

CONTRIBUTION  
À L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE  
DE LA RÉGION S-E DU MASSIF DES MAURES (VAR, FRANCE) (\*)

par ROBERT MAQUIL (\*\*)

(6 figures et 1 tableau dans le texte)

RÉSUMÉ

Les paragenèses plurifaciales et la disposition structurale des schistes cristallins de la région E du Massif des Maures (presqu'île de St-Tropez) permettent de distinguer trois événements métamorphiques dont la succession est : 1. phase relique (HP) ; 2. phase principale (HP, HT) ; 3. phase de reprise (BP). Cette évolution dans le temps, qui va de conditions de haute pression vers des conditions de plus basses pressions, peut être expliquée tant par un modèle monocyclique polyphasé que par une évolution polycyclique.

ABSTRACT

From the study of the plurifacial parageneses and structural disposition of the crystalline rocks of the eastern region of the Maures Massif (St. Tropez peninsula) three metamorphic events can be distinguished. Their sequence in time is : (1) relict phase (H.P.), (2) principal phase (H.P., H.T.), and (3) re-folding phase (L.P.). This sequence, from high pressure to low pressure conditions, can be explained equally well by a monocyclic polyphase model as by a polycyclic one.

SITUATION GÉOLOGIQUE

Le Massif des Maures, situé dans le SE de la France, forme avec le Tanneron et l'Esterel le noyau cristallin de la Provence, point d'affleurement du socle ancien d'Europe au même titre que les massifs externes des Alpes et le Massif Central.

Au N et au NE le massif est séparé des formations calcaires mésozoïques par un grand graben (parfois large de 20 Km) occupé par des sédiments permien. A l'intérieur des terres, l'altération atmosphérique est importante et la végétation souvent dense. Par contre, au S, les nombreuses falaises de la côte fournissent des affleurements frais et continus, séparés les uns des autres par des plages de sable. Pour cette raison, l'observation géologique a porté essentiellement sur une série de coupes le long de la côte (fig. 1).

Le Massif des Maures est formé essentiellement par des roches métamorphiques et magmatiques. Les premières qui occupent la plus grande partie sont affectées d'un métamorphisme croissant de l'W vers l'E. En se dirigeant vers l'E à partir

(\*) Communication présentée le 1<sup>er</sup> juin 1976, manuscrit déposé le 10 septembre 1976.

(\*\*) Géologie, Pétrologie et Géochimie, Université de Liège, B-4000 Sart-Tilman par Liège 1.

de l'extrémité occidentale du Massif, on passe de phyllades non métamorphiques à des roches de plus en plus évoluées : micaschistes, gneiss, amphibolites et, dans la région de St-Tropez, anatexites et migmatites rubano-lenticulaires. Toutes ces roches sont disposées en larges bandes grossièrement parallèles, orientées N-S et à pendage W (Lutau, 1924; Gueirard, 1957). Cette disposition structurale, le fait que les phyllades de Hyères soient d'âge silurien (Schoeller, 1938) ainsi que le chimisme alumineux d'une grande partie des roches des Maures ont amené à penser que les schistes cristallins sont dérivés d'une série géosynclinale unique d'âge paléozoïque.

Plusieurs massifs granitiques ont fait intrusion dans cet ensemble métamorphique. Ce sont principalement le granite de Plan-de-la-Tour, allongé N-S et localisé dans la partie NE du massif, le granite de Camarat, allongé E-W dans la presqu'île de St-Tropez et le petit Massif granitique du Moulin Blanc près de St-Tropez. Ce n'est que ce dernier granite, vu ses particularités de structure (schistosité parallèle à celle des migmatites encaissantes) et de minéralogie (cordiérite et andalousite), qui a retenu notre attention. Les deux autres massifs sont du type circonscrit et leur intrusion est postérieure à toute déformation plastique des schistes cristallins. En plus des granites et des filons qui leur sont associés le massif est recoupé par de nombreux dykes basaltiques; ils sont tardifs dans l'histoire du massif et peuvent être mis en relation avec le volcanisme permien de l'Esterel (Bordet, 1951).

En discordance sur le socle cristallin reposent des sédiments carbonifères (Stéphanien) non métamorphiques, plissés, qui occupent une étroite zone synclinale allongée N-S.

Une grande faille N-S, l'accident de Grimaud, traverse tout le massif et recoupe aussi bien le socle que le Carbonifère. Cette faille est sub-verticale et est accompagnée d'une zone mylonitique parfois large de 200 m. Son âge post-Carbonifère est évident; il est cependant probable que cet accident est plus ancien et que c'est lui qui a amorcé le sillon dans lequel se sont déposés les sédiments carbonifères (Demay, 1927).

Le massif des Maures est donc un domaine essentiellement polycyclique. Son histoire comporte d'une part un ou plusieurs cycle(s) ancien(s) pendant le(s)quel(s) les schistes cristallins se sont élaborés et les granites se sont mis en place; d'autre part des cycles jeunes, post-Carbonifère et alpin. Lors des cycles jeunes le socle cristallin était induré, il n'a plus pu réagir de manière plastique et on y voit apparaître des grandes cassures N-S, localement mylonitisées, suivies de failles d'orientation E-W d'âge alpin.

