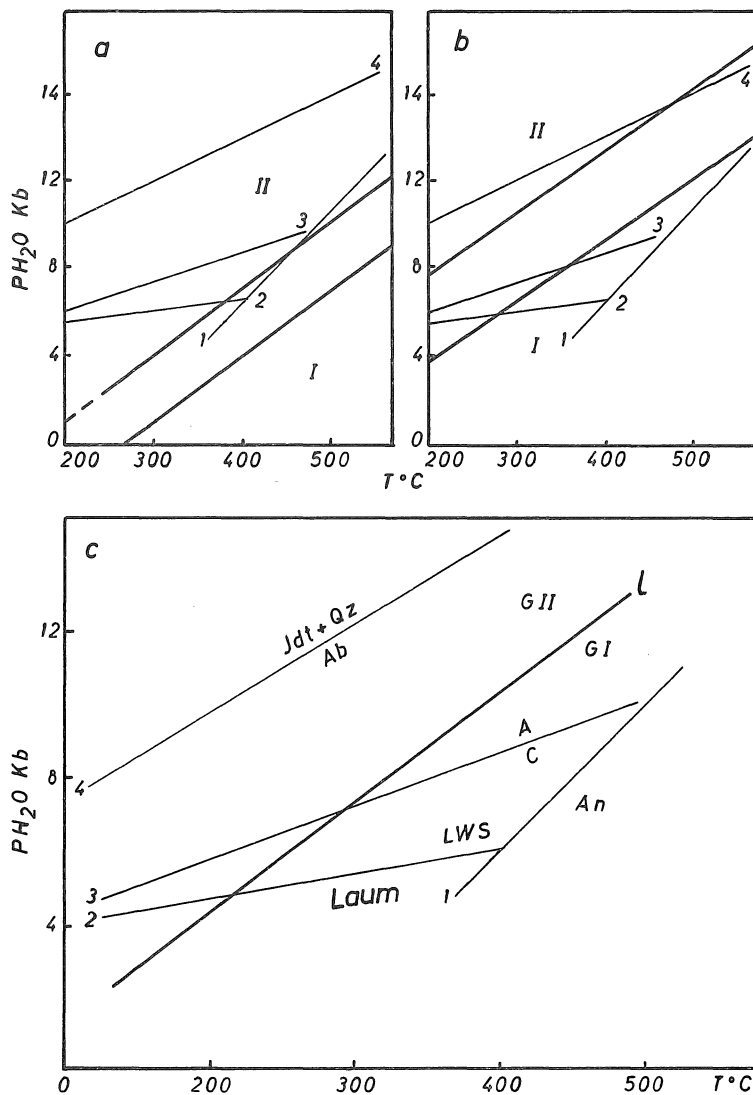


Fig. 3. — Positions des domaines de stabilité des polymorphes I et II de la glaucophane par rapport à ceux de la lawsonite, de l'aragonite et de l'association jadéite + quartz.

a. Cas de la glaucophane *s.str.* (positions de I et II d'après ERNST, 1963a)

b. Cas de la crossite (positions de I et II d'après ERNST, 1963a)

c. Cas d'une amphibole sodique de composition chimique intermédiaire entre la glaucophane *s.str.* et la crossite (positions de I et II d'après de ROEVER, 1967)

Courbes (1) : Anorthite-Lawsonite (d'après NEWTON et KENNEDY, 1963)

(2) : Lawsonite-Laumontite (d'après CRAWFORD et FYFE, 1965)

(3) : Aragonite-Calcite (d'après CRAWFORD et FYFE, 1964)

(4) : Jadéite + Quartz-Albite (d'après FYFE et VALPY, 1959).

W. G. ERNST (1963, p. 2) note à ce propos : « In any case, glaucophane *by itself* is not diagnostic of physical conditions of metamorphism, ... ».

H. G. F. WINKLER (1965, p. 144) définit dès lors comme suit « le faciès à glaucophane » : « We know now that characteristic for the glaucophane-schist facies is the occurrence of lawsonite,  $\text{CaAl}_2[(\text{OH})_2/\text{Si}_2\text{O}_7]\text{H}_2\text{O}$ , along with Na amphibole and/or jadeitic pyroxene + quartz and/or pumpellyite; where by albite may or may not be present and  $\text{CaCO}_3$  may occur either as calcite or as aragonite. When lawsonite is absent in a metamorphite in spite of appropriate bulk chemical composition, it does not belong to the glaucophane-schist facies even if it carries glaucophane and/or jadeitic pyroxene. In order to stress this point, it is proposed to rename the glaucophane-schist facies as the lawsonite-glaucophane facies ».

On peut réellement se demander si cette nouvelle définition du faciès à glaucophane embrasse bien tous les cas rencontrés dans la nature et, plus précisément encore, s'il est nécessaire de choisir la paire Lawsonite + Glaucophane, ou Lawsonite + pyroxène jadéitique + quartz, ... pour définir ce faciès de forte pression, ou si, au contraire, la glaucophane seule ne suffit pas à définir un tel faciès métamorphique (au moins dans certaines circonstances qu'il reste à préciser).

À ce propos, et avant toute autre chose, il nous paraît essentiel de mettre en évidence le fait suivant : *ce sont les associations minéralogiques des roches du métamorphisme d'enfouissement qui ont été choisies pour définir le nouveau « Glaucophane-schist facies ».*

C'est en effet l'étude des associations minéralogiques réalisées dans les roches du « Burial metamorphism » (métamorphisme d'enfouissement, ou encore métamorphisme (eu)géosynclinal) qui a montré que, dans des zones géosynclinales à forte et rapide subsidence, c'est-à-dire sous de fortes pressions, le métamorphisme débutait par l'apparition de faciès à Lawsonite-albite (pour des pressions  $P_1$ ) et Glaucophane-lawsonite pour des pressions  $P_2 > P_1$ , et ce dans un domaine de températures relativement basses — 200° à 300° C).

On peut dès lors se demander si ces nouveaux assemblages minéralogiques répondent plus objectivement que le choix de la seule glaucophane à la définition d'un faciès métamorphique distinct de forte pression ?

La persistance, au sein de telles roches, de minéraux et de structures magmatiques ou sédimentaires reliques n'offre en effet aucune garantie sur la question de savoir si ces assemblages représentent effectivement un état d'équilibre thermodynamique.

C'est la raison pour laquelle la nouvelle définition du faciès à glaucophane ne peut être acceptée que si l'on précise les conditions de l'évolution géologique, c'est-à-dire en fait, si l'on exprime de façon tout à fait explicite qu'il existe deux types de métamorphismes régionaux (dynamométamorphisme et métamorphisme géosynclinal).

Dans ce cas, on peut alors supposer que chacun d'eux possède ses faciès métamorphiques symptomatiques et, en plus, que ceux-ci peuvent présenter certaines analogies.

