

Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévezou (Rouergue, Massif central)

Christian NICOLLET *

MOTS-CLÉS : Dôme cristallin, Roche métamorphique, Métamorphisme régional, Métamorphisme de contact, Microtectonique, Tectonique superposée, Orogénie hercynienne, Croûte océanique, Entraînement en profondeur, Age (avant 450 M.A.), Aveyron (Lévezou Massif).

Résumé

Le massif du Lévezou forme un dôme de terrains cristallins anté-permiens qui affleurent dans la partie sud du Massif central sous la série schisto-gréseuse de l'Albigeois. Une coupe lithologique faite sur le flanc sud du dôme où la foliation plonge fortement vers le sud montre du haut vers le bas les unités suivantes :

— une série de micaschistes et quartzites, formant la base de la série de l'Albigeois, comprend des intercalations de porphyroïdes et de métadiabases. Elle est traversée par le massif orthogneissique du Pinet ;

— une série dite groupe leptyno-amphibolique d'environ 3 000 m d'épaisseur comprenant outre les roches basiques à ultrabasiques et les ortholeptynites, des gneiss pélitiques et quartzites ;

— au cœur du dôme, des gneiss pélitiques parfois migmatitiques.

Ces deux dernières unités sont également traversées par des orthogneiss comparables à ceux du Pinet.

Une étude microtectonique a permis de mettre en évidence trois phases de déformation :

— la première phase responsable de la foliation d'ensemble initialement subhorizontale s'accompagne de rares plis couchés de direction N-S ;

— la phase 2 se traduit par une schistosité par plis fractures plan axial de plis subisoclinaux de direction moyenne NW-SE ;

— la phase 3 donne des plis métriques à décimétriques de direction N 100-110° à plan axial vertical et localement une schistosité de crénulation subverticale.

Le métamorphisme est polycyclique. Le premier événement M_1 donne des granulites de haute pression ($P \approx 12$ kbar - 20 kbar ; $T \approx 750$ °C - 840 °C). Il paraît antérieur aux trois phases de déformation. Il en est de même pour le métamorphisme de contact M_2 , qui accompagne la mise en place des orthogneiss anté-hercyniens.

Les deux derniers événements métamorphiques M_3 de type pression intermédiaire et M_4 de basse pression correspondent à un métamorphisme plurifacial hercyn-

* Laboratoire de Géologie Structurale associé au CNRS n° 266, USTLA, place Eugène-Bataillon, 34060 Montpellier cedex.

nien (350-300 M.A.) et accompagnent la déformation. Cette déformation hercynienne est responsable de la formation du dôme et d'un cisaillement ductile qui affecte le flanc sud du massif du Lévezou à la base de l'orthogneiss du Pinet. Ce cisaillement peut être interprété soit comme résultant d'un chevauchement vers le sud au cours de la phase 1 et basculé par les phases tardives, soit plus probablement, comme un décollement vers le sud-est entre la série grésopélitique et le complexe leptyno-amphibolique lors de la phase 2.

Du point de vue de la structure d'ensemble, le principal problème réside dans la superposition des roches basiques (d'affinité océanique), granulitiques de haute pression du complexe leptyno-amphibolique sur une croûte continentale (gneiss pélitiques, migmatites et orthogneiss) épaisse d'environ 25 à 30 km. Cette superposition anormale pourrait résulter d'une obduction à laquelle serait lié le métamorphisme granulitique. Cet événement serait antérieur aux orthogneiss granulitiques (datés au Rb/Sr à 450 M.A.).

Abstract

The Levezou Massif is a domelike structure where gneisses and migmatites are found below the lower part of the Albigeois schist sequence in the southern part of the Massif Central. A lithostratigraphic section on the southern slope of the dome shows from top to bottom :

— micaschist and quartzite with some intercalations of metarhyolite and metadiabase intruded by the Pinet orthogneiss (450 M.Y.) ;

— a so-called leptyno-amphibolitic group including various ultramafic and mafic, ortho- and para-derived rocks interbedded with some pelitic gneisses and quartzites ;

— a group mainly composed of pelitic gneisses and migmatites.

The last two groups are cut by granitic orthogneisses similar to the intrusions in the Albigeois schists.

Three deformation phases related to the Variscan tectonic event have been observed :

— the first phase produced the initially flat main foliation (S_1), and rare isoclinal synfolial N-S trending folds ;

— the second phase produced a strain-slip cleavage (S_2) and subisoclinal microfolds with NW-SE axes ;

— the third phase resulted in metric to hectometric E-W folds with steep axial planes and, locally, a vertical crenulation cleavage (S_3).

The metamorphism is polycyclic. The first event (M_1) which resulted in high pressure granulites ($P \approx 12$ kbar - 20 kbar ; $T \approx 750$ °C - 840 °C) seems to be older than the three phases of deformation. The second event is a contact metamorphism (M_2) related to the intrusion of the pre-Variscan granitic orthogneisses. The last two events (M_3 and M_4) are an intermediate pressure type (350 M.Y.) and a low pressure type (290 M.Y.) regional metamorphism which are related to the Variscan deformation.

The Variscan tectonic event is responsible for the dome building and produced a synmetamorphic ductile shear affecting the southern part of the dome. This ductile shear can be interpreted either as a phase 1 thrust directed southward and then tilted by the later phases or, more likely, as a tilted ductile fault due to the competence difference between the pelitic sequence and the more competent basic complex during the second phase of deformation.

Finally, the main problem is the abnormal superposition of high pressure oceanic rocks of the leptyno-amphibolitic complex above a continental crust 25 km thick. This superposition might result from an obduction to which the granulitic metamorphism could be related. Such an event would be older than the 450 M.Y. old granitic orthogneisses.

Sommaire

RÉSUMÉ	225
ABSTRACT	226
SOMMAIRE	226

LISTE DES FIGURES	227
A. INTRODUCTION	228
B. TRAVAUX ANTÉRIEURS	228

C. LITHOLOGIE	230	3. Les déformations tardives	240
1. La série gréso-pélitique du Truel	230	E. LES MÉTAMORPHISMES	241
2. Les porphyroïdes de Réquista	230	1. Le métamorphisme granulitique d'âge	
3. L'orthoigneiss du Pinet. Sa place dans		inconnu	241
le complexe granitique de Lévezou ...	231	2. Le métamorphisme de contact des or-	
4. Le complexe leptyno-amphibolique ...	233	thogneiss	242
5. Les orthogneiss et les gneiss migmati-		3. Le métamorphisme régional hercynien	242
tiques du dôme du Lévezou	234	4. Ages des métamorphismes	243
6. La dolomie et les roches basiques du		F. IMPLICATIONS GÉOTECTONIQUES	244
Pont de la Rode	234	G. CONCLUSIONS	245
D. TECTONIQUE	235	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	246
1. Succession et style des phases de dé-			
formation	237		
2. Structure d'ensemble du dôme du Lé-			
vezou, relations entre micro et méga-			
structures	238		

Liste des figures

- Carte hors-texte (en pochette) : Carte géologique du versant sud du Lévezou.
- FIG. 1. — Carte simplifiée du dôme du Lévezou, d'après le 1/80 000 de Séverac-le-Château (1958) ; P. COLLOMB [1964], modifiés.
- FIG. 2. — A : Série lithologique du versant sud du dôme du Lévezou.
B : Coupes du versant sud du Lévezou.
- FIG. 3. — Allure du versant sud du dôme du Lévezou à la fin des trois phases souples principales hercyniennes.
- FIG. 4. — Carte des linéations : L1, L2, L3 : linéations des trois phases majeures hercyniennes.
- FIG. 5. — Linéations (L1) de la première phase tectonique et schistosité (S1-2), dans la série du Truel et le complexe basique.
- FIG. 6. — Linéations (L2) de la deuxième phase tectonique et S1-2 dans la série du Truel.
- FIG. 7. — A : Linéations d'étirement (LE) autour des phénocristaux de feldspath potassique et S1-2 dans l'orthoigneiss du Pinet (sud du lac de Saint-Aman ; voir figure 4).
B : Linéations d'étirement après rotation des schistosités à pendage inverse autour de l'axe P3 jusqu'à une valeur moyenne de 80° S.
- FIG. 8. — A : Linéations d'étirement (LE) autour des phénocristaux et S1-2 dans l'orthoigneiss du Pinet.
B : idem figure 7B.
- FIG. 9. — Linéations d'étirement (LE) autour des phénocristaux et S1-2 dans les orthogneiss du dôme du Lévezou (secteur d'Estalane-Saint-Beauzély ; voir figure 4).
- FIG. 10. — Linéations de crénulation (L3) de la phase 3.
- FIG. 11. — Evolution P.T. des épisodes métamorphiques dans le dôme du Lévezou (excepté M2).
- FIG. 12. — Relations entre cristallisations métamorphiques dans les métapélites et phases de plissement (M.A. : millions d'années).
- TABL. I. — Compositions chimiques des roches granitiques.

A. - INTRODUCTION

Le dôme du Lézou (fig. 1), extrémité orientale du Rouergue cristallin, est recouvert à l'est par les terrains mésozoïques des grands Causses. Il est limité au sud par le Stéphanien et le Permien du bassin de Saint-Affrique. Le contact avec ces formations est discordant ou se fait par failles.