Le but du présent travail est l'étude de l'évolution ancienne des schistes cristallins. Pour ce faire, 4 coupes ont été étudiées : deux de chaque côté de l'accident de Grimaud (fig. 1). Outre la fraîcheur des affleurements (voir plus haut) ce choix se justifie par la nature et la disposition des roches. En effet, la région étudiée est formée par les roches les plus évoluées du Massif; elle est recoupée par l'accident de Grimaud qui, faisant remonter le compartiment E par rapport au compartiment W, met en contact, au niveau actuel d'affleurement, deux domaines élaborés dans des étages structuraux différents. L'étude des coupes permet donc d'établir à la fois les différences et les similitudes entre ces deux domaines et de dégager des conclusions éventuellement valables pour tout le massif.

#### L'EST DE L'ACCIDENT DE GRIMAUD

Dans les deux coupes étudiées (Cap du Pinet et Cap Camarat) les gneiss migmatiques occupent la plus grande partie du volume. Ils renferment des niveaux inter-

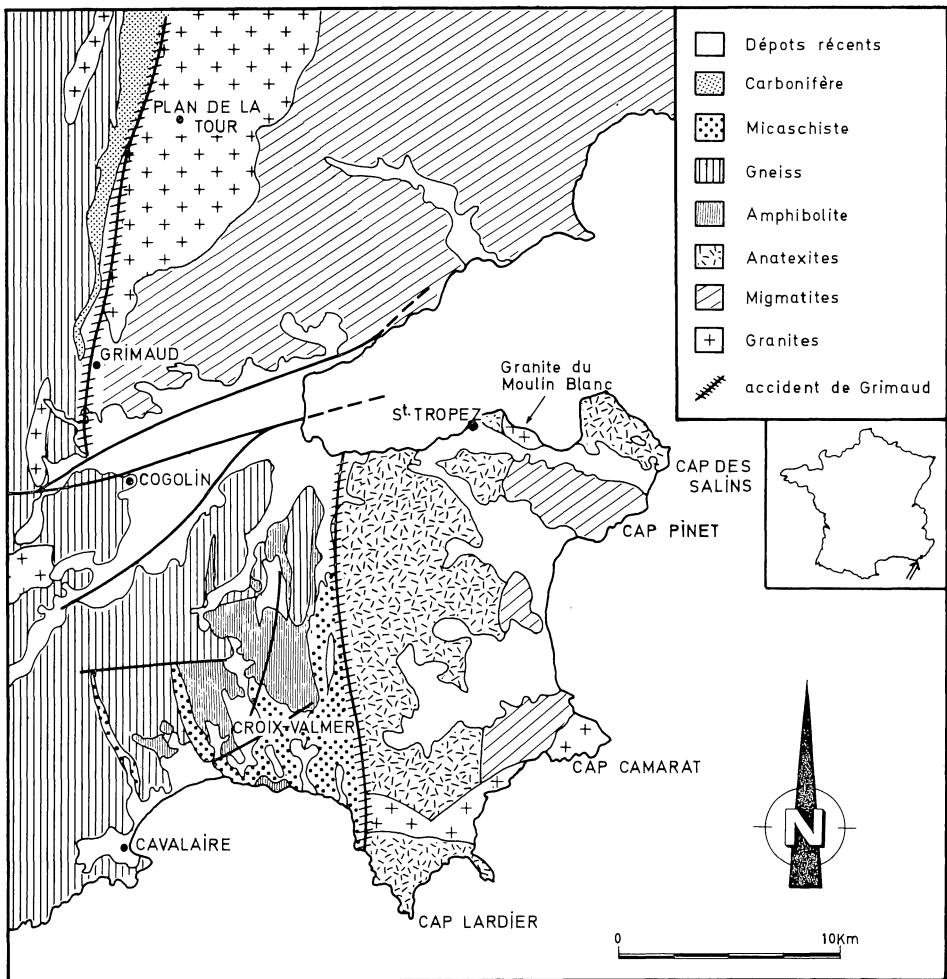


Fig. 1. — Carte géologique de la presqu'île de St-Tropez, modifiée d'après S. Gueirard (1960).

stratifiés riches en lentilles amphibolitiques boudinées, ainsi que des niveaux à lentilles de silicates calcaires.

Au NE du Cap Pinet, vers le Cap des Salins, les migmatites passent à des anatexites, roches où les structures orientées (schistosité et litage) s'effacent localement et font place à des petits volumes granitoïdes à structure isotrope. L'étude de ces facies anatectiques ne sera pas abordée ici.

La direction générale des migmatites est N-S. On observe seulement de faibles variations autour de cette direction. L'étude structurale permet de mettre en évidence trois phases de plissement :

- une première phase isoclinale, synschisteuse et d'axes N-S; le boudinage des lentilles mentionnées plus haut s'est opéré pendant cette phase;
- une deuxième phase d'axes E-W, de faible importance; cette phase a provoqué

de légères ondulations des axes isoclinaux N-S engendrés lors de la première phase;

- une troisième phase N-S replissant toutes les structures précédentes en plis plus ou moins ouverts de longueur d'onde plurimétrique. Cette phase a pu être caractérisée notamment grâce au plissement et à la schistosité qu'elle a provoqués dans des filons granitiques mis en place après la première phase. Ces filons seront décrits plus loin.