Mais, dans l'état actuel de nos connaissances, il est hasardeux d'attribuer à ces faciès métamorphiques apparemment semblables la même signification génétique : leurs situations géologiques tellement différentes prouvent sans conteste que leurs conditions d'évolution n'ont pu être les mêmes.

H. G. F. WINKLER (1965) distingue d'ailleurs deux types de faciès à glaucophane :



1° Les faciès à glaucophane présents dans *les schistes cristallins* et que cet auteur appelle « Glaucophanitic greenschist facies » (p. 114).

2° Les faciès à glaucophane présents dans les roches du métamorphisme d'enfouissement, et que le même auteur appelle « Glaucophane-lawsonite facies », dénomination nouvelle dans laquelle il omet volontairement le terme « schist » (p. 144), voulant exprimer de la sorte que les caractères structuraux et texturaux de ces roches les différencient nettement des schistes cristallins.

— Le « Glaucophanitic greenschist facies », caractérisé par la présence d'amphiboles alcalines (glaucophane, crossite ...), de pyroxènes alcalins, de chloritoïde, chlorite, albite, calcite, stilpnomélane, ... représente en fait dans le plan P-T du métamorphisme le prolongement naturel du « Greenschist facies » vers les domaines de fortes pressions.

C'est donc bien un faciès métamorphique distinct, caractérisé par des conditions P-T de genèse différentes de celles du « Greenschist facies ».

Il doit de ce fait correspondre au « Glaucophane-schist facies ».

— Quant au « Glaucophane-lawsonite facies », il représente également un faciès de forte pression, mais formé à des températures inférieures à celles du faciès précédent.

Jusqu'à preuve du contraire, il ne peut être considéré que comme caractéristique du « Burial metamorphism », et ne peut en aucun cas se substituer au « Glaucophane-schist facies ».

Présenté sous cette forme, et avec les restrictions qu'elle entraîne, on peut sans doute admettre l'existence de deux faciès métamorphiques à glaucophane, ou plus précisément, de deux types de métamorphisme à glaucophane, mais sans que cela implique pour autant la nécessité de re-baptiser le « Glaucophane-schist facies » en « Glaucophane-lawsonite facies ».

Chacun de ces faciès est présent dans des conditions géologiques différentes : il y a donc lieu d'en tenir compte et d'accepter ainsi les deux appellations suivant le type de métamorphisme régional que l'on veut désigner.

La plupart des auteurs font malheureusement trop souvent abstraction de cette distinction.

C'est ainsi que W. S. FYFE and F. J. TURNER (1966) et F. J. TURNER (1968) écrivent : « Since the glaucophane minerals are stable over a wide range of temperature (ERNST, 1961) and appear in some rocks of the greenschist facies, we propose to rename what has been termed the glaucophane-schist as the *glaucophane-lawsonite-schist facies* ».

Ce point de vue qui consiste en fait à ranger les roches à glaucophane dépourvues de lawsonite dans le « Greenschist facies » n'est pas acceptable et incorrect, car il fait non seulement abstraction des situations géologiques différentes dans lesquelles on trouve les faciès à glaucophane (schistes cristallins et roches du métamorphisme géosynclinal), mais aussi par ce qu'il donne des travaux de W. G. ERNST, relatifs à la stabilité de la glaucophane, une interprétation incomplète (voir page 378).

Il ne suffit pas en effet de constater l'association fréquente de roches à glaucophane avec des schistes verts, voire avec des élogites, mais encore faut-il pouvoir en définir les relations mutuelles et préciser si ces roches à glaucophane coexistent avec les précédentes ou ne représentent au contraire que des reliques.

Les travaux de W. G. ERNST peuvent à cet égard fournir quelques éclaircissements quant aux différents modes d'origine des roches à glaucophane.

1° Cet auteur (1961 et 1963 a) a en effet montré expérimentalement que, si, pour des compositions chimiques bien particulières (compositions riches en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{MgO}$  par rapport à  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et pauvres en  $\text{CaO}$ ), le domaine de stabilité de la glaucophane, dans le plan  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}\text{-T}$ , est particulièrement vaste, il se trouve néanmoins partagé en deux champs, correspondant à l'existence de deux polymorphes.

Le polymorphe Glaucophane II (qui semble, sinon l'unique, du moins le polymorphe le plus répandu dans la nature) est stable à des pressions supérieures à celles du polymorphe Glaucophane I, et/ou à des températures inférieures à celles du Glaucophane I.

Le fait que le domaine de stabilité de cette amphibole sodique soit aussi étendu (particulièrement dans un grand intervalle de températures) peut paraître assez surprenant, surtout si l'on considère que sa présence est quasiment limitée à des roches métamorphiques ayant cristallisé dans des conditions de température équivalentes à celles du « Greenschist facies ».

Toutefois, si l'on tient compte du fait que, dans la nature, les conditions chimiques expérimentales énoncées ci-dessus, ne sont qu'assez exceptionnellement réalisées (beaucoup de roches à glaucophane ont en effet des compositions chimiques tout à fait comparables à celles des roches amphibolitiques ou prasinitiques), on comprend mieux d'une part pourquoi les roches à glaucophane couvrent en réalité un domaine de stabilité beaucoup plus restreint que celui prévu expérimentalement, et d'autre part, pourquoi ces mêmes roches à glaucophane se sont formées dans des conditions physiques particulières, différentes de celles des faciès « Greenschist » et « Amphibolite » (à chimisme constant bien sûr).

Dans ce cas, l'association du polymorphe Glaucophane II avec des minéraux dits de forte pression, tels que la lawsonite, la jadéite (+ quartz), ou l'aragonite, apparaît tout à fait normale et caractéristique de domaines où les pressions sont relativement élevées : « Glaucophane-schist facies » ou « Blueschist facies ».

2° Par contre, si les conditions chimiques sont telles que les roches sont réellement pauvres en  $\text{CaO}$  et riches en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{MgO}$  par rapport à  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , la glaucophane peut théoriquement apparaître dans des conditions physiques ( $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}\text{-T}$ ) qui sont celles du « Greenschist facies » ou de « l'Amphibolite facies ».

Dans ce cas, c'est normalement le polymorphe Glaucophane I (s'il existe) qui doit normalement apparaître, en association avec des minéraux propres à ces faciès (actinote, chlorite, albite, ...) : cette association doit bien sûr représenter alors un état d'équilibre thermodynamique.

#### *En conclusion :*

Il est possible que, dans des roches à compositions chimiques particulières (2°), la Glaucophane I (pour autant, répétons-le, que ce polymorphe existe dans la nature) puisse cristalliser dans des conditions physiques qui sont celles des faciès « Greenschist » ou « Amphibolite », et n'être ainsi symptomatique d'aucun faciès métamorphique distinct.