Ce dôme est constitué d'un massif gneissique quartzofeldspathique légèrement migmatitique, essentiellement constitué par des orthogneiss (fig. 1). Il est ceinturé depuis Pont-de-Salars jusqu'à Montjaux par le complexe leptyno-amphibolique. Au nord-est de Pont-de-Salars, ce complexe disparaît, recoupé par les orthogneiss précédents. Des reliques basiques sont néanmoins visibles, montrant la continuité du complexe leptyno-amphibolique tout autour du dôme. Au-dessus de cette formation, à l'extérieur du dôme, affleure une série grésopélitique du type "schistes des Cévennes," qui constitue la terminaison nord de la série de l'Albigeois. Au sud du dôme, l'ensemble série grésopélitique-complexe leptyno-amphibolique est traversé par un laccolite orthogneissique (laccolite du Pinet : fig. 1, carte hors-texte).

Le problème essentiel posé par cette région est l'origine et la position tectonique du complexe leptyno-amphibolique (constitué de roches basiques d'affinité tholéiitique océanique : M. PIBOULE, 1977 ; M. PIBOULE et J. PONTIER, 1977) qui se situe dans un

contexte continental. Pour essayer d'aborder ce problème, il est nécessaire de connaître en détail l'histoire tectono-métamorphique du massif du Lézou. On doit en particulier expliquer la présence d'éclogites [V. BRIÈRE, 1920 ; P. COLLOMB, 1964] au sein d'une série affectée par un métamorphisme régional probablement hercynien de faciès amphibolite. Les conditions P-T de formation des éclogites sont-elles compatibles avec celles de ce métamorphisme régional ? Appartiennent-elles plutôt à un événement métamorphique précoce comme le suggèrent A. AUTRAN et P. GUILLOT [1975] dans le Limousin ou à un événement plus ancien, indépendant de l'orogène hercynien comme cela est envisagé dans le Haut-Allier [B. LASNIER, 1977] ? Il reste à expliquer la présence des orthogneiss du Pinet et de Pareloup. Est-il possible de rattacher ces intrusions à un événement tectono-métamorphique ?

L'existence d'un grand chevauchement ayant été envisagé dans le Massif central [M. MATTAUER, 1974 ; J.-P. BURG, 1977 ; etc.] il est aussi nécessaire de définir la place de cette région dans ce modèle géotectonique général.

C'est pour essayer de répondre à ces questions que nous avons abordé l'étude du versant sud du dôme du Lézou (fig. 1, carte hors-texte).

B. - TRAVAUX ANTÉRIEURS

De nombreuses études géologiques se sont succédées dans cette région depuis un siècle et demi. Nous ne résumerons ici que les principales :

— A. BOISSE [1852] signale la présence d'amphibolites et donne le nom de granite à l'orthogneiss du Pinet. J. BERGERON [1889, 1904, 1905, 1907] signale l'existence d'un métamorphisme régional et note la présence d'andalousite au voisinage de l'orthogneiss précédent. Il attribue un âge géorgien au calcaire du Pont de la Rode, et met en évidence des plis antéstéphanien. A. LACROIX [1917] propose pour la première fois une origine orthodérivée pour les amphibolites. V. BRIÈRE [1920] signale l'éclogite de Dournets. A. DEMAY [1931] considère que l'âge de la tectonique est compris entre le Viséen et le Westphalien supé-

rieur. Il considère l'orthogneiss du Pinet comme un granite syntectonique. Il note que les schistes sériciteux du bord du Tarn, affectés par un régime de plis isoclinaux déversés vers le sud, sont séparés des parties profondes soumises à un régime tangentiel par un décollement (base du laccolite du Pinet) [1946, 1948]. J. DURAND [1932] signale l'existence des granites porphyroïdes du Lézou (gneiss de Pareloup) et considère avec E. RAGUIN [J. DURAND et E. RAGUIN, 1932] le caractère syncinématique du "granite" du Pinet. En 1939, il l'interprète comme un orthogneiss formé à partir d'un ancien granite. M. ROQUES [1941] reprend l'idée de granites syncinématiques pour les orthogneiss du Lézou. Pour P. COLLOMB [1964], la ceinture basique du Lézou est un niveau stratigraphique briovérien inférieur constitué de matériel volca-

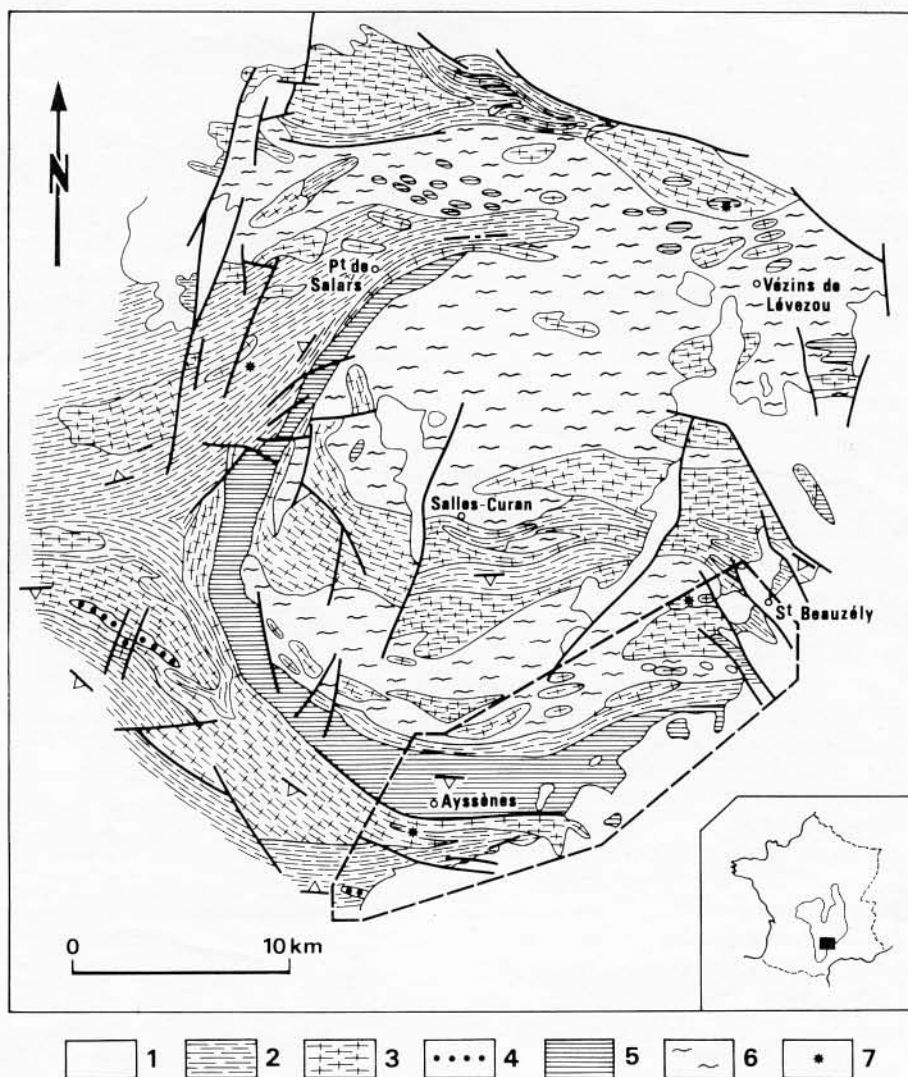


FIG. 1. — Carte simplifiée du dôme du Lévezou d'après le 1/80 000 de Séverac-le-Château [1958] et P. COLLOMB [1964] modifiés.

(1) terrains post-hercyniens ; (2) métapelites ; (3) orthogneiss ; (4) porphyroïdes de Réquista ; (5) complexe leptyno-amphibolique ; (6) gneiss migmatitiques et orthogneiss indifférenciés ; (7) schistes tachetés (métacornéennes) — Secteur étudié, carte hors-texte : cadre pointillé.

nique métamorphisé. Une première phase métamorphique rattachée d'abord à l'orogène calédonienne [P. COLLOMB, 1964] puis, à la suite des travaux de L. DELBOS, et *al.* [1965] à l'orogène hercynien [P. COLLOMB, 1969], s'accompagne d'une "métagénèse silico-alumino-potassique" qui transforme un socle antécambrien en gneiss ceillés (formation de Pareloup). Ce premier événement s'accompagne d'une phase tectoni-

que de direction WNW. Celle-ci est responsable de la surrection du dôme et fait naître des "déchirures sigmoïdes dans lesquelles se mettent en place des granites migmatitiques". Le disthène apparaît dans des zones de surpression localisées. Dans le Rouergue occidental, il met en évidence une deuxième phase métamorphique et tectonique de direction NNW, inconnue dans le dôme du Lévezou.

C. - LITHOLOGIE

La série lithologique comprend, dans la retombée sud du Lézou, depuis la périphérie vers le centre du dôme (de haut en bas) (fig. 2) :

— la série schisto-gréseuse du Truel, qui est la terminaison nord de la série de l'Albigeois. Elle est traversée par l'orthogneiss du Pinet ;

— le complexe leptyno-amphibolique, d'environ 3 000 m d'épaisseur ;

— le gneiss migmatitique et les orthogneiss du type Pareloup similaires à celui du Pinet.

Le stéphanien est discordant sur tous les termes de cette série.