*Les gneiss migmatitiques* sont des roches rubano-lenticulaires formées d'alternances de mobilisats leucocrates quartzo-feldspathiques, grenus et sans schistosité, et de restites mélanocrates biotitiques à texture schisteuse et à grain plus fin. Les parties leucocrates sont formées de quartz, feldspath potassique et plagioclase en proportions variables et présentent une structure granoblastique grossière. Elles sont contournées par la schistosité soulignée par les biotites en structure lépidoblastique. Ces feutrages biotitiques renferment de la sillimanite sous forme de fibrolite dont les aiguilles se disposent parallèlement aux clivages des biotites. Souvent elles forment des agrégats allongés où toute la biotite a disparu. Du grenat peut exister dans les mobilisats ou dans les restites. La muscovite se présente en poeciloblastes obliques à la schistosité et la chlorite se greffe sur les biotites qu'elle remplace. Ces deux derniers minéraux sont secondaires et postérieurs à la paragenèse synchisteuse. Le faciès de la migmatitisation est donc le sous-faciès à sillimanite-feldspath potassique-almandin du faciès des amphibolites (Winkler, 1975).

*Les lentilles à silicates calcaires* interstratifiées dans les migmatites sont des corps allongés de 20 à 100 cm de long. Elles présentent souvent un zonage du centre vers le bord. La paragenèse de la partie centrale est formée de plagioclase (oligoclase), de diopside et d'un grenat voisin de l'almandin en structure granoblastique. Vers l'extérieur, dans une première zone, le grenat disparaît. Ensuite, dans la zone externe, en contact avec les migmatites, le diopside disparaît à son tour et est remplacé par une hornblende orientée suivant la schistosité des roches encaissantes. L'association centrale appartient au subfaciès des granulites à clinopyroxène-almandin (Winkler, 1975). Cette association s'élabore pour autant que la pression d'eau soit faible et que la pression totale soit celle d'un métamorphisme de degré élevé. On peut admettre que la paragenèse initiale des lentilles s'est élaborée avant la migmatitisation et qu'elle a subi une rétro-morphose partielle pendant celle-ci (apport d'eau limité). Ces paragenèses témoignent donc de conditions de pression élevée antérieure à la migmatitisation, c'est-à-dire antérieure à la phase isoclinale de plissement.

*Les lentilles amphibolitiques* sont surtout concentrées au Cap Pinet. Ce sont des corps de dimensions variables allant de 1 à 20 m d'épaisseur. Dans ces lentilles, on peut distinguer trois variétés. Le premier type, le plus fréquent, forme les petites lentilles et les zones externes des grands noyaux. C'est une amphibolite banale, formée de hornblende verte orientée suivant la schistosité, de plagioclase saussuritisé, de quartz ainsi que de grains de sphène disposés parallèlement à la schistosité.

Les deux autres types se rencontrent dans les parties centrales des grosses lentilles. Ils présentent les associations suivantes (fig. 2) :

- type 2 : grenat-diopside-hornblende et quartz;
- type 3 : grenat-hornblende-plagioclase-quartz et diopside.

Dans le deuxième type, l'almandin en porphyroblastes occupe environ 50 % du volume; il est entouré de diopside et de quartz en structure granoblastique. La hornblende forme de grands cristaux poecilites; le plus souvent elle est cependant associée au diopside qu'elle remplace.

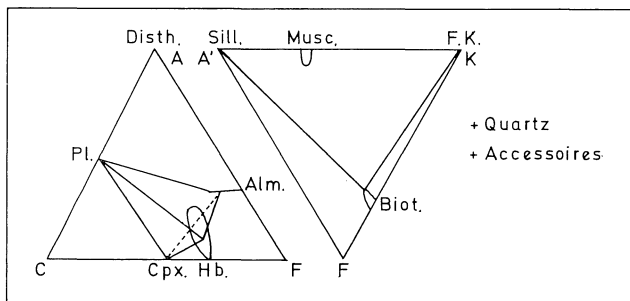
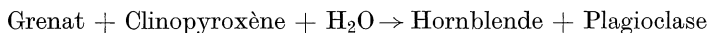


Fig. 2. — Diagramme ACF et A'KF représentant la paragenèse synschisteuse des migmatites et les paragenèses reliques des lentilles amphibolitiques.

Le troisième type se distingue du précédent par une proportion plus grande de hornblende qui est orientée parallèlement à la schistosité, par la présence de plagioclase ( $An_{20-30}$ ) et par la présence de structures coronnaires autour du grenat. Ceux-ci sont en effet entourés d'une couronne formée d'une intercroissance symplectitique de hornblende et de plagioclase. La roche renferme en plus quelques grains isolés de diopside, non en contact avec les grenats et leur couronne et partiellement transformés en hornblende. Accessoirement, comme dans les roches de type 2, il existe des grains d'ilménite entourés d'un chapelet de sphène.

Des mesures effectuées à la microsonde ont donné pour le grenat une composition voisine de l'almandin.

Lors de cette étude préliminaire on a noté un zonage marqué dans les grenats. Les bordures sont enrichies en Mn et en Ca. Cet enrichissement va de pair avec un appauvrissement en Fe et Mg. Ce zonage qui existe aussi autour des grenats des lentilles à silicates calcaires est probablement apparu lors de la phase de rétro-morphose. La structure coronaire peut s'interpréter par la réaction rétrograde suivante (fig. 2) :



Le grenat central représente une relique épargnée par la réaction. On peut admettre en plus que tout le plagioclase et toute la hornblende ont été formés par cette réaction et que, par conséquent, les amphibolites de ce type dérivent du type précédent. La différence de structures entre la couronne symplectitique et le reste de la roche serait due à des degrés divers de recristallisation.