Mais, dans le cas où la composition chimique des roches à glaucophane s'identifie à celle de roches amphibolitiques, ou de roches vertes, on doit admettre que l'apparition de ce minéral (polymorphe II) est symptomatique de conditions physiques bien particulières.

Dans ce cas, les roches à glaucophanes constituent bien un faciès métamorphique à part entière.

C'est ce faciès que nous appelons « Glaucophane-schist facies », et c'est la glaucophane qui en est le minéral critique, à l'exclusion de tout autre.

L'association de ce polymorphe Glaucophane II avec la jadéite + quartz, ou avec la lawsonite ou l'aragonite, peut certes impliquer l'existence de très fortes pressions ( $P_{H_2O}$ ), supérieures à celles qui seraient nécessaires à la cristallisation de la Glaucophane II seule; mais, il n'empêche que la seule apparition de ce minéral, dans des conditions chimiques « normales », suffit à exprimer des conditions physiques suffisamment particulières pour en faire un minéral propre à définir un faciès métamorphique distinct.

La seule question qui se pose à ce stade est celle qui consiste à savoir quelles sont alors ces conditions physiques particulières, et aussi si celles-ci sont tellement différentes de celles du « Glaucophane-lawsonite facies » signalé dans le « Burial metamorphism »?

## 2. Domaines de stabilité de la Glaucophane et de la Lawsonite.

A. — La figure 3 a montre les domaines de stabilité des polymorphes Glaucophane I et II pour une composition chimique correspondant à la glaucophane *s.s.* ( $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ ), ainsi que ceux de la lawsonite, de l'aragonite, calcite et de l'association jadéite + quartz.

Si l'on admet que le « Glaucophane-schist facies » peut couvrir un domaine de températures de l'ordre de 300° à 400° C (notons que ce domaine de températures n'est pas bien connu puisque certains auteurs admettent des valeurs voisines de 200° C), on voit que le polymorphe II de la glaucophane apparaît pour des pressions de l'ordre de 4 à 6 Kb ( $P_{H_2O}$ ) ( $\pm 3$  Kb si l'on admet une valeur de 200° C).

Dans ce même domaine de 200° à 400° C, et pour le cas d'une glaucophane *s.s.*, on constate par contre que l'association glaucophane + lawsonite exige des pressions supérieures, de l'ordre de 5 à 7 Kb.

Si l'aragonite et/ou la jadéite + quartz sont présents, les pressions sont encore beaucoup plus élevées.

On voit dans ce cas que la paire Lawsonite-Glaucophane est nettement symptomatique de pressions élevées, tandis que la seule glaucophane est stable pour des pressions ayant des valeurs relativement normales.

Doit-on en conclure pour autant que les faciès à glaucophane peuvent se subdiviser en sous-faciès de pressions différentes?

Il est difficile de répondre à pareille question, bien que, théoriquement, pareille hypothèse ne soit pas à écarter *a priori*.

B. — Il faut toutefois remarquer que, généralement, les amphiboles alcalines naturelles n'ont pas la composition chimique idéale signalée précédemment, mais contiennent au contraire toujours une quantité plus ou moins importante de fer ( $Fe^{+2}$  et  $Fe^{+3}$ ).

La figure 3 b, relative au cas de la Crossite ( $Na_2Mg_{1.5}Fe_{1.5}^{2\pm} \cdot Al_{1.0} \cdot Fe_{1.0}^{+3} Si_8O_{22}(OH)_2$ ), montre les domaines de stabilité des deux polymorphes de cette amphibole sodique dans laquelle 50 % de fer remplace Mg et Al.

Les autres courbes sont identiques à celles de la figure 3 a.

Ici, le polymorphe II est stable, dans un domaine de températures de 200° à 400° C, pour des pressions de l'ordre de 8 à 12 Kb.

Dans ce cas, on voit nettement que la présence de cette amphibole sodique

exprime à elle seule des fortes pressions, supérieures d'ailleurs à celles qui correspondent à la transition calcite-aragonite.

C. — Enfin, sur la figure 3 c, la ligne *l* sépare les domaines de stabilité des polymorphes I et II d'une glaucophane qui aurait une composition chimique intermédiaire entre celles de la glaucophane *s.s.* (A) et de la crossite (B) (voir W. P. DE ROEVER, 1967, pp. 69-70).

Selon W. P. DE ROEVER (1967), pareille composition chimique correspondrait le mieux aux variétés normales ou naturelles de la glaucophane.

Les autres courbes sont identiques à celles des figures a et b.

Dans un domaine de températures de l'ordre de 200° à 400° C, on constate que le polymorphe II est à lui seul symptomatique de pressions relativement élevées, de l'ordre de 4 à 10 Kb.

La paire Glaucophane + Lawsonite n'est donc pas nécessaire pour définir un faciès de forte pression : la présence de glaucophane suffit à elle seule.

W. P. DE ROEVER (1967, p. 70) note d'ailleurs à ce sujet : « ... the introduction of a lawsonite-glaucophane facies or a glaucophane-lawsonite-schist facies instead of part of ESKOLA's glaucophane-schist facies apparently has very little sense, unless this introduction is meant to comprise lawsonite associations without glaucophane in addition to glaucophane associations with or without lawsonite ».

D. — Il faut néanmoins noter que, suivant la composition chimique de la glaucophane (*s.l.*) présente dans le faciès et, en l'absence de tout autre minéral indicatif de fortes pressions (lawsonite ou aragonite ...), il peut être difficile de préciser les conditions de pression des faciès glaucophaniques.

En clair, ceci signifie que, si les faciès à glaucophane (*s.l.*) traduisent des conditions physiques  $P_{H_2O}$  particulières lors du métamorphisme, différentes de celles des faciès « Greenschist » et « Amphibolite », ils n'impliquent pas nécessairement, ni toujours, l'existence de pressions anormales par rapport aux pressions lithostatiques agissant lors du métamorphisme.

Pour notre part, nous considérons que le domaine des températures des faciès à glaucophane voisine 300° C.

Le cas de la glaucophane *s.s.* est alors le seul à représenter des pressions de valeur relativement normale ( $\pm 4$  Kb).

Dans les autres circonstances, celles-ci sont élevées par rapport aux estimations géologiques ( $\pm 10$  Kb, soit une pression lithostatique de  $\pm 40$  Km et  $\pm 8$  Kb, soit une pression lithostatique de  $\pm 32$  Km).

#### *En conclusion :*

Hormis le cas où l'amphibole sodique a la composition idéale  $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$ , il est apparemment inutile de ne faire des faciès à glaucophane que des faciès distincts de forte pression que s'ils comportent l'association glaucophane + lawsonite, étant donné que le domaine de stabilité de ces amphiboles sodiques recouvre assez largement celui de la lawsonite (pour autant bien sûr que la composition chimique des roches originelles soit « normale »).