1. LA SÉRIE GRÉSO-PÉLITIQUE DU TRUEL (fig. 2)

C'est une série monotone, formée de niveaux mica-schisteux, gréseux et quartzitiques. Les bancs de quartzites noirs, (5 à 10 m d'épaisseur) dans lesquels les lentilles de quartz d'exsudation sont parfois abondantes, se différencient mal, dans le paysage, de l'ensemble de la série. Des niveaux plus clairs d'origine volcano-sédimentaire, sont associés à cette série. Des boudins d'amphibolites de petite taille (< 2 m) à amphibole calcique, andésine avec ou sans biotite, opaques, se disposent dans un niveau repère au milieu de la série (voir carte hors-texte).

Au bord du Tarn, cette formation est monoclinale jusqu'à proximité du Truel. Les pendages de la foliation, sub-parallèles à la stratification, sont faibles (10° à 35° N).

Le métamorphisme régional varisque est de faible degré (associations à chlorite, muscovite, biotite, grenat) (chap. E).

Cette formation constitue la partie inférieure de la série de l'Albigeois qui est supposée être paléozoïque inférieur [B. NICOLET, 1963]. De ce fait, un âge paléozoïque inférieur ou précambrien supérieur peut être envisagé pour la série du Truel.

2. LES PORPHYROÏDES DE RÉQUISTA

Aux environs du barrage de la Jourdanie, un banc d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, concordant avec la foliation des schistes de la série du Truel, est

formé d'une roche quartzo-feldspathique cœillée. Ce niveau, sans grande extension latérale, est lenticulaire. Il s'agit du "porphyroïde de Réquista" [P. COLLOMB, 1964]. Cette roche est peu déformée. Les ocelles de microcline perthitique grises à noires, souvent globuleuses, atteignent deux centimètres. Les ocelles de quartz (< 1/2 cm), limpides et bleu clair, sont corrodés. Au microscope, la matrice plus microgrenue se compose essentiellement de quartz. L'oligoclase est rare. Chlorite, muscovite et biotite sont présentes en quantité variable. De petits grenats incolores de nature indéterminée, l'apatite et le zircon sont également exprimés.

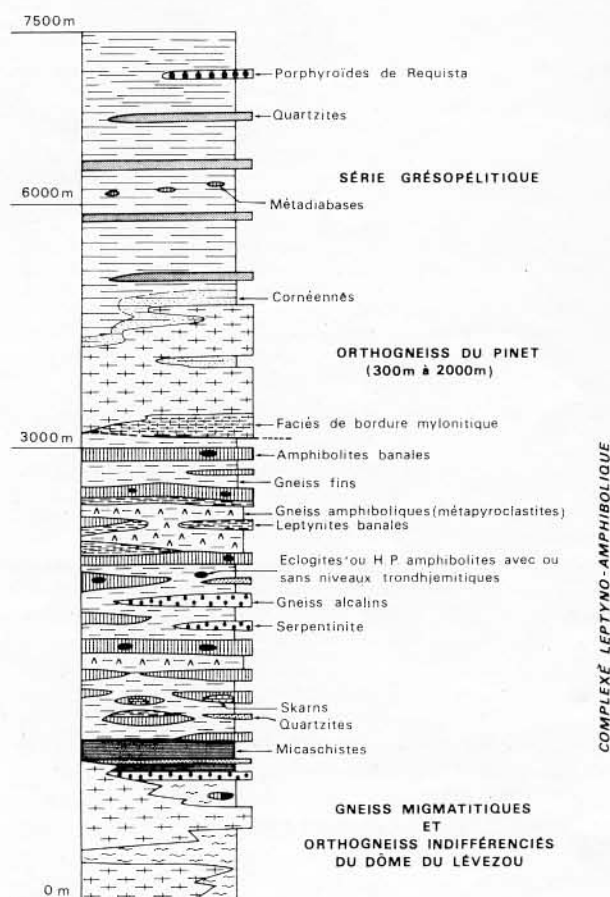


FIG. 2A. — Série lithologique du versant sud du dôme du Lézou.

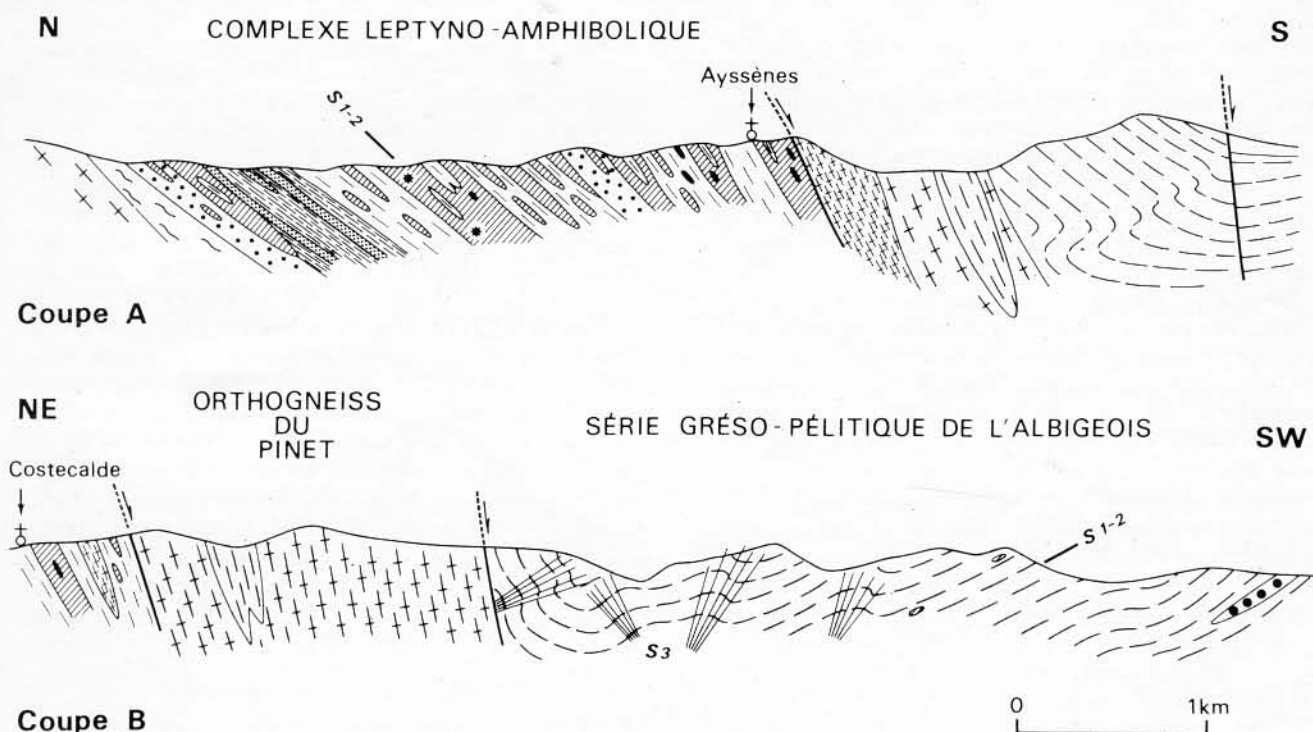


FIG. 2B. — Coupes du versant sud du Lézou (situation et figurés : voir carte hors-texte).

Aux environs de Cassagnes-Begonhès, le passage graduel des porphyroïdes à l'orthogneiss du Pinet suggère la possibilité d'une relation comagmatique entre ces deux unités pétrographiques. Une telle relation a été montrée entre des porphyroïdes et des granites dans la Montagne Noire (datés à 530 M.A.) par J. HAMET [1975] grâce aux rapports isotopiques initiaux du strontium.

J. BERGERON [1889], M. ROQUES [1941], P. COLLOMB [1964] pensent qu'il s'agit de méta-rhyolite. Par corrélation avec les porphyroïdes de l'est de la Montagne Noire, P. COLLOMB [1964] leur attribue un âge cambrien inférieur. Si une relation comagmatique existe réellement avec l'orthogneiss du Pinet, l'âge des porphyroïdes serait donc celui de l'orthogneiss (voir paragraphe suivant).

3. L'ORTHOGNEISS DU PINET. SA PLACE DANS LE COMPLEXE GRANITIQUE DU LÉVEZOU

Le massif orthogneissique du Pinet est intrusif à la fois dans la base de la série du Truel où il développe une auréole de contact (chap. E) et dans la ceinture leptyno-amphibolique. C'est un laccolite épais suivant les secteurs (fig. 1, carte hors-texte) de 300 à 2 000 mètres. Il s'étend depuis l'ouest de Cassagnes-Begonhès vers Montjoux à l'est où il disparaît sous la couverture

secondaire des Causses. Ses contacts sont sub-parallèles à la stratification et à la schistosité des roches encaissantes. Sa mise en place est antérieure à la tectonique majeure varisque qui l'affecte : dans sa partie est (secteur étudié), il se moule autour du dôme du Lézou où il est intensément déformé, redressé. Ses bordures présentent des pendages sub-verticaux. Il est également affecté par une schistosité sub-verticale. A l'ouest de Villefranche-de-Panat, il s'éloigne du dôme. Son pendage devient horizontal et le taux de déformation diminue. Nous verrons (chap. D) que ce changement de structure est essentiellement dû à la deuxième phase tectonique.