La paragenèse primitive à grenat et clinopyroxène indique un métamorphisme de degré élevé qui appartient soit au faciès des granulites (almandin-clinopyroxène) soit au faciès des élogites. Lors de la migmatitisation, l'association de haute pression est devenue instable et s'est dégradée plus ou moins complètement. Les amphibolites de la région montrent donc des stades de rétro-morphose depuis un faciès à haute pression jusqu'au faciès des amphibolites (migmatitisation). Cette rétro-morphose, qui s'est opérée lors d'une venue d'eau dans les systèmes anhydres de haute pression s'est accompagnée du développement de textures orientées. En

effet, la schistosité qui fait défaut dans la partie centrale des lentilles (amphibolite du type 2) se développe vers les bordures par la cristallisation de la hornblende; elle est marquée également par la forme ellipsoïdale et l'allongement parallèle des couronnes symplectitiques.

Les lentilles amphibolitiques, comme les lentilles à silicates calcaires, renferment donc des témoins de conditions métamorphiques de haute pression antérieures à la migmatitisation. On peut interpréter de la même manière la présence, rare il est vrai, de disthène dans les migmatites en considérant ce minéral comme une relique.

*Les filons granitiques schisteux* se localisent dans la coupe du Cap Pinet. Ils sont concordants ou discordants, parfois plissés et présentent le plus grand intérêt dans l'étude du massif. La figure 3 montre un cas remarquable qui peut être observé à deux endroits au Cap Pinet. On voit un filon granitique, plissé suivant les axes N-S, présentant une schistosité plan axiale et passant du type discordant (fig. 3, A) au type concordant (fig. 3, B). De cette observation, on peut dégager les faits suivants :

- la schistosité des gneiss était déjà développée lors de l'intrusion des filons;
- la schistosité de plan axial apparaît dans les filons alors que les gneiss se déforment soit par glissement le long des anciens plans de schistosité (fig. 3, A) soit par plissement de leur schistosité (fig. 3, B).

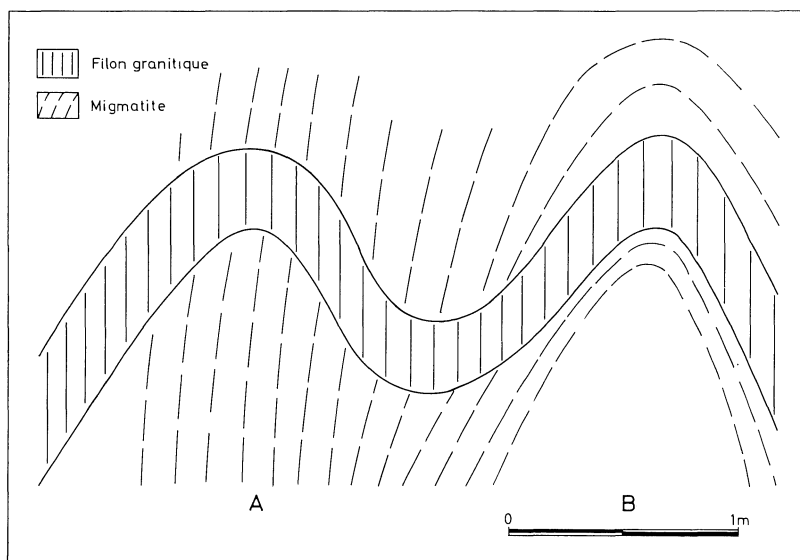


Fig. 3. — Filon granitique plissé (Cap Pinet)  
A : partie discordante ; B : partie concordante.

Le plissement isoclinal N-S (1<sup>re</sup> phase de plissement) et la reprise ultérieure suivant les mêmes axes N-S (3<sup>e</sup> phase de plissement) sont séparés par une déformation cassante lors de laquelle se sont mis en place les filons. L'étude de terrain ne montre pas de relation directe avec une intrusion granitique de surface. Cependant, la proximité géographique du granite du Moulin Blanc et le fait que ce granite

présente une schistosité parallèle à celle des migmatites ainsi que des filons schisteux associés peut justifier leur rapprochement.

Les filons sont formés de quartz, de plagioclase (oligoclase) et de feldspath potassique en structure imbriquée. La muscovite y existe en grands poeciloblastes. La schistosité est soulignée par des trainées phylliteuses, distantes de 1 à 2 mm et formées essentiellement de muscovite. Associées aux muscovites, on trouve quelques biotites toujours chloritisées. Certaines d'entre elles, fortement décolorées, renferment de la sillimanite sous forme de fibrolite. La sillimanite et la muscovite existent donc comme minéraux synschisteux dans les filons. Ce fait ainsi que la présence de cordiérite et d'andalousite comme minéraux synschisteux dans le granite du Moulin Blanc permet de limiter les conditions de pression et de température. (voir fig. 6).

#### L'OUEST DE L'ACCIDENT DE GRIMAUD

Les coupes étudiées à l'ouest de l'accident de Grimaud sont celles de la Croix-Valmer et de Cavalaire (fig. 1). Elles présentent des affleurements sub-continus dans des micaschistes, amphibolites et gneiss.