Par contre, ainsi que le montrent les diagrammes des figures précédentes, il est permis de penser que certaines roches à glaucophane contenant de l'aragonite, de la lawsonite, ou l'association jadéite + quartz, représentent parfois des faciès

métamorphiques dans lesquels les pressions ( $P_{H_2O}$ ) régnant lors du métamorphisme sont nettement supérieures à celles correspondant au « Glaucophane-schist facies ».

Il semble d'ailleurs que ce soit effectivement le cas de certaines roches du métamorphisme d'enfouissement (mais encore faut-il que ces assemblages soient en équilibre!).

Par contre, à notre connaissance, pareilles constatations n'ont pas encore été faites dans des schistes cristallins à glaucophane (glaucophanoschistes — roches dynamométamorphiques); on ne peut pourtant pas nier que ceux-ci représentent, dans un contexte géologique bien défini, un faciès métamorphique à part entière, distinct par exemple des schistes verts, localisé certes, mais dont l'évolution géologique prouve sans conteste qu'ils ont évolué dans des conditions physiques bien particulières, à un point tel qu'ils ont pu subir, au cours d'une seule et même orogénèse, une évolution métamorphique plurifaciale (W. P. DE ROEVER and H. J. NIJHUIS, 1964; C. FELIX, 1972).

## II. LES GLAUCOPHANOSCHISTES ET PRASINITES GROISILLONS

### 1. *Les relations Épidote-Lawsonite.*

Nous avons vu que l'étude de la morphologie (C. FELIX et A. M. FRANSOLET, 1972) et l'analyse structuro-minéralogique (Première Partie) des pseudomorphes des glaucophanoschistes de l'Île de Groix semblaient en bon accord pour se rallier à l'hypothèse d'une présence originelle de lawsonite.

Si, jusqu'à présent, nous n'avons pas encore examiné du point de vue théorique les relations entre les deux silicates d'aluminium et de calcium les plus communs dans les faciès à glaucophane, à savoir l'épidote et la lawsonite, c'est qu'elles sont encore mal connues.

La lawsonite est en effet un minéral qui se limite presque exclusivement aux faciès à glaucophane, du moins à ceux du métamorphisme géosynclinal.

Par contre, si l'épidote est un minéral commun et ubiquiste tant dans les faciès glaucophaniques que dans les schistes verts et les amphibolites, elle semble néanmoins plutôt occasionnelle ou peu abondante dans ces roches du métamorphisme d'enfouissement appartenant au « Glaucophane-lawsonite facies ».

Il est pourtant peu probable que ces minéraux s'excluent mutuellement dans les faciès à glaucophane.

De nombreux auteurs n'ont pourtant cru voir dans la présence simultanée de ces deux minéraux que des relations de transformation de l'un en l'autre.

Ce cas est évidemment possible, mais on semble toutefois avoir négligé trop souvent à cet égard certains éléments déterminants.

Car, s'il est vrai que la lawsonite est le silicate Ca-Al caractéristique des roches du métamorphisme d'enfouissement (« Glaucophane-lawsonite facies »), il est tout aussi vrai que l'épidote constitue son homologue dans les schistes cristallins à glaucophane (dynamométamorphisme).

C'est peut-être cette constatation qui a conduit certains auteurs à subdiviser le « Glaucophane-schist facies » en sous-faciès caractérisés les uns par l'association glaucophane-épidote, les autres par la paire glaucophane-lawsonite (voir W. P. DE ROEVER, 1950; A. MIYASHIRO and S. BANNO, 1958).

Pareille subdivision a été contestée et il faut bien avouer que, dans l'état actuel de nos connaissances, elle ne peut au mieux constituer qu'une hypothèse de travail,

entâchée d'ailleurs par l'incompatibilité tout aussi hypothétique de ces deux minéraux Ca-Al.

L'épidote et la lawsonite ont en effet des compositions chimiques très différentes, l'épidote contenant souvent une quantité non négligeable de fer ferrique, tandis que la lawsonite en semble toujours dépourvue.

Il est donc évident que ces deux minéraux peuvent coexister en équilibre dans certaines conditions P-T, puisque leurs relations sont non seulement contrôlées par les variables P-T, mais aussi par le chimisme des roches originelles (voire par des pressions fluides partielles, telles  $p_{O_2}$  par exemple) et, par conséquent, leurs domaines de stabilité peuvent certainement partiellement se recouvrir (voir W. G. ERNST, 1963, pp. 10-11).

S'il est donc possible que, dans certains cas, l'épidote tende à remplacer la lawsonite et vice-versa (voir par exemple J. M. CARON, 1971, et le rôle de la clinozoïsite dans le cas des pseudomorphes étudiés ici), il est également possible que ces minéraux puissent coexister dans un même ensemble suivant les valeurs de certaines variables locales (chimisme,  $p_{O_2}$ ).

E. D. GHENT (1965, p. 397) note ainsi à propos de formations appartenant au faciès à glaucophane : « Epidote-bearing metabasalts are commonly in direct contact with lawsonite-bearing quartz-mica schists. Unless we attribute the differences in mineralogy to  $P_{total}$ -T gradients across distances of 2 feet or less we must admit that bulk composition is the critical factor ».

Le cas cité par cet auteur illustre parfaitement l'influence de la composition chimique sur la soi-disant incompatibilité Épidote-Lawsonite, et mieux encore sur la présence ou l'absence de lawsonite dans des roches réputées appartenir au « Glaucophane-lawsonite faciès » (l'apparition d'épidote se trouve en effet favorisée, dans les conditions P-T du faciès à glaucophane, soit par un rapport  $Fe^{+3}/Al$  élevé, soit par une pression partielle d'oxygène  $p_{O_2}$  relativement élevée).

C'est à la lueur de ces données encore assez fragmentaires, il faut bien le reconnaître, que nous allons essayer d'envisager le cas des glaucophanoschistes groisillons.

## 2. Caractéristiques du chimisme des glaucophanoschistes et des prasinites groisillons.

Les roches basiques (glaucophanoschistes et prasinites) groisillonnes étant particulièrement riches en épidote, nous avons essayé de voir si les roches à porphyroblastes pseudomorphosés de présumée lawsonite présentaient, dans leur composition chimique, des particularités permettant de les distinguer des glaucophanoschistes dépourvus de pseudomorphes, voire des prasinites.