Les caractères macroscopiques :

La variété la plus commune est porphyroïde (planche I, photo 1). Les yeux de feldspath atteignent parfois la dizaine de centimètres. La déformation autour d'eux matérialise une linéation d'étirement (chap. D). La roche est gris clair, pauvre en biotite. Un faciès de bordure est observable au plancher du laccolite. Il a un grain moyen (< 1/2 cm) et il est plus riche en biotite que le précédent. Le quartz est légèrement bleuté et le microcline (1 à 2 cm) présente parfois la microstructure de type Rapakiwi. La déformation hercynienne est responsable des zones de cisaillement décamétriques (planche I, photo 2) qui sont ob-

servables dans ce type de roche. La foliation affectant le laccolite est sécante sur des filons microgranitiques (10 cm à quelques mètres d'épaisseur) à grain fin pauvres en micas et en ocelles feldspathiques. Des enclaves foncées du faciès de bordure sont emballées dans le type commun. Le contact supérieur (toit du laccolite) avec la série grésopélitique du Truel est franc. Il est jalonné, dans l'encaissant, par des lentilles granitiques décimétriques qui peuvent être interprétées soit comme des apophyses granitiques boudinées, soit comme des phénomènes de granitisation au contact de la roche intrudée (planche I, photo 3). Le contact avec le complexe leptyno-amphibolique (fig. 2B) se marque depuis l'extrémité est jusqu'au lac de Saint-Aman (carte hors-texte) par une roche sombre à grain fin, avec des yeux feldspathiques très étirés, dans laquelle on observe des phénomènes de litages. Toutefois, du point de vue minéralogique, cette roche ne se distingue pas nettement de l'orthogneiss. Cette différence d'aspect tient plutôt à l'intense déformation, accompagnée d'une recristallisation importante qu'a subi l'orthogneiss à son contact basal (mylonite ?).

Les caractères microscopiques :

Dans le type commun, la microtexture est grenue. Le quartz se présente en cristaux équigranulaires millimétriques à extinction onduleuse. Lorsqu'il est très affecté par la déformation, il recristallise en un agrégat polycristallin de petits individus (< 0,5 mm) à microstructure amiboïde. L'oligoclase est maclé albite et Carlsbad. Il est très souvent altéré en mica blanc. Le microcline perthitique de taille variable (0,5 cm à plusieurs centimètres), est lui aussi maclé Carlsbad. Les bourgeons myrmékitiques sont abondants. La biotite (3,mm), souvent chloritisée, tordue, plissée en kinkbands, cassée, présente une extinction onduleuse ; elle recristallise au cours du métamorphisme régional. La muscovite tardive constitue des amas polycristallins. Zircon, apatite et parfois sphène sont les minéraux accessoires. La présence de taches vertes centimétriques, formées d'un fin agrégat micacé suggère localement la présence possible de cordiérite primaire dans le granite originel. S. GUEIRARD [1976] fait la même observation dans le "granite de Barral" (Maures). Du grenat et de la sillimanite sont observés dans ces tâches. Ces minéraux pourraient être le résultat de la transformation de cette cordiérite au cours du métamorphisme régional comme le suggère A. AUTRAN (comm. pers.) pour l'orthogneiss du Thaurion (Limousin).

Dans le faciès de bordure, l'association minéralogique reste la même ; la taille des cristaux diminue et la quantité de biotite augmente. Dans les filons microgranitiques, on note la présence de phénocristaux de quartz, de microcline et de micas (rares). La matrice microgrenue est composée de quartz et d'oligoclase.

Parmi tous les massifs du complexe granitique, intrusifs dans l'ensemble cristallophyllien du dôme du Lézou (fig. 1), c'est celui du Pinet qui s'est mis en place dans les niveaux structuraux les plus hauts de la série lithologique. Les autres orthogneiss ont des caractères minéralogiques très voisins de celui du Pinet ; le feldspath alcalin est ici de l'orthose et quelques petits grenats en atoll pourraient appartenir à la paragenèse magmatique. Ils peuvent présenter un développement coronitique autour des biotites (Massif de Malpérié : X = 644,5 ; Y = 3 202,5 ; Lambert zone sud). Ce type d'association est semblable à celui observé par B. LASNIER et al. [1973] dans un granite "charnockitique" à la base de la "nappe de Champtoceaux" ainsi que par S. GUEIRARD [1976] dans le granite de Barral.

Chimisme :

Dans la classification de A. STRECKEISEN [1976], les compositions chimiques (tabl. I) du massif orthogneissique du Pinet (types communs, enclaves, microgranite) montrent qu'il s'agit de syénogranites. Signalements, d'une part, que les teneurs en silice de ces orthogneiss varient de 67 % à 73,91 % et que du corindon normatif est toujours exprimé (0,39 - 5,12) ; d'autre part, le rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [J.-M. CANTAGREL et M. PIBOULE, 1972] de la formation du Pinet est de 0,711, celui de la formation de Pareloup est de 0,715.

Si ce n'est l'importante variation des teneurs en silice, ces caractères chimiques ajoutés à la présence probable de cordiérite ou de grenat primaires (magmatiques), sont ceux des granites de type S [B.W. CHAPPELL et A.J.R. WHITE, 1974] dérivant de la fusion partielle des gneiss kondalito-kinzigitiques de la partie inférieure de la croûte [A. LEYRELOUP et al., 1977 ; C. DUPUY et al., 1977]. La présence de cordiérite dans le massif du Pinet suggère, d'après les travaux expérimentaux de T.H. GREEN [1976], que cette fusion partielle aurait eu lieu à moins de 25 km (< 7 kbar) alors qu'elle a eu lieu à des profondeurs légèrement supérieures pour l'orthogneiss à grenat de Malpérié (1).

(1) L'existence de hornblende dans le massif orthogneissique de Pont-de-Salars (fig. 1) montre que certains orthogneiss du dôme de Lézou peuvent se classer dans le type I de CHAPPELL et WHITE [1974]. Ces deux types de granites (I et S) ayant des positions respectives (dans le temps et dans l'espace) bien définies dans un orogène, ainsi que des intérêts économiques, distincts (minéralisations) [B.W. CHAPPELL et A.J.R. WHITE, 1974 ; R.H. FLOOD et S.E. SHAW, 1975, 1977], il serait intéressant de faire une étude géochimique et géochronologique de toutes les formations orthogneissiques du Rouergue.

Le report des points représentatifs des orthogneiss étudiés dans un diagramme Q-Or-Ab-An normatif permet d'approcher les conditions de cristallisation du magma granitique. Celle-ci se ferait entre 2 et 6 kbar (PH₂O) sous une température de 650-700 °C [O.F. TUTTLE et N.L. BOWEN, 1958 ; R.S. JAMES et D.L. HAMILTON, 1969 ; D.C. PRESNALL et P.C. BATEMAN, 1973 ; H.G.F. WINKLER, 1974 ; J.A. WHITNEY, 1975].

Age :

J.-M. CANTAGREL et M. PIBOULE [1972] déterminent un âge de 430 millions d'années pour l'orthogneiss du Pinet (450 M.A. recalculé avec $\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$; méthode ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr) et ils supposent que celui-ci est l'âge de mise en place du massif. Pourtant, l'existence du métamorphisme hercynien (chap. E) ne permet pas d'exclure que l'âge de cette mise en place soit, en fait, plus ancienne et ait été rajeuni par le métamorphisme. L'âge de 450 M.A. serait dans ce cas non représentatif d'un événement géologique et serait intermédiaire entre l'âge de mise en place et celui du métamorphisme hercynien.

4. LE COMPLEXE LEPTYNO-AMPHIBOLIQUE

Ce complexe est comparable à de nombreuses formations décrites dans l'ensemble du Massif central français. On le rencontre en Limousin [D. SANTALLIER, 1975], dans la région de Marvejols [B. BRIAND, 1973], en Haut-Allier [F.H. FORESTIER, 1963 ; B. LASNIER, 1970, 1977], dans les monts du Lyonnais [D. COFFRANT et M. PIBOULE, 1971], dans le Massif armoricain [B. LASNIER et al., 1973] et plus généralement dans la chaîne varisque d'Europe [Cap Ortegat : D.E. VOGEL, 1967 ; Moldanubien : H.G. SCHARBERT, 1963 ; V. ZOUBEK, 1971 ; etc.]. Il semble donc que cette formation constitue une unité lithologique (horizon stratigraphique repère ?) que l'on retrouve dans toutes les parties profondes, très métamorphiques de la chaîne varisque d'Europe.

Le complexe leptyno-amphibolique du Rouergue forme une ceinture large d'environ 3 000 mètres, semi-circulaire, qui entoure le dôme du Lévezou depuis Montjoux jusqu'à Pont-de-Salars (fig. 1). Les orthogneiss du dôme recourent ce complexe et on observe parfois des enclaves de roches basiques (éclogites, amphibolites...) dans ceux-ci. Ce caractère intrusif des orthogneiss explique la faible expansion en profondeur des roches basiques suggérée par l'étude gravimétrique [S. LY, 1976 ; N. GIGNOUX, en préparation].

Ce complexe basique comprend en fait une grande variété de roches (fig. 2). On y rencontre principalement des méta-gabbros et amphibolites massives, des gneiss amphiboliques, des ortho et paraleptynites, des gneiss fins de type varié et de façon plus sporadique, des éclogites, des roches ultrabasiques, des cipolins. Ces roches sont finement interstratifiées en niveaux millimétriques à plurimétriques sans grande extension latérale. Aussi, même une cartographie détaillée à 1/10 000 ne pourra donner qu'un aperçu de la complexité de cet horizon basique.