Dans toute la région, les roches gardent bien leur orientation N-S; on note seulement de faibles variations de direction ( $20^{\circ}$  O à  $20^{\circ}$  E) qui reflètent de petites ondulations des structures principales. Les roches montrent de nombreux plissements à des échelles diverses. L'étude détaillée de ces structures montre l'existence, tout comme à l'est de l'accident de Grimaud, de trois phases de plissement :

- une première phase isoclinale, synschisteuse (schistosité de plan axial) et d'orientation N-S. La présence d'une crénulation dont les axes font un angle d'environ  $20^{\circ}$  avec les axes isoclinaux montre qu'un mouvement tardif postschisteux a affecté la phase isoclinale;
- une deuxième phase E-W dont les axes provoquent une ondulation des axes isoclinaux. Ces observations sont cependant rares et ne sont possibles que grâce à l'excellente qualité des affleurements du bord de la mer;
- une troisième phase consistant en bombements synformes et antiformes à large rayon de courbure et d'axes N-S. Cette phase est observée sans ambiguïté dans les amphibolites de la Croix-Valmer qui dessinaient un grand nez d'antiforme à plongement S autour duquel on voit tourner les axes primaires isoclinaux déformés par la phase 2.

La première et la troisième phase, qui seules présentent une importance marquée, se sont déroulées dans des conditions assez différentes. En effet, le degré de resserrement du dernier plissement, beaucoup plus faible que celui de la phase isoclinale indique que celui-ci s'est opéré dans un niveau structural de moindre profondeur que le plissement isoclinal (Mattauer, 1973). Une telle superposition de niveaux structuraux se marque aussi à l'est de l'accident de Grimaud. Elle est cependant moins nette vu la plus grande profondeur générale dans laquelle ce compartiment a évolué.

Les gneiss sont surtout bien exposés dans la région de Cavalaire (fig. 1) : ils sont à deux micas et formés par l'alternance de lits de compositions minéralogiques différentes; des lits riches en grenats succèdent à des lits riches en staurotide ou en disthène.

Dans tous les lits, on trouve en proportion variable et associés aux micas, le grenat, le disthène et le staurotide comme minéraux synschisteux, donc apparus

pendant la phase isoclinale. Ces associations en déséquilibre apparent peuvent être interprétées par de petits équilibres locaux. En effet, dans une même lame mince, on peut observer plusieurs fois les paragenèses Di-St-Bi; Di-Gr-Bi ou Gr-St-Bi, séparées les unes des autres par des plages quartzo-feldspathiques. Ces paragenèses (fig. 4) dérivent de réactions différentes et ne sont probablement pas tout à fait contemporaines. Elles témoignent d'un caractère progressif du métamorphisme. Leur maintien indique que l'aluminium, qui en est un constituant essentiel, est peu mobile (Carmichaels, 1968).

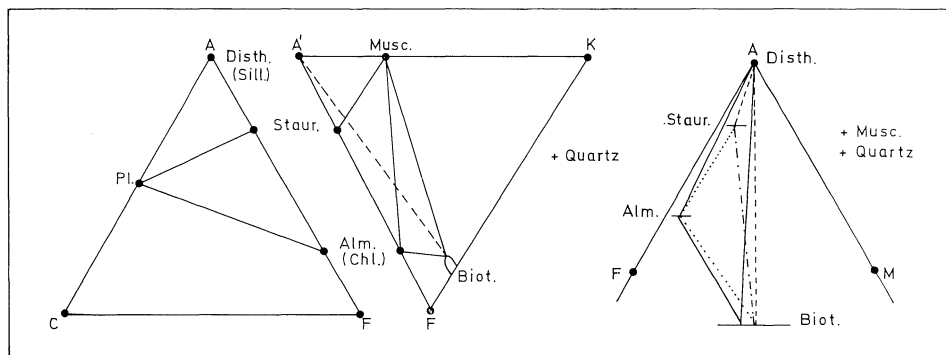


Fig. 4. — Diagramme ACF, A'KF et AFM représentant les paragenèses synschisteuses des gneiss de Cavalaire.

Localement, on peut observer la sillimanite sous forme de fibrolite. Elle est associée aux biotites. Celles-ci se présentent en lamelles parallèles à la schistosité; parfois, elles sont cependant déformées. C'est exclusivement dans ces biotites qui sont légèrement décolorées qu'apparaît la sillimanite.

Dans les gneiss, il existe, de plus, de nombreuses lentilles à quartz dans lesquelles on rencontre les silicates d'aluminium, andalousite, sillimanite et disthène, seuls ou associés à deux ou trois.

L'étude de la structure de ces lentilles permet de définir un ordre bien défini d'apparition des polymorphes, à savoir :

#### Disthène — Sillimanite — Andalousite

Le disthène existe en grands cristaux centimétriques parallèles à la schistosité. Il est souvent courbé et on peut même voir des axes isoclinaux dessinés par ces cristaux. Il a donc été engendré pendant ou avant la phase isoclinale.

La sillimanite est concentrée dans la partie périphérique où elle apparaît exclusivement dans des biotites déformées. Elle a été engendrée lors du mouvement tardif de la phase isoclinale.

L'andalousite se présente en grands cristaux centimétriques roses, idiomorphes, souvent discordants à la schistosité et associés à la muscovite et à la chlorite. Dans les lentilles à sillimanite et disthène elle est associée au disthène qu'elle remplace. L'andalousite est postérieure à la déformation isoclinale.

L'étude des gneiss et des lentilles qui en font partie intégrante montre que la phase isoclinale s'est déroulée dans le sous-faciès à staurotide et almandin du faciès



des amphibolites. L'apparition de la sillimanite se fait dans le mouvement tardif postschisteux qui a affecté la phase isoclinale. L'andalousite est tardive et peut éventuellement être mise en relation avec la troisième phase de plissement.