### a) Compositions chimiques moyennes des glaucophanoschistes et des prasinites groisillons.

Le tableau suivant, où figurent, dans la colonne G, la composition chimique moyenne de 20 glaucophanoschistes de Groix, et, dans la colonne P<sub>1</sub>, la composition chimique moyenne de 9 prasinites de Groix (la colonne P<sub>2</sub> représente la composition chimique moyenne de 11 roches vertes, soient les 9 prasinites précédentes et 2 chloritoschistes albitiques), montre que les roches basiques groisillonnes ont des compositions chimiques qui ne sont pas « anormales », au sens où elles seraient pauvres en CaO et riches en Na<sub>2</sub>O et MgO par rapport à Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, et pourraient de ce fait favoriser la

TABLEAU

	G	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	E
SiO <sub>2</sub>	48.43	46.12	46.00	47.90
TiO <sub>2</sub>	1.76	1.56	1.84	2.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.47	14.40	14.94	15.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.17	5.43	5.50	4.29
FeO	4.92	6.22	6.67	7.06
MnO	0.21	0.15	0.16	0.13
MgO	6.33	8.99	8.36	5.89
CaO	8.81	9.03	8.04	9.50
Na <sub>2</sub> O	3.99	3.55	3.63	2.98
K <sub>2</sub> O	0.75	0.35	0.48	0.83
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.34	3.24	3.41	3.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.24	0.34	0.13

*Paramètres de Niggli*

	115	103	106	117
si	21.70	18.95	20.20	21.60
al	45.50	51.20	51.20	45.20
fm	22.50	21.65	19.75	24.90
c	10.30	8.20	8.85	8.30
alc	0.11	0.08	0.08	0.16
k	0.48	0.60	0.56	0.47
mg	3.10	2.70	3.18	3.9
ti				

*Compositions chimiques moyennes et paramètres de Niggli correspondant de :*

(G) 20 glaucophanoschistes, (P<sub>1</sub>) 9 prasinites, (P<sub>2</sub>) 11 roches vertes groisillons (C. FELIX), et (E) 10 glaucophanoschistes provenant de différents endroits du globe (W. G. ERNST, 1963b).

cristallisation du polymorphe Glaucophane I dans des conditions physiques qui seraient celles du « Greenschist facies » ou de « l'Amphibolite facies » (voir page 378).

Ces compositions chimiques moyennes des roches basiques groisillonnes sont par ailleurs comparables à celles données par W. G. ERNST (1963, b, p. 7) pour 10 glaucophanoschistes provenant de différents endroits du monde (colonne E).

On notera en outre que les compositions chimiques moyennes des glaucophanoschistes et prasinites groisillons sont assez semblables.

Les roches groisillonnes sont toutefois plus alcalines, surtout en ce qui concerne la teneur en Na<sub>2</sub>O, que celles figurant dans la colonne E.

En fait, on constate que si l'on porte les analyses chimiques des roches de l'Île de Groix sur un diagramme Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> (Figure 4), où la ligne a représente la limite entre le champ tholeiitique et le champ basaltique alcalin telle qu'elle est admise par H. KUNO (1968) (voir aussi par exemple G. A. MAC DONALD et T. KATSURA, 1964), celles-ci se placent dans le domaine des roches alcalines.

Bien sûr, tous les glaucophanoschistes et prasinites groisillons n'étaient pas, antérieurement au métamorphisme, des coulées ou des sills basaltiques (il a pu y avoir certainement aussi des roches volcano-détritiques telles des tuffites), mais pareil diagramme indique néanmoins que ces roches ne se distinguent guère d'autres formations à glaucophane en ce qui concerne le rapport  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  (voir par exemple M. HASHIMOTO, 1964 et W. G. ERNST *et al.*, 1970, p. 208).

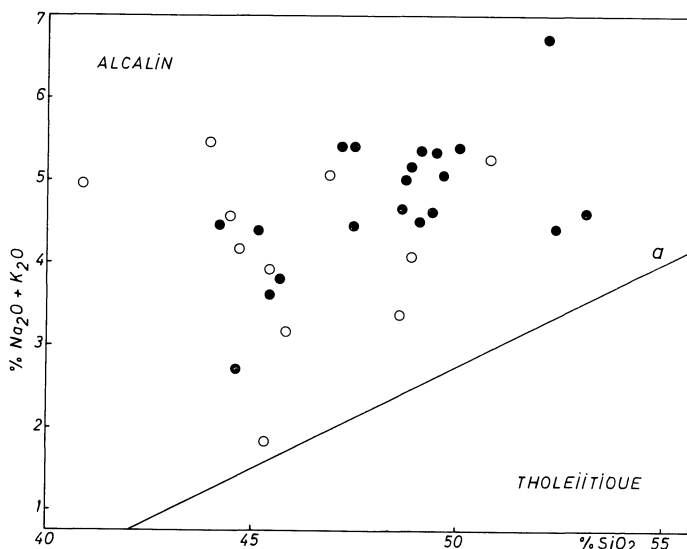


Fig. 4. — Diagramme  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (% en poids) : les faciès glaucophaniques (●) et prasinitiques (○) groisillons se situent tous dans le domaine des roches basiques alcalines.

Le chimisme de nos roches n'est donc pas extraordinaire.

b) *Rapports  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  dans les glaucophanoschistes et prasinites groisillons.*

La figure 5 représente le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  pour les mêmes roches groisillonnes que celles citées précédemment.

On voit que celui-ci varie dans d'assez larges limites, et qu'il est généralement plus élevé dans les glaucophanoschistes que dans les prasinites.

Suivant certains auteurs, il se pourrait d'ailleurs que les terrains glaucophaniques soient généralement caractérisés par des rapports  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  supérieurs à ceux des domaines à roches vertes ou à amphibolites par exemple (terrains non-glaucophaniques) (voir M. HASHIMOTO, 1964).

On ne peut toutefois pas en conclure que cela soit du *uniquement* au fait que la pression d'oxygène (pression partielle  $p_{\text{O}_2}$ ) lors du métamorphisme à glaucophane est supérieure à celle existant dans d'autres circonstances (« Greenschist facies »).

Il semble en effet que ce même rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  puisse également varier suivant le type de roches basiques originelles : ce rapport serait ainsi plus élevé dans les roches de la série alcaline que dans celles de la série tholeiitique (M. HASHIMOTO, 1964).

Notre propos n'est pas d'étudier, dans le cas des roches basiques groisillonnes,



les influences ou les composantes plus ou moins complexes (nature des roches originelles, pressions partielles) dont peut dépendre la valeur de ce rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ .

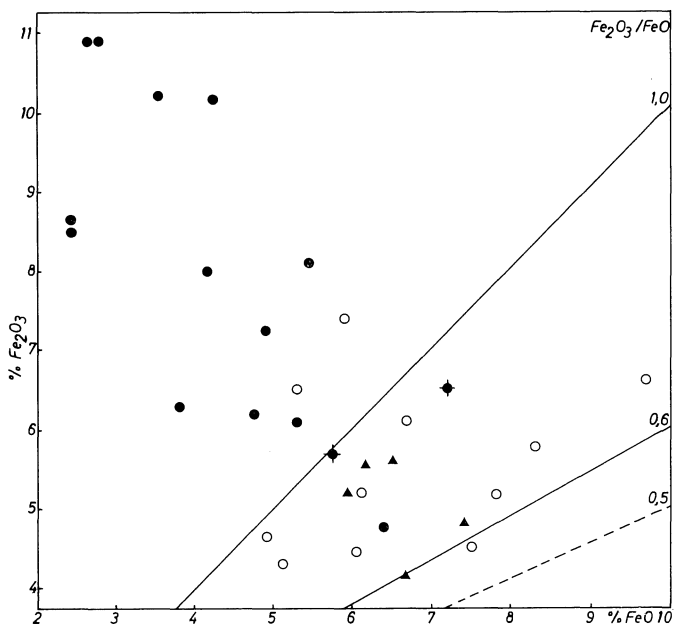


Fig. 5. — Valeurs du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (% en poids) dans les roches basiques groissilonnées : (●) glaucophanoschistes sans lawsonite; (▲) glaucophanoschistes à lawsonite; (◆) glaucophanoschistes sans lawsonite associés aux précédents (▲) dans des ensembles hétérogènes; (○) prasinites.

Nous pouvons cependant faire quelques constatations :

1° Si le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , dont la valeur est toujours supérieure à 0.5 (voisine même de 0.6), est compris entre 0.6 et 1.0 dans la majorité des roches prasinitiques, et (nettement) supérieure à 1.0 dans un grand nombre de glaucophanoschistes, on ne peut pas en conclure pour autant que l'amphibole sodique se soit confinée dans des roches où ce rapport excédait une certaine valeur.

En effet, si les prasinites dans lesquelles le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  a une valeur supérieure à 1.0 sont assez rares (2 sur 11), il n'en est pas de même pour les glaucophanoschistes ou 8 échantillons sur 20 ont un rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  dont la valeur est inférieure à 1.0.

S'il fallait tirer une conclusion de ces constatations, on serait enclin à considérer que c'est dans la valeur du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  des roches originelles, plutôt que dans des conditions extérieures ( $p_{\text{O}_2}$ ) qu'il faut rechercher la diversification des valeurs de ce rapport.

2° On remarquera en outre, et ceci est très important, que les glaucophanoschistes à porphyroblastes pseudomorphosés ont tous un rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  dont la valeur est inférieure à 1.0; il en est d'ailleurs de même pour les glaucophanoschistes associés

à ces roches à pseudomorphes (ensembles hétérogènes à passées à porphyroblastes et à passées dépourvues de porphyroblastes).

Ce fait nous paraît essentiel à mettre en évidence, car il semble indiquer que la présence ou l'absence de ces porphyroblastes pseudomorphosés pourrait être influencée par la valeur de ce rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ .

Même si cette valeur n'est pas le seul facteur conditionnant cette présence, ou cette absence, on ne peut toutefois pas nier à priori son influence possible.

Nous avons d'ailleurs noté précédemment l'absence de tels pseudomorphes dans des glaucophanites, roches très foncées, extrêmement rubannées et dans laquelle l'épidote présente un pléochroïsme net, avec des teintes jaunes et parfois vertes en lumière parallèle.

Si l'on accepte l'hypothèse que les pseudomorphes représentent effectivement d'anciens porphyroblastes de lawsonite, on voit que l'on rejoint les conclusions de E. D. GHENT (1965) en ce qui concerne l'influence du chimisme (ici le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) sur l'apparition de la lawsonite ou de l'épidote dans les faciès glaucophaniques.

*La possibilité d'existence d'une paragenèse à Glaucophane-Lawsonite n'est donc pas à exclure dans le cas des glaucophanoschistes groisillons.*

c) *Les conditions physiques du métamorphisme groisillon.*

Nous avons déjà noté antérieurement (C. FELIX, 1969) que l'apparition de roches riches en glaucophane (glaucophanoschistes) dans l'ensemble des schistes cristallins groisillons n'avait constitué qu'un « accident local » dans l'évolution métamorphique groisillonne, les prasinites en constituant le terme normal, symptomatique de la zone bathymétrique dans laquelle cette évolution s'est déroulée.

Pareille évolution peut d'ailleurs se résumer en disant que, dans une zone bathymétrique bien définie (dans le cas des roches groisillonnes : mésozone tout à fait supérieure) deux faciès métamorphiques distincts, l'un représenté par des glaucophanoschistes, — « Glaucophane-schist facies » —, l'autre par des amphibolites à épidote-albite (prasinites) — limite entre le « Greenschist facies » et « l'Épidote-amphibolite facies » —, se sont développés et ont évolué simultanément de façon à atteindre des états potentiellement identiques, caractérisés par l'association Albite + Clinocllore (« Greenschist facies »).

Toutes les roches basiques groisillonnes présentent donc une évolution métamorphique plurifaciale (voir C. FELIX, 1969, tableau, p. 369, et 1972).

En toute logique, on peut ainsi penser que l'ensemble des roches à glaucophane se sont formées dans les mêmes conditions physiques P-T.

Si les unes ont donc pu, à un moment donné de leur évolution, contenir de la lawsonite, c'est bien sûr d'abord parce que les conditions  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$  le permettaient, mais sans doute aussi parce que leur chimisme s'y prêtait (état d'oxydation relativement peu élevé).

Par contre, si d'autres glaucophanoschistes n'ont jamais contenu ce minéral porphyroblastique, c'est sans doute parce que, présentant un état d'oxydation élevé, l'association Glaucophane-Épidote était la seule possible, compte tenu des conditions physico-chimiques du milieu.

Quant aux prasinites, malgré leur état d'oxydation relativement bas, elles n'ont jamais contenu ce minéral porphyroblastique pour la bonne raison que leur appari-

tion s'est déroulée dans des conditions physiques tout à fait différentes des glaucophanoschistes (pressions inférieures).

Les roches vertes et les glaucophanoschistes groisillons ont donc bien appartenu, dès le début de leur évolution, à des faciès métamorphiques distincts.

### III. CONCLUSIONS. CARACTÈRE PLURIFACIEL DES GLAUCOPHANOSCHISTES GROISILLONS

A. — Si l'évolution plurifaciale des glaucophanoschistes groisillons se traduit avant tout, et de façon tout à fait remarquable, ainsi que nous l'avons noté, par la succession d'associations minéralogiques telles que :

(1) Glaucophane — épidote — grenat — sphène ( $\pm$  muscovite *s.l.*)

(2) Hornblende vert-bleu — clinocllore et/ou biotite — albite — épidote — grenat — sphène  $\pm$  minéral noir opaque ( $\pm$  muscovite *s.l.*)  
et, finalement,

(3) Clinocllore — albite — épidote — sphène  $\pm$  minéral noir ( $\pm$  muscovite *s.l.*),  
il est également possible que, déjà dans le stade (1) (association minéralogique primaire), le caractère minéralogique se soit diversifié au cours du temps.