Dans les amphibolites et méta-gabbros (2), la hornblende verte est le minéral prépondérant. Le plagioclase (oligoclase-andésine) est en quantité variable. Quartz, sphène, rutile, pyrite, ilménite, magnétite, apatite sont les minéraux accessoires communs. Le grenat almandin et le clinopyroxène diopsidique sont souvent présents. M. PIBOULE [1977] montre que la plupart de ces roches ont une origine ortho-dérivée d'affinité tholéiitique et plus rarement calco-alcaline. Certaines d'entre elles ont des caractères de cumulats. La zoïsite et l'épidote *s.s.* peuvent être abondantes dans les amphibolites dérivant de skarns.

Dans les gneiss amphiboliques, lits amphiboliques et lits plagioclasiques sont individualisés. Plagioclase intermédiaire et quartz sont abondants. Le grain de taille variable, est grossier. Il semble que la plupart de ces roches aient une origine volcano-détritique. L'étude géochimique de M. PIBOULE et J. PONTIER [1977] permet à ces auteurs d'envisager que ces gneiss amphiboliques dérivent de pyroclastites.

Les éclogites sont généralement localisées dans la moitié supérieure du complexe basique. Ce sont des roches denses ($3 \leq d \leq 3,36$) qui affleurent en boudins ou en boules de petite taille atteignant rarement quelques mètres dans les gabbros coronitiques dont elles dérivent [M. PIBOULE et D. COFFRANT, 1970], dans les amphibolites, les gneiss amphiboliques et gneiss fins dans lesquels elles constituent parfois des bancs. Elles sont associées parfois aux roches ultrabasiques (nord d'Ayssènes, Dournets, Pentézac). Leur paragenèse initiale est à omphacite, almandin-pyrope \pm disthène, zoïsite, exceptionnellement corindon [C. NICOLLET, 1977], amphibole brun vert, quartz, rutile, opaques. Le plus souvent, les échantillons sont rétro-morphosés, la hornblende verte et l'albite-oligoclase secondaires remplacent l'omphacite et le grenat.

Des amphibolites de haute pression (andésine, hornblende verte, clinopyroxène diopsidique, grenat, quartz, rutile, ilménite) sont associées aux éclogites. Leurs

(2) Nous avons trouvé, associée à ces métagabbros, une roche anorthositique à pyroxènes.

conditions de formation P_{total} et T sont vraisemblablement identiques (PH_2O dans les amphibolites, $> \text{PH}_2\text{O}$ dans les écloïtes). Les grenats de ces amphibolites peuvent montrer des structures kélyphitiques (hornblende + oligoclase) semblables à celles des grenats des écloïtes.

Les roches ultrabasiques sont connues dans la région d'Arvieu [P. COLLOMB, 1964]. Elles affleurent en boules décimétriques. A Pentézac, une norite leur est associée. Dans le secteur étudié, seule une serpentinite à relique d'olivine est connue (1,5 km au nord d'Ays-sènes). Elle constitue un horizon de quelques dizaines de mètres d'épaisseur qui semble s'étendre latéralement sur quelques centaines de mètres.

Des niveaux trondhjémiques de haute pression ont également subi la même évolution métamorphique que les écloïtes et H.P.* amphibolites auxquelles elles sont associées [C. NICOLLET et A. LEYRELOUP, 1978 ; C. NICOLLET et *al.*, 1978].

Plus spécialement localisés dans la moitié inférieure du complexe leptyno-amphibolique, les skarns catazonaux forment des lentilles décimétriques à métriques dans les amphibolites. Leur paragenèse complexe comprend calcite, humite, diopside, grossulaire, \pm épidote, \pm biotite, \pm amphibole vert clair, \pm quartz, sphène.

Des ortholeptynites roses, de composition granitique *s.l.* (tabl. I) constituent deux horizons repères constants, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, l'un à la base, l'autre à la moitié de la série ; le niveau médian sépare arbitrairement le complexe leptyno-amphibolique en une zone supérieure à écloïtes prédominantes et une zone inférieure où les skarns sont bien représentés. La microstructure de ces ortholeptynites est parfois grenue à gros grain mais le plus souvent à grain fin. La minéralogie est simple et constante : albite-oligoclase, quartz, orthose (rarement ocellaire), peu de muscovite, parfois grenat, apatite et zircon.

Des leptynites et quartzites à grain très fin sont à distinguer des roches précédentes. Ils sont interlités dans les gneiss fins et sont paradérivés. Le quartz est prépondérant. Oligoclase et muscovite sont rares.

Nous avons englobé sous le terme de gneiss fins tout un cortège de roches grauwacko-pélimitiques à aspect micaschisteux ou gneissique dont l'origine para ou orthodérivée n'est pas toujours évidente, ce qui rend difficile toutes distinctions cartographiques entre eux. La taille des grains est variable. La foliation est plus ou moins bien marquée. Globalement, ces roches

contiennent du quartz et du plagioclase (acide à intermédiaire) qui peut former des yeux ; du feldspath potassique rare, muscovite et biotite. Les minéraux de métamorphisme régional sont bien représentés dans les niveaux les plus pélimitiques (chap. E). Certaines de ces roches à texture de cornéennes, laissent supposer la présence de l'orthogneiss à faible profondeur.

A la base du complexe basique, on trouve des micaschistes *s.s.* à biotite et muscovite, para-leptynites et quartzites. Silicates d'alumine (disthène et fibrolite) et grenat sont souvent observés. Quelques rares bouclins d'amphibolite sont encore visibles. La bande inférieure des ortholeptynites roses signalée précédemment sépare le complexe leptyno-amphibolique des orthogneiss et gneiss migmatitiques du dôme. Toutefois, on trouve encore des reliques basiques (écloïtes, amphibolites) dans les orthogneiss (fig. 1 et carte hors-texte).

5. LES ORTHOGNEISS ET GNEISS MIGMATITIQUES DU DÔME DU LÉVEZOU

Les orthogneiss du type Pinet constituent l'essentiel de la formation du dôme du Lévezou. Leur volume semble plus important que ne l'avait estimé A. DEMAY [feuille de Séverac, 1/80 000, 1958] et P. COLLOMB [1964]. Comme nous l'avons suggéré au paragraphe 3, ils pourraient appartenir soit au type S, soit au type I de B.W. CHAPPEL et A.J.R. WHITE [1974]. Les gneiss migmatitiques ne forment vraisemblablement qu'une faible proportion des roches du dôme. Leur proportion est difficile à évaluer, car il est possible de les confondre avec l'orthogneiss lorsque celui-ci est intensément déformé dans les conditions du faciès amphibolite. Ce sont des gneiss à biotite, oligoclase, orthose, quartz. Les cristaux sont de taille millimétrique à centimétrique. La muscovite est toujours présente. La sillimanite, quant à elle, n'a pas été observée. La mobilisation est peu importante. Dans le sud du dôme, on ne connaît pas de structure nébulitique contrairement à ce qui a été décrit dans le centre du dôme [P. COLLOMB, 1964].

6. LA DOLOMIE ET LES ROCHES BASIQUES DU PONT DE LA RODE

Un ensemble de roches basiques associées à des dolomies apparaissant en boutonnière sous la couverture mésozoïque au sud du Viala du Tarn a été signalé par J. BERGERON [1889] puis P. COLLOMB [1964]. Des amphibolites, gabbros, périclites, pyroxénolites à spinelle, pargasite à corindon [M. GIROD et M. PI-

* Amphibolites de haute pression.

BOULE, 1971] appartiennent au complexe leptyno-amphibolique. Ces roches se sont formées dans les conditions du faciès granulite de basse pression [B. LASNIER, 1974]. Des quartzites ferrugineux et des dolomies non métamorphiques en bancs massifs de un ou deux mètres d'épaisseur, sont en contact discordant ou par failles inverses avec les roches basiques sous-jacentes. Les dolomies constituent un édifice stromatolithique dans lequel on reconnaît au microscope des algues unicellulaires [DEBRENNE, PONCET,

comm. pers.]. De petits sacules demi-centimétriques à trois cloisons (planche I, photo 4) constituent des fossiles dont l'origine reste inconnue [DEBRENNE, GERMS, PONCET, YOCHELSON, comm. pers.]. Le caractère non métamorphique de ces roches nous fait supposer qu'elles appartiennent au Paléozoïque supérieur. Toutefois, aucune formation de ce type n'est connue, jusqu'à présent, dans le Carbonifère supérieur et Permien du Massif central.

D. - TECTONIQUE

Le massif du Lézou est caractérisé par une structure en dôme dissymétrique (fig. 1). La foliation sub-horizontale au cœur du dôme est redressée à la verticale sur les bords sud et ouest et est renversée sur le flanc nord. Au sud et à l'ouest, le dôme se raccorde par des synformes aux foliations sub-horizontales des schistes de l'Albigeois. Ceux-ci forment, semble-t-il, la couverture normale des terrains cristallins du dôme (fig. 2, 3).

Aucune grande structure autre que la structure en dôme n'apparaît clairement. Aussi, une étude microtectonique s'imposait pour mettre en évidence les phases successives de déformation et leurs relations avec les événements métamorphiques.