Les *micaschistes*, auxquels les gneiss passent progressivement sont à muscovite, biotite, quartz, oligoclase, avec parfois des grenats. Ces grenats présentent une structure hélicitique marquée qui ne se raccorde cependant jamais à la schistosité de la roche. Une rotation post formationnelle a donc affecté ce grenat (ev. mouvement tardif de la phase isoclinale). La chlorite, comme dans les gneiss, est parfois abondante; elle se greffe sur les biotites qu'elle remplace parfois totalement. Son existence régionale permet de penser qu'elle est apparue pendant la troisième phase de plissement.

Les *amphibolites* occupent un volume important dans la coupe de Croix Valmer. Elles sont formées d'alternances de lits amphibolitiques et leptynitiques de dimensions centimétriques à millimétriques. Les lits amphibolitiques sont formés par la hornblende verte en grands cristaux disposés parallèlement à la schistosité, de plagioclase ( $An_{20-25}$ ), de quartz en structure granoblastique ainsi que de biotite et de quelques grenats almandifères. Parmi les accessoires, il n'y a que le sphène en « œufs » d'insectes » et l'épidote qui sont abondants. On peut cependant trouver, rarement, de la calcite et de la scapolite. Des chlorites secondaires sont parfois abondantes.

Dans les lits leptynitiques, le quartz occupe la plus grande partie du volume (70-90 %); il forme avec le plagioclase (oligoclase) une structure granoblastique grossière dans laquelle existent aussi biotite, grenat et épidote.

La paragenèse primaire permet de placer la phase isoclinale dans le faciès à staurotite et almandin du faciès des amphibolites (Winkler, 1975). Le mouvement tardif qui a été mis en évidence dans les gneiss n'a pas pu être remarqué vu la grande faculté de recristallisation des hornblendes.

Le passage entre ces deux types de lits (amphibolitiques et leptynitiques) se fait tantôt de manière progressive, tantôt de manière nette. L'étude pétrographique n'a pu préciser si cette disposition est d'origine sédimentaire, tectonique ou est apparue par différenciation métamorphique (Orville, 1969).

#### GÉOCHIMIE DES AMPHIBOLITES

La présence d'amphibolites dans les schistes cristallins des Maures a soulevé le problème de l'origine de ces roches : origine terrigène (schiste calcareux ou dolomitique) ou origine volcanogène (tuff ou coulée basaltique). Comme les dispositions de terrain, litage parfait et continu et association avec des roches alumineuses d'origine sédimentaire ne permettent pas de trancher entre ces deux origines possibles (Evans et Leake, 1960), 9 analyses chimiques furent faites : 2 à l'W et 7 à l'E de l'accident de Grimaud.

En comparant ces analyses aux valeurs de la littérature et en les représentant dans des diagrammes appropriés, on peut espérer pouvoir en tirer des déductions génétiques.

Comme le montre le tableau 1, les amphibolites analysées présentent une assez grande variabilité. Elles sont cependant tout à fait comparables aux amphibolites décrites dans la littérature, comme l'indique leur représentation dans les diagrammes de fréquence de Lapadu-Hargues (1953) (non repris ici).

La figure 5a représente les paramètres de Niggli c-mg. Les amphibolites y suivent assez bien la différenciation de la dolérite du Karroo (Leake, 1964). La figure 5b

montre que les points représentatifs sont concentrés dans le champ des ortho-amphibolites; il n'y a qu'une seule valeur qui tombe dans le champ des para-amphibolites (Van de Kamp, 1968).

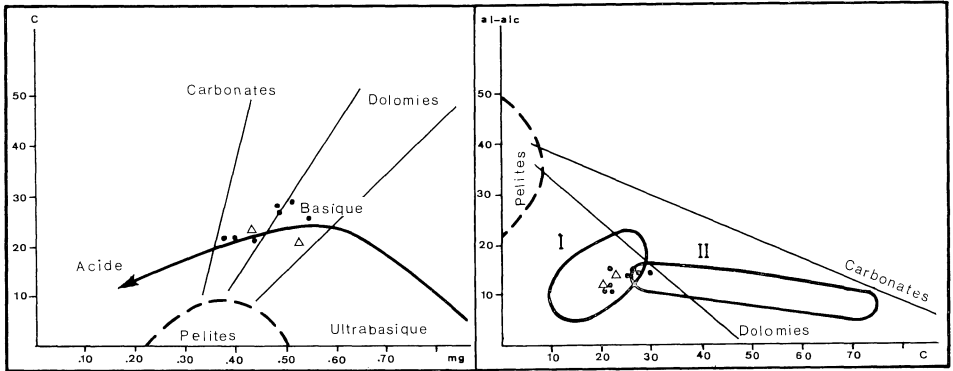


Fig. 5a. —  $c$ - $mg$  = paramètres de Niggli, la ligne fléchée représente la différenciation de la dolérite du Karroo d'après Leake (1964).

Fig. 5b. —  $(al-alc)$ - $c$  = paramètres de Niggli.

I. champ des ortho-amphibolites

II. champ des para-amphibolites d'après Van de Kamp (1968)

△ : amphibolites à l'W

● : amphibolites à l'E de l'accident de Grimaud.

Les analyses chimiques présentées ici ne permettent pas de différencier les roches de part et d'autre de l'accident de Grimaud; elles ont donc probablement une même origine. Leur chimisme plaide en faveur d'une origine volcanogène.

Une origine sédimentaire franche peut être exclue; cependant, un certain apport sédimentaire au produit volcanique est probable.