Ainsi, dans des roches à composition chimique appropriée (degré d'oxydation peu élevé), à l'association (1) a pu succéder l'association (1') *Glaucophane — lawsonite — grenat — sphène* et ce, bien que l'épidote soit restée stable tout au long de l'évolution métamorphique.

En réalité, au lieu de se succéder, ces associations minéralogiques semblent plutôt « se superposer » dans le temps, comme si la lawsonite attendait le moment favorable pour faire son apparition.

Il est possible, en effet, dans de telles roches, que la valeur du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  ait diminué au cours du temps par suite de la cristallisation d'épidote, et sans doute aussi de glaucophane, et ce, jusqu'au moment où la valeur de ce rapport a permis l'apparition de lawsonite.

Si, au contraire, il faut attribuer l'apparition de ce minéral porphyroblastique à des conditions physiques momentanément particulières ( $p_{\text{H}_2\text{O}}$  élevée par exemple), ce qui n'est pas à rejeter a priori, il convient alors de retenir de cela que la cristallisation de ce minéral en équilibre avec la glaucophane ne constitue pas une condition nécessaire à la définition d'un faciès de forte pression : dans le cas présent par exemple, les roches caractérisées par un degré d'oxydation élevé n'ont en effet jamais contenu ce minéral; pourtant, dans la suite, elles ont suivi la même évolution (succession des associations minéralogiques (1), (2) et (3)) que les précédentes.

B. — Ce modèle d'évolution, pour complexe qu'il soit, n'en est pas pour autant unique en son genre.

C'est ainsi que F. ELLENBERGER (1960) parle d'une « paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane » dans les schistes cristallins de Haute-Maurienne (Savoie).

Bien que le cas décrit par cet auteur soit différent de ce que l'on peut observer dans les roches de l'île de Groix (suivant F. ELLENBERGER, le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne est en effet caractérisé par une paragenèse à glaucophane-lawsonite-grenat à laquelle succède une paragenèse à actinote-épidote-stilpnomélane), en ce sens que le développement de lawsonite dans ces roches est « précoce », on est néanmoins frappé par le fait que, non seulement ce minéral se détruit « bien avant l'achèvement du métamorphisme » (pseudomorphoses dont les produits de substitu-

tion sont comparables à ceux des glaucophanoschistes de Groix), mais aussi par le fait que la déformation qui a affecté ces roches s'est produite « entre la cristallisation et la destruction du minéral », et que les cristallisations de minéraux tels que grenat, glaucophane et lawsonite ne sont nullement synchrones.

Cette expression de « paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane » nous semble aussi particulièrement bien appropriée dans le cas des glaucophanoschistes groisillons.

En effet, nous avons montré précédemment (Première Partie) que, si l'apparition de ce minéral porphyroblastique paraissait relativement tardive par rapport à des minéraux tels que glaucophane, épidote, sphène, grenat, sa stabilité en présence de glaucophane ne s'étendait guère au-delà du stade d'extension des structures microscopiques, ce stade s'accompagnant lui-même des associations minéralogiques (2) et (3).

Les associations minéralogiques réalisées au sein des porphyroblastes pseudomorphosés sont d'ailleurs comparables aux associations (2) et (3).

On peut donc supposer que l'association minéralogique stable

(1') Glaucophane — Lawsonite/Épidote — Grenat — Sphène,

et plus précisément encore, la paire

Glaucophane + Lawsonite,

s'est détruite au moment où les conditions physiques permettaient l'apparition des associations (2) et (3), peut-être même déjà juste auparavant.

On remarquera en outre que, dans les roches qui n'ont été affectées que très légèrement par l'extension des structures et par les modifications P(-T) concomitantes (pour des raisons qu'il est encore difficile de préciser — voir par exemple les Glaucophanoschistes (1), l'association glaucophane + lawsonite a néanmoins été totalement détruite, tandis que la paire glaucophane + épidote n'est nullement affectée : l'épidote restera d'ailleurs stable jusque dans la phase ultime (association (3)).

De plus, si, au cours du métamorphisme plurifaciel, la glaucophane ne reste pas stable, ce fait n'est nullement imputable à la coexistence glaucophane-épidote : le caractère éphémère de l'association glaucophane + lawsonite contraste nettement avec cette constatation.

Quoi qu'il en soit, si la paragenèse Glaucophane + Lawsonite a sans aucun doute précédé les associations (2) et (3), il est tout à fait exclu de penser que celle-ci a précédé la paragenèse à Glaucophane + Épidote (1) ainsi que J. COGNE *et al.* (1966, p. 73) l'ont suggéré.

Les évidences structuro-minéralogiques écartent sans ambiguïté pareille hypothèse.

*Laboratoire de Géologie-Pétrologie  
Université de Liège*

#### BIBLIOGRAPHIE

- BARROIS, C. 1883. — Sur les schistes métamorphiques de l'île de Groix. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, XI, pp. 18-71.
- BARROIS, C. 1884. — Note sur le chloritoïde du Morbihan. *Bull. Soc. Minéral. de France*, VII, pp. 37-43.