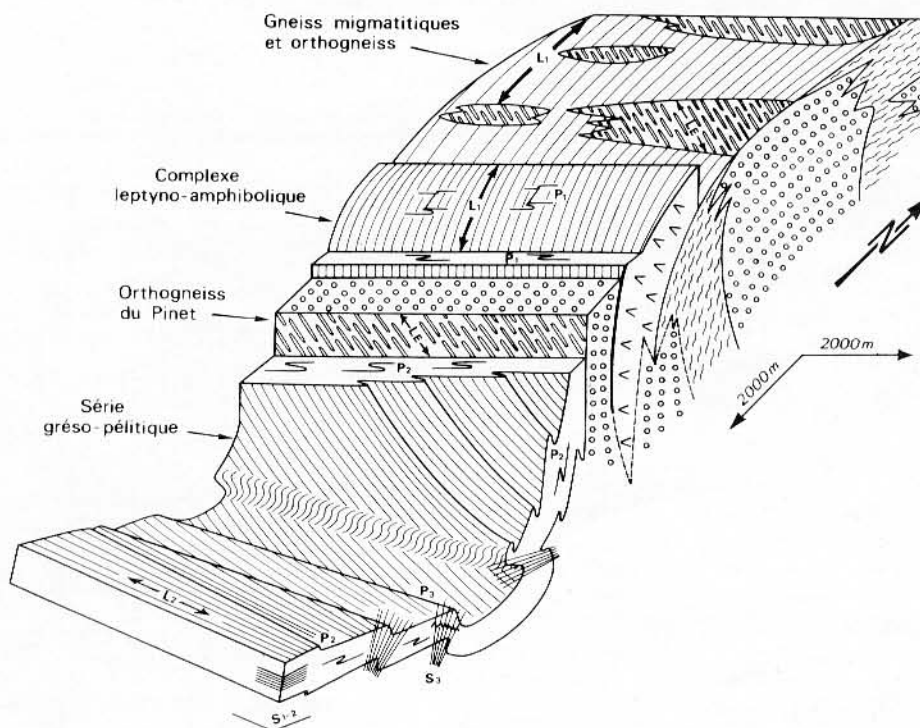


FIG. 3. — *Allure du versant sud du dôme du Lézou à la fin des trois phases souples principales hercyniennes.*

S1-2, S3 : schistosité 1-2, 3. L1, L2, L3 : linéations 1, 2, 3 d'étirement dans l'orthogneiss.
P1, P2, P3 : plis 1, 2, 3.

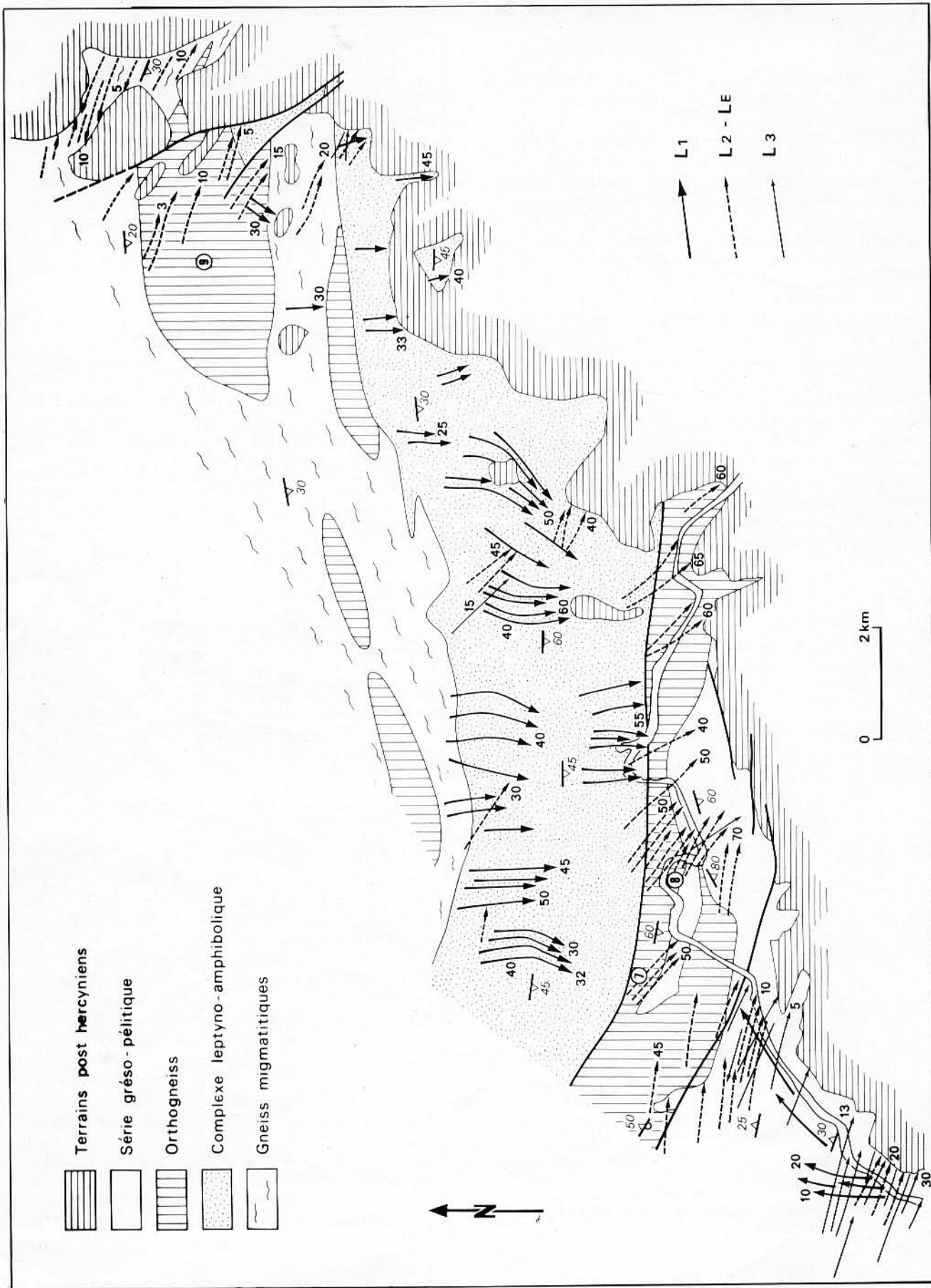


FIG. 4. — Carte des linéations.
 L1, L2, L3 : linéations des trois phases majeures hercyniennes. LE : linéation d'étiement dans l'orthogneiss. La flèche donne la direction du plongement, les chiffres gras la valeur de ce plongement, les chiffres en italique le pendage de la foliation. 7, 8 et 9 entourés d'un cercle : localisations des mesures des figures 7, 8 et 9.

1. SUCCESSION ET STYLE DES PHASES DE DÉFORMATION

A. Dans la série gréso-pélimitique du Truel

La succession de trois phases de plissements majeurs a été mise en évidence dans cette série.

La phase 1 est responsable de la foliation majeure qui est sub-horizontale. Elle est dans l'ensemble sub-parallèle à la stratification. Cette foliation, matérialisée par les micas est plan axial de rares plis couchés, isoclinaux de direction N-S à NE à déversement apparent vers l'ouest (planche II, photo 1). Quelques linéations d'intersections S0-S1 généralement très fines se confondent avec la linéation minérale parallèle à l'axe *b* des microplis (fig. 4 et 5). Des niveaux plus compétents de quartzites, de porphyroïdes et d'amphibolites sont boudinés dans les schistes.

La phase 2 se manifeste par une schistosité de pli fracture (pl. II, photo 2), sub-parallèle à la schistosité S1. Dans la zone inférieure du faciès schistes verts, elle est soulignée par la biotite et on peut la distinguer de la schistosité S1 uniquement dans les charnières des microplis décimétriques P2. Le plus souvent, la transposition de S1 dans S2 est complète. Les microplis sont couchés, isoclinaux et de type semblable. Dans la série du Truel, leur direction varie de N 80° à N 150°. Le déversement apparent est systématiquement vers N-NE. Les linéations d'intersections S0-1/S2 sont parallèles à une linéation minérale matérialisée par l'alignement des biotites (fig. 4 et 6).

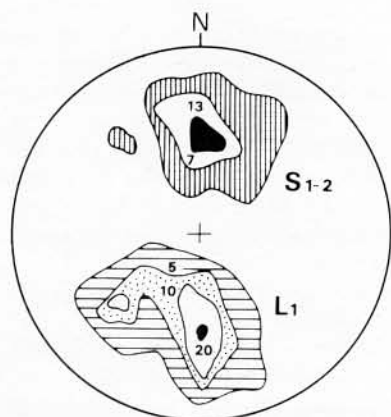


FIG. 5. — Linéations (L1) de la première phase tectonique et schistosité (S1-2), dans la série du Truel et le complexe basique.

Dans les figures 5 à 10, les nombres correspondent à la limite de la densité d'une aire.