#### CONCLUSIONS

Le Massif des Maures à l'E comme à l'W de l'accident de Grimaud a été affecté, antérieurement au dépôt du Carbonifère, par trois phases de plissement:

Événements métamorphiques

Événements tectoniques

I. phase relique HP

1. phase de plissement isoclinale synschisteuse d'orientation N-S

II. phase principale HP et HT

2. phase de plissement d'orientation E-W

3. phase de déformation cassante (filon)

4. phase de reprise d'orientation N-S

III. phase de reprise BP

Seules les phases N-S (1 + 4) sont importantes et peuvent être mises en relation avec des événements métamorphiques (II et III). La phase E-W (2) replisse les axes isoclinaux. elle est peu développée mais présente un intérêt du fait qu'elle sépare dans le temps les deux phases N-S. Il en va de même de la phase cassante (3) lors de laquelle les filons granitiques se sont mis en place. La présence de ces filons qui ont pris une schistosité lors de leur plissement par la phase 4 est particulièrement intéressante en ce qu'elle montre qu'il peut exister en zone profonde, entre des déformations plastiques, des déformations cassantes.

TABLEAU 1

*Analyses chimiques des amphibolites*

	E 72	E 202	E 206	E 208	M 32	M 39	M 131	M 132	M 139
SiO <sub>2</sub>	48.08	49.43	49.52	49.52	50.19	48.20	51.26	49.13	44.90
TiO <sub>2</sub>	1.54	1.75	1.86	1.16	1.46	2.87	2.66	2.26	3.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.35	14.69	14.08	14.43	15.74	16.37	11.46	14.75	12.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.54	2.35	2.36	2.40	3.46	3.98	4.68	3.25	4.00
FeO	9.00	9.12	9.60	8.85	6.94	7.83	11.58	10.22	15.78
MnO	0.20	0.13	0.24	0.23	0.20	0.20	0.24	0.32	0.27
MgO	6.90	6.05	6.25	7.41	6.22	4.91	5.42	5.85	7.18
CaO	12.59	11.18	10.97	10.20	7.96	8.92	8.45	8.84	9.61
Na <sub>2</sub> O	2.82	3.02	3.06	2.67	3.18	3.61	2.40	3.94	1.85
K <sub>2</sub> O	0.41	0.70	0.76	1.05	2.82	0.58	1.12	0.63	0.35
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.91	0.49	0.73	1.42	1.29	1.67	0.46	0.32	0.29
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.12	0.06	0.05	0.15	0.20	0.21	0.42	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.19	0.22	0.09	0.25	0.05	0.30	0.12	0.33
Total	99.64	99.22	99.71	99.48	99.84	99.39	100.24	99.87	100.13
si	106.7	115.6	115.1	114.1	123.2	119.6	126.2	115.3	95.3
al	18.7	20.0	19.2	19.5	22.7	23.9	16.6	20.3	15.4
c	29.9	28.0	27.3	25.2	20.9	23.7	22.3	22.2	21.8
alc	6.6	7.8	8.0	7.5	12.0	9.5	7.5	9.9	4.2
mg	0.51	0.48	0.48	0.54	0.52	0.43	0.37	0.43	0.39

- M 32 Lit amphibolitique (hornblende, plagioclase et biotite) Croix Vamer.  
M 39 Lit amphibolitique (hornblende et plagioclase) Croix Valmer.  
E 77 Amphibolite schisteuse (hornblende verte et plagioclase) Cap Pinet.  
E 202 Amphibolite schisteuse (hornblende verte et plagioclase) Cap Pinet.  
E 206 Amphibolite massive (hornblende verte, plagioclase et grenat) Cap Pinet.  
E 208 Amphibolite massive (hornblende verte, plagioclase et grenat) Cap Pinet.  
M 131 Amphibolite à structure coronaire Cap Pinet.  
M 132 id.  
M 139 id.

Seules de légères différences distinguent l'évolution tectonique des deux compartiments de part et d'autre de l'accident de Grimaud.

- à l'W la phase isoclinale synschisteuse (1) est suivie d'un mouvement tardif qui replisse la schistosité;
- à l'E la phase isoclinale synschisteuse reprend des éléments qui ont dû s'élaborer lors d'une phase précédente;
- la troisième phase est marquée à l'W par de grands bombements, alors qu'à l'E elle est caractérisée par des plis de longueur d'onde métrique, donc de degré de resserrement beaucoup plus grand.

Les similitudes et les différences des roches de part et d'autre de l'accident de Grimaud indiquent que les deux compartiments ont évolué parallèlement mais dans des niveaux structuraux différents (Mattauer, 1973).

On peut dès lors interpréter de la même manière les observations d'Arthaud et Matte (1966) faites dans la région ouest du Massif dans la couverture peu métamorphique d'une grande charnière anticlinale formée par les gneiss de Bormes. (Gueirard, 1959).

Le parallélisme marqué au niveau de l'étude structurale est exprimé aussi par les paragenèses minérales.

En effet, les paragenèses plurifaciales permettent de distinguer trois événements métamorphiques dont la succession dans le temps est schématisée sur la fig. 6.