- CARON, J. M. 1971. — Influence possible du comportement des constituants fluides sur les associations à lawsonite et glaucophane dans les Alpes franco-italiennes à la latitude de Briançon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **272**, pp. 1937-1939.
- COGNE, J. 1960. — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille (Thèse). *Mém. expl. Carte géol. de France*, 382 p.
- COGNE, J. 1961. — Remarques sur quelques unes des principales associations minérales dans les micaschistes de Bretagne méridionale (Finistère, Morbihan). *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, LXXXIV, pp. 222-226.
- COGNE, J., JEANNETTE, D. et RUHLAND, M. 1966. — L'Île de Groix. Étude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, **19**, pp. 41-96.
- CRAWFORD, W. A. and FYFE, W. S. 1965. — Lawsonite equilibria. *Am. J. Sci.*, **263**, pp. 262-270.
- ELLENBERGER, F. 1960. — Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin de Haute-Maurienne (Savoie). *Bull. Soc. Géol. de France*, II, pp. 190-194.
- ERNST, W. G. 1961. — Stability relations of glaucophane. *Am. J. Sci.*, **259**, pp. 735-765.
- ERNST, W. G. 1963a. — Polymorphism in alkali amphiboles. *Am. Miner.*, **48**, pp. 241-260.
- ERNST, W. G. 1963b. — Petrogenesis of glaucophane schists. *J. Petrology*, **4**, pp. 1-30.
- ERNST, W. G. 1964. — Petrochemical study of coexisting minerals from low-grade schists, Eastern Shikoku, Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, pp. 1631-1668.
- ERNST, W. G. 1968. — Minerals, rocks and organic material, V. I, *Amphiboles*. Crystal chemistry. Phase relations and occurrence, 125 p. New York : Springer-Verlag.
- ERNST, W. G., SEKI, Y., ONUKI, H. and GILBERT, M. C. 1970. — Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer metamorphic Belt of Japan. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. **124**, 276 p.
- FELIX, C. 1969. — Étude pétrographique des roches basiques de l'Île de Groix (Bretagne méridionale) (Note préliminaire). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **92**, pp. 359-370.
- FELIX, C. 1972. — Contribution à l'étude pétrogénétique des faciès métamorphiques : la diversité des valeurs des gradients géothermiques. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **95**, pp. 197-215.
- FELIX, C. et FRANSOLET, A. M. 1972. — Pseudomorphes à Epidote *s.l.*, Paragonite, Muscovite *s.l.*, Chlorite, Albite, ... de porphyroblastes de Lawsonite (?) dans les glaucophanoschistes de l'Île de Groix (Bretagne — France). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **95**, pp. 323-334.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. 1958. — Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. **73**, 259 p.
- FYFE, W. S. and TURNER, F. J. 1966. — Reappraisal of the metamorphic facies concept. *Contr. Miner. Petrol.*, **12**, pp. 345-364.
- GHENT, E. D. 1965. — Glaucophane-schist facies metamorphism in the Black Butte area, Northern Coast Ranges, California. *Am. J. Sci.*, **263**, pp. 385-400.
- HALFERDAL, L. B. 1961. — Chloritoid : its composition, X-Ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petrology*, **2**, pp. 49-135.
- HASHIMOTO, M. 1964. — Some remarks on the chemical composition of basic metamorphic rocks. *Jap. Journ. of Geol. and Geogr.*, XXXV, pp. 139-149.
- KUNO, H. 1968. — Differentiation of Basalts magmas. In « *Basalts* », V. **2**, pp. 623-688.
- LACROIX, A. 1962. — *Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'Outre-Mer*. T. I. Librairie A. Blanchard. Paris.
- MIYASHIRO, A. and BANNO, S. 1958. — Nature of glaucophanitic metamorphism. *Am. J. Sci.*, **256**, pp. 97-110.

- ROEVER (de), W. P. 1950. — Preliminary notes on the glaucophane-bearing and other crystalline schists from SE Celebes, and on the origin of glaucophane bearing-rocks. *Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Proc.*, B, **53**, pp. 1455-1465.
- ROEVER (de), W. P. 1955. — Some remarks concerning the origin of glaucophane in the North Berkeley Hills, California. *Am. J. Sci.*, **253**, pp. 240-244.
- ROEVER (de), W. P. 1967. — Overdruk van tektonische oorsprong of diepe metamorfose? *Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., Versl. Vergad. Afd. Natuurk.*, **76**, pp. 69-74.
- ROEVER (de), W. P. and NIJHUIS, H. J. 1964. — Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glaucophane. *Geol. Rundsch.*, **53**, pp. 324-336.
- SPRY, A. 1969. — *Metamorphic textures*. 350 p. Pergamon Press.
- TRIBOULET, C. 1971. — Mise en évidence de stilpnomélane, biotite verte et phengite chromifère à l'Ile de Groix, Morbihan (France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, **272**, pp. 1477-1480.
- TRÖGER, W. E. 1959. — *Optische Bestimmung des Gesteinbildenden Minerale T. I.* E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TURNER, F. J. 1948. — Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. **30**.
- TURNER, F. J. 1968. — *Metamorphic petrology*. Mc Graw-Hill Book Co. New York.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. 1960. — *Igneous and metamorphic petrology*. Mc Graw-Hill Book Co. New York.
- VELDE, B. 1967a. — Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. *Contr. Miner. Petrol.*, **14**, pp. 250-258.
- VELDE, B. 1967b. — Note sur un micaschiste à chloritoïde et glaucophane de l'Ile de Groix, Morbihan. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, XC, pp. 265-266.
- VELDE, B. 1967c. — Quelques observations sur la teneur en aluminium des biotites, phengites et chlorites dans les schistes cristallins. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, XC, pp. 356-363.
- WINKLER, H. G. F. 1965. — *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag. New York.

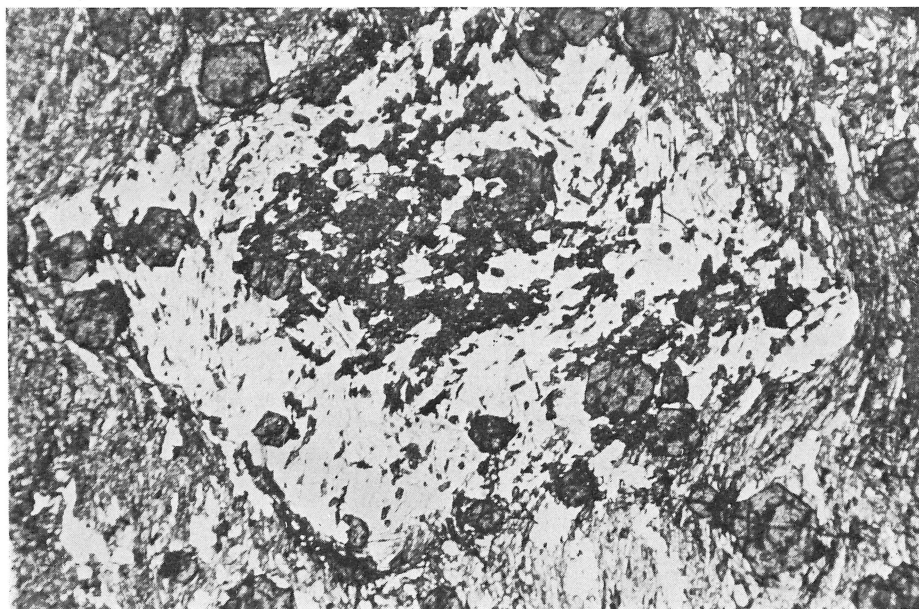
*Microphoto 1* : Porphyroblaste à section rhombe montrant, au centre, des flots épidotiques qui s'anastomosent (concentration épidotique centrale) et, en périphérie, d'abondantes lamelles de mica blanc. On notera la présence de grenats idiomorphes à sections hexagonales.

*Microphoto 2* : Cristaux de clinzoïsite de la zone centrale, orientés S<sub>i</sub>, soudés les uns aux autres, et « piégeant » de la sorte des cristaux d'épidote (indiscernable de la clinzoïsite sur la photo), des résidus glaucophaniques (dont le pourtour est souligné sur la photo) et des grenats idiomorphes. Des lamelles de mica blanc renferment aussi, entre autres, des petites plages de glaucophane résiduelle (dont le pourtour est souligné sur la photo), de l'épidote,...

L. verte polarisée (10 ×).

PLANCHE I

*M 1*



*M 2*