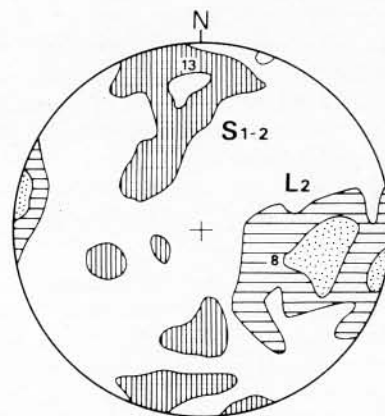


FIG. 6. — Linéations (L2) de la deuxième phase tectonique et S1-2 dans la série du Truel.

Cette phase ne se limite pas au massif du Lévezou mais a une extension régionale : elle se poursuit au nord-ouest dans le Limousin [A. AUTRAN et P. GUILLOT, 1975] et en Vendée [J.-L. BOUCHEZ et J. BLAISE, 1976].

La phase 3 se manifeste essentiellement par une linéation de microplissement dont le plan axial est vertical. Cette linéation de crénelation fait un angle de 0° à 30° avec la linéation de la phase 2. Sa direction varie de N 80° à N 120° (fig. 4 et 10). Des plis conjugués en genoux, parfois décimétriques s'accompagnent d'une S3 en éventail (fig. 3). La phase 3 est responsable de l'aspect en synforme de la série du Truel (fig. 3).

B. Dans les orthogneiss granitiques

Les phases 1 et 2 : les orthogneiss granitiques encadrent le complexe leptyno-amphibolique : on les trouve à la fois au-dessus (massif du Pinet) et au-dessous (massifs d'Estalane et de Pareloup) : fig. 1, 3, carte hors texte. Bien que le massif d'Estalane soit plus métamorphique que celui du Pinet, la déformation a les mêmes caractéristiques : elle se traduit par une texture plano-linéaire à linéaire qui se développe de manière hétérogène. La foliation dans les orthogneiss est parallèle à celles des autres séries du dôme. Sa direction varie de N 90° à N 140° avec un pendage variable : celui-ci est faible dans l'orthogneiss d'Estalane (20 à 30° Sud) et devient sub-vertical et même localement renversé dans le massif du Pinet. Cette foliation porte généralement une forte linéation d'éirement autour des phénocristaux de feldspath potassique à plongement vers le sud-est (fig. 4, 7A, 8A, 9). Le "pitch" de cette linéation est en moyenne de 50° vers l'est lorsque la foliation est sub-verticale (orthogneiss du Pinet).

L'hétérogénéité de la déformation se manifeste par la présence de "boules" très peu déformées sans foliation ni linéation dans lesquelles la texture équate du granite initial est conservée. L'intensité de la déformation croît vers la base du laccolite du Pinet où la texture devient franchement linéaire. Cette déformation se traduit par le tronçonnement des phénocristaux de feldspath potassique et par la déformation plastique du quartz.

L'observation des bandes de quartz dans plusieurs lames minces dans des échantillons du laccolite du Pinet, récoltés tout le long du contact basal, montrent que la fabrique du quartz dans le plan XZ est très fortement dissymétrique. Cette dissymétrie est caractéristique d'un mécanisme de cisaillement [G.H. EISBACHER, 1970 ; J.-L. BOUCHEZ et A. PÉCHER, 1976] dont la direction est donnée par la linéation d'étirement. L'analyse statistique faite à la loupe binoculaire suivant la méthode de M. DAROT [1973] des orientations préférentielles des axes C des cristaux contenus dans les bandes de quartz montre un sens de cisaillement systématiquement vers le sud-est correspondant à un abaissement apparent de l'orthogneiss par rapport au complexe basique avec une composante en décrochement senestre.

Des zones de cisaillement ductile décimétriques à métriques dans le faciès de bordure présentent une linéation d'étirement parallèle à celle de l'ensemble du massif. Le sens de rotation de la foliation (pl. I, photo 2) [J.G. RAMSAY et R.H. GRAHAM, 1970] dans ces zones donne un sens de cisaillement conforme à celui envisagé précédemment. Une étude pétrofabrique et nanotectonique au microscope électronique a été entreprise par J.-P. BURG et P. LAURENT [1978]. Nous résumerons brièvement les résultats de ce travail : le passage de la roche hôte peu déformée au plan de cisaillement se fait de façon progressive en 25 centimètres. On reconnaît les différents types de microstructures définies par J.-L. BOUCHEZ et A. PÉCHER [1976] (pl. III) : dans la partie la moins déformée, les agrégats polycristallins de quartz ont recristallisé et l'extinction est légèrement onduleuse (microstructures porphyroclastites reliques). Le stade intermédiaire, microstructures en mosaïques allongées, montre une anisotropie de la fabrique de l'axe C du quartz. Ce minéral se dispose en agrégats polycristallins allongés. Les porphyroclastes de biotite montrent une structure qui semble définir le sens de cisaillement. Dans la zone la plus déformée, proche du plan de cisaillement, la structure est en rubans constitués d'agrégats polycristallins de quartz. Les porphyroclastes ont disparu. J.-P. BURG et P. LAURENT [1978] interprètent cette fabrique comme le résultat d'un mécanisme de cisaillement simple dont le sens est identique à celui défini macroscopiquement. Ils pensent que les

plans de glissement du quartz utilisés au cours de cette déformation sont le plan basal et un plan prismatique (10 $\bar{1}$ 0).

La phase 3 : les seules structures observables dans les orthogneiss que l'on puisse rattacher à la phase 3 sont localisées au contact basal du massif du Pinet : des plis droits décimétriques sont accompagnés d'une schistosité matérialisée par le quartz qui est déformé de façon plastique (platten-quartz ; pl. II, photo 3) ; une "linéation de striation" de direction voisine de la linéation d'étirement se superpose à celle-ci.

C. Dans le complexe leptyno-amphibolique

Les phases 1 et 2 : la succession des déformations est très difficile à mettre en évidence dans cette formation. Dans les gneiss fins, des structures lenticulaires de muscovite "en poissons" montrent le caractère double de la foliation (S1-2). La linéation minérale 1 est la structure tectonique la mieux représentée dans le complexe basique. Elle a une direction N-S à NE. Des plis synfoliaux décimétriques, à déversement apparent vers l'ouest affectent les quartzites (planche II, photo 1). Quelques plis postschisteux de phase 2 sont visibles dans les amphibolites.

La phase 3 : les gneiss fins du complexe leptyno-amphibolique montrent quelques linéations de crénulation et plis droits décimétriques à métriques.

2. STRUCTURE D'ENSEMBLE DU DÔME DU LÉVEZOU : RELATIONS ENTRE MICRO ET MÉGA-STRUCTURES

Nous pouvons donc reconnaître trois phases principales de déformation successives dans l'ensemble des terrains cristallins du flanc sud du Lévezou.

Deux problèmes se posent alors : celui de la corrélation des différentes phases dans les principales unités lithologiques, plus particulièrement dans les orthogneiss, et celui de leurs relations avec la formation du dôme.

A. Le problème de la corrélation des phases tectoniques dans les orthogneiss

Si la succession des déformations est clairement mise en évidence dans les unités lithologiques stratifiées (série du Truel, complexe basique), il n'en est pas de même pour les orthogneiss : en effet, il est probable que dans ceux-ci la déformation résulte de la superposition des phases 1 et 2. La linéation d'étirement qui est la seule structure linéaire visible dans les orthogneiss est en moyenne, quel que soit le pendage

de la foliation (figs. 4, 7A, 8A, 9), parallèle aux axes des plis 2 dans la série gréso-pélictique du Truel (figs. 4, 6) et dans le complexe leptyno-amphibolique.

B. Mégastructure et formation du dôme

Si l'on considère l'allure générale de la foliation liée à la phase majeure tangentielle dans le sud du Massif central [J.-P. BURG et P. MATTE, 1977], on peut admettre qu'elle était, dans l'ensemble, initialement sub-horizontale. Par ailleurs, cette phase majeure se caractérise par un grand chevauchement vers le sud [M. MATTAUER, 1974 ; J.-P. BURG et P. MATTE, 1977]. Deux problèmes se posent donc dans le massif du Lézou : existe-t-il de grands chevauchements liés à la tectonique tangentielle ? L'allure en dôme de la foliation est-elle due à la phase 1, à la phase 2 ou à la phase 3 ?

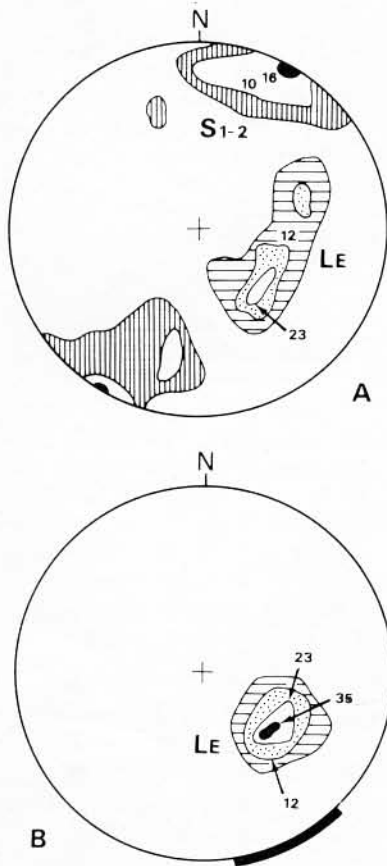


FIG. 7. — A : Linéations d'étiement (LE) autour des phénocristaux de feldspath potassique et S1-2 dans l'orthogneiss du Pinet (sud du lac de Saint-Aman ; voir figure 4).
 B: Linéations d'étiement après rotation des schistosités à pendage inverse autour de l'axe P3 jusqu'à une valeur moyenne de 80° S.