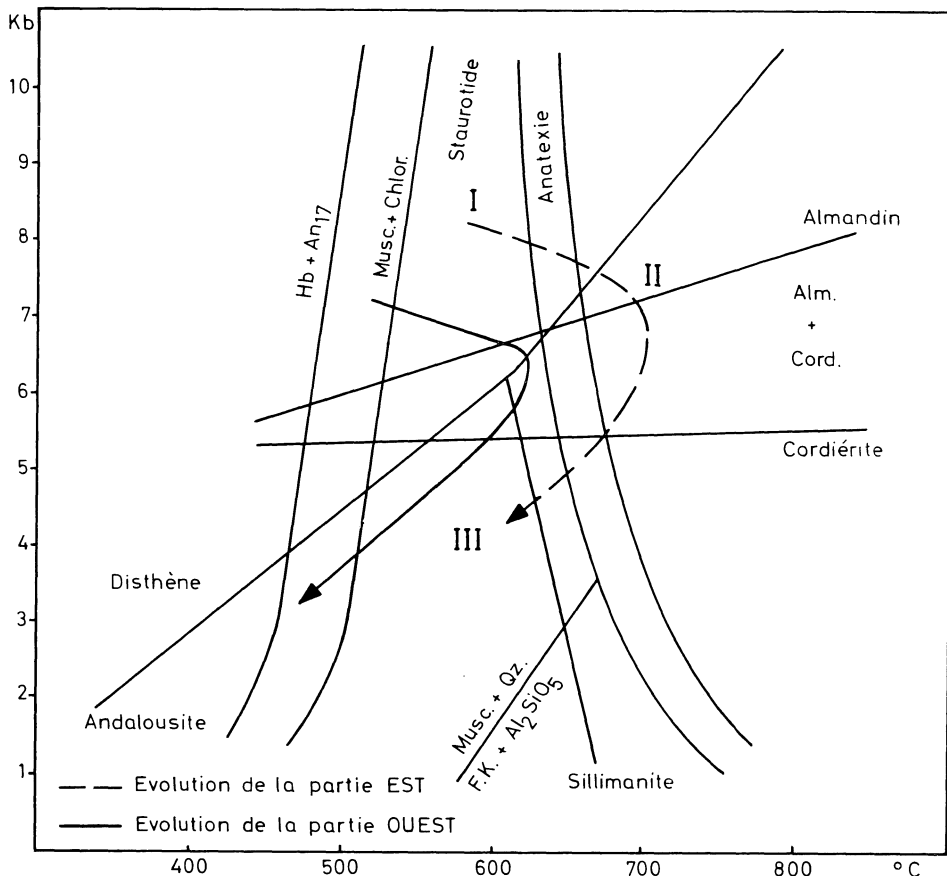


Fig. 6. — Diagramme PT d'après Winkler (1974), montrant l'évolution schématisique de la région SE du Massif. I : phase relique ; II : phase principale synschisteuse ; III : phase de reprise.

Ces observations qui viennent à l'appui de ce qui semble bien être un caractère général des massifs hercyniens d'Europe occidentale peuvent être interprétées tant par un modèle monocyclique polyphasé (fig. 6) que par une évolution polycyclique.

L'étude pétrographique ne permet pas de préciser. Le parallélisme d'évolution des deux compartiments de part et d'autre de l'accident de Grimaud ainsi que de la région ouest du Massif (Arthaud et Matte, 1966), l'absence de faciès blastomylo-

nitiques et de rétro-morphose importante font penser à une évolution monocyclique polyphasée.

## REMERCIEMENTS

J'exprime tous mes remerciements

- à MM. J. Bellière, professeur, et J. C. Duchesne, chef de travaux à l'Université de Liège dont l'aide et les conseils m'ont permis de mener à bonne fin ce travail;
- à MM. de Béthune et D. Laduron, professeurs à l'Université catholique de Louvain pour l'accueil chaleureux qu'ils m'ont réservé à la microsonde de leur institut;
- aux amis de la Société Géologique de Belgique pour l'aide financière lors des séjours sur le terrain.

## BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD, F. et MATTE, Ph., 1968. — Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : étude microtectonique des séries cristallines du massif des Maures. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **262**, série D, p. 436-439.
- BORDET, P., 1951. — Étude géologique et pétrographique de l'Estérel. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*
- CARMICHAELS, D. M., 1968. — On the mechanism of prograde metamorphic relations in quartz-bearing pelite rocks. *Contr. Miner. and Petrol.*, **20**, p. 244-267.
- DEMAX, A., 1927. — La zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du massif des Maures. *Bull. Soc. Géol. France*, 5<sup>e</sup> s., **28**, p. 279-336.
- EVANS, B. W. et LEAKE, B. E., 1960. — The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. *J. Petrology*, **1**, n° 3, p. 337-363.
- GUEIRARD, S., 1960. — Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures. *Ann. de la faculté des Sciences de Marseille*, Mém. 1960, 189 p.
- LAPADU-HARGUES, P., 1953. — Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **234**, p. 153-172.
- LEAKE, B. E., 1964. — The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *J. of Petrology*, **5**, 2, p. 238-254.
- LUTAUD, L., 1924. — Étude tectonique et morphologique de la province cristalline. *Rev. de Géographie*, t. XII.
- MAQUIL, R., DUCHESNE, J. C. et BELLIERE, J., 1976. — Métamorphisme plurifaciel dans les schistes cristallins des Maures (Var, France) et implications sur leur évolution. 4<sup>e</sup> Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris, 13-16 avril 1976, p. 282.
- MATTAUER, M., 1973. — Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann, Paris, 487 p.
- ORVILLE, P. M., 1969. — A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites. *Am. J. of Sci.*, **267**, p. 64-86.
- SCHOELLER, H., 1938. — Présence de graptolithes dans les schistes métamorphiques des Maures. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1938, p. 147.
- VAN DE KAMP, P. C., 1968. — Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area southeastern Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, **5**, p. 1337-1372.
- WINKLER, H. G. F., 1974. — Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, N.Y., 3rd ed., 320 p.