Bande noire : linéation d'étiement après rabattement à l'horizontale de la schistosité autour de l'axe P3.

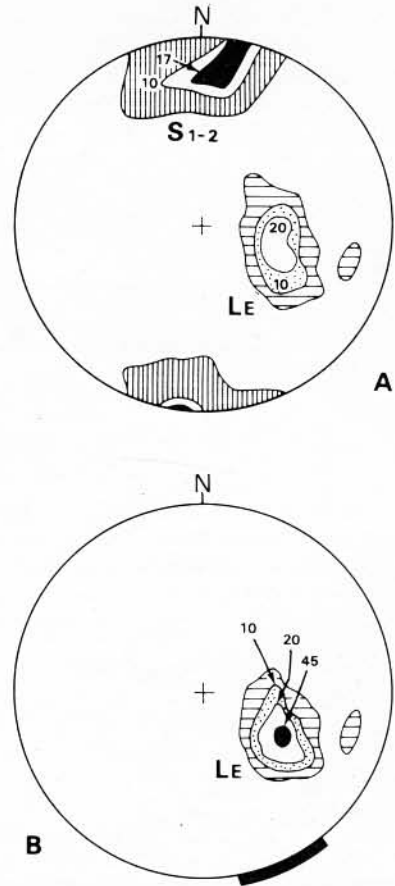


FIG. 8. — A : Linéations d'étiement (LE) autour des phénocristaux et S1-2 dans l'orthogneiss du Pinet (situation sur la figure 4).
 B: idem figure 7B.

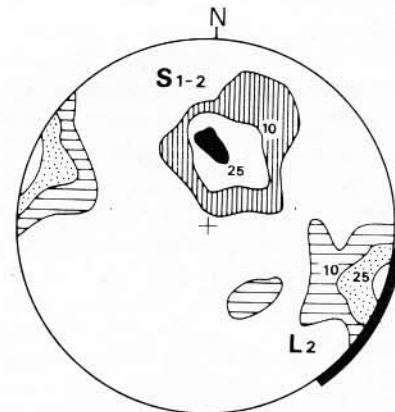


FIG. 9. — Linéations d'étiement (LE) autour des phénocristaux et S1-2 dans les orthogneiss du dôme du Lézou (secteur d'Estalane - Saint-Beauzély ; voir figure 4).
 Bande noire : idem figures 7B, 8B.

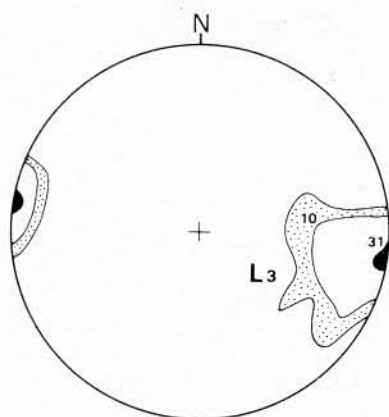


FIG. 10. — Linéations de crénulation (L3) de la phase 3.

L'existence d'un grand chevauchement ne peut être envisagée qu'entre la ceinture basique [d'affinité tholéiitique océanique ; M. PIBOULE, 1977 ; M. PIBOULE et J. PONTIER, 1977] et les séries quartzo-feldspathiques et pélitiques sous-jacentes. Toutefois, son existence reste hypothétique (voir chap. F).

Une zone de décollement très déformée existe entre l'orthogneiss du Pinet et le complexe basique, liée au cisaillement ductile vers le sud-est. Ce décollement peut s'interpréter de différentes manières :

— la déformation cisailante est liée à un chevauchement vers le sud initialement sub-horizontale puis basculé vers le sud par la phase 3 ;

— cette déformation s'est produite lors de la formation du dôme avec la "montée" relative des parties centrales les plus métamorphiques, migmatitiques au cours de la phase 2 ;

— elle s'est produite lors de la phase 2 qui, nous l'avons déjà remarqué, ne se limite pas à cette seule région. La schistosité 2 se moule autour du noyau dur constitué par le complexe leptyno-amphibolique. Un mécanisme similaire est proposé par J.-L. BOUCHEZ et J. BLAISE [1976], en Vendée. Ceux-ci montrent que le gradient de déformation augmente en s'approchant du "noyau orthogneissique." La déformation est irrotationnelle dans son ensemble, mais rotationnelle dans les zones abritées. Des plis d'axe "a" sont dus au serrage.

Une étude de l'ensemble du dôme du Lézou aurait été nécessaire pour trancher entre ces trois hypothèses. Néanmoins, les arguments suivants nous suggèrent que la troisième hypothèse est la plus vraisemblable.

Nous avons remarqué que la linéation d'étirement dans les orthogneiss est toujours parallèle à la linéation 2 dans la série du Truel : nous avons ramené à l'horizontale la schistosité S1-2 dans l'orthogneiss du Pinet en lui faisant subir une simple rotation autour de l'axe de la phase 3 (fig. 7B, 8B). Nous avons procédé de la même manière pour l'orthogneiss d'Estalane où la schistosité à un pendage faible (fig. 9). Les maxima des linéations d'étirement, telles qu'elles sont observées actuellement, varient de N 110° à 130°. Lorsqu'on ramène la schistosité à l'horizontale, ces maxima sont dispersés suivant le pendage original de S1-2 entre N 120° et N 160°. De plus, la déformation linéaire de l'orthogneiss du Pinet diminue notablement vers l'ouest où le laccolite s'écarte du dôme et se trouve encaissé dans les micaschistes, tandis que la foliation devient sub-horizontale sans que la direction de la linéation ne varie. La déformation cisailante semble bien contemporaine de la phase 2 et la linéation d'étirement pourrait avoir pris naissance dans une schistosité à pendage variable (sub-horizontale à sub-verticale).

La "montée diapirique" du dôme ne paraît pas suffisante pour provoquer à elle seule une telle déformation car la migmatisation est relativement faible.

Dans cette hypothèse, la phase 3 accentuerait la forme du dôme comme en témoigne la "linéation de striation" observée au contact de base de l'orthogneiss du Pinet et le renversement local de la foliation de l'orthogneiss (nord-ouest du Truel) qui entraîne une légère dispersion de la linéation d'étirement. La rotation des schistosités à pendage inverse autour de l'axe de la phase 3 jusqu'à une valeur moyenne de 80° S, tend à regrouper ces linéations (fig. 7B, 8B).

3. LES DÉFORMATIONS TARDIVES

La série gréso-pélitique est fréquemment affectée par des kinks-bands centimétriques de direction N-S. On trouve localement quelques plis post-schisteux de même direction.

Outre les failles qui limitent le secteur du bassin permien de Saint-Affrique, de petites failles inverses affectent les dolomies du Pont de la Rode. Cette tectonique cassante n'a pas été étudiée dans cet article.

E. - LES MÉTAMORPHISMES

Les roches métamorphiques du Lévezou ont subi plusieurs épisodes métamorphiques.

1. LE MÉTAMORPHISME GRANULITIQUE D'ÂGE INCONNU (M₁)

Nous avons pu le mettre en évidence essentiellement dans les roches basiques et ultrabasiques et plus rarement dans les roches acides [trondhjémites : C. NICOLLET et A. LEYRELOUP, 1978]. Ces roches sont boudinées et moulées par la schistosité de la première phase tectonique hercynienne. La répartition de ces boudins uniquement dans le complexe basique du Lévezou montrent que le métamorphisme granulitique se cantonne dans cette formation : aucune paragenèse granulitique n'a pu être mise en évidence dans la série du Truel.

La présence, dans le champ de stabilité de la sillimanite du métamorphisme de pression intermédiaire hercynien (voir § 3), de disthènes boudinés et de grenats tronçonnés dans la linéation minérale de la phase 1, laissent également supposer l'existence d'un événement ancien dans les gneiss fins du complexe leptyno-amphibolique.

Une étude détaillée des trondhjémites associées aux éclogites et HP. amphibolites [C. NICOLLET et A. LEYRELOUP, 1978] nous a permis d'estimer les conditions P, T atteintes par ce premier épisode métamorphique : P ≈ 12,5 - 20 kbar ; T ≈ 750 °C - 840 °C (fig. 11).

Dans les métapériodites d'Arviu [P. COLLOMB, 1964], les couronnes minéralogiques successives (amphibole, pyroxènes, grenat) autour de l'olivine [B. LASNIER, 1970] sont formés par des réactions de subsolidus entre les minéraux magmatiques, olivine et plagioclase et témoignent selon D.H. GREEN et A.E. RINGWOOD [1967] des différentes étapes du faciès granulite (BP → PI → HP). La présence de grenat autour des orthopyroxènes de la norite de Pentézac [P. COLLOMB, 1964], suggère une évolution métamorphique identique. De telles structures coronitiques sont généralement interprétées en simple terme de refroidissement d'un magma ultrabasique en climat granulitique [W.L. GRIFFIN et K.S. HEIER, 1973 ; etc.].

La pyroxénolite à olivines relictuelles et spinelle (en exsolution dans les pyroxènes) et la pargasite à corindon du Pont de la Rode [M. GIROD et M. PIBOULE, 1971] témoignent des conditions du faciès

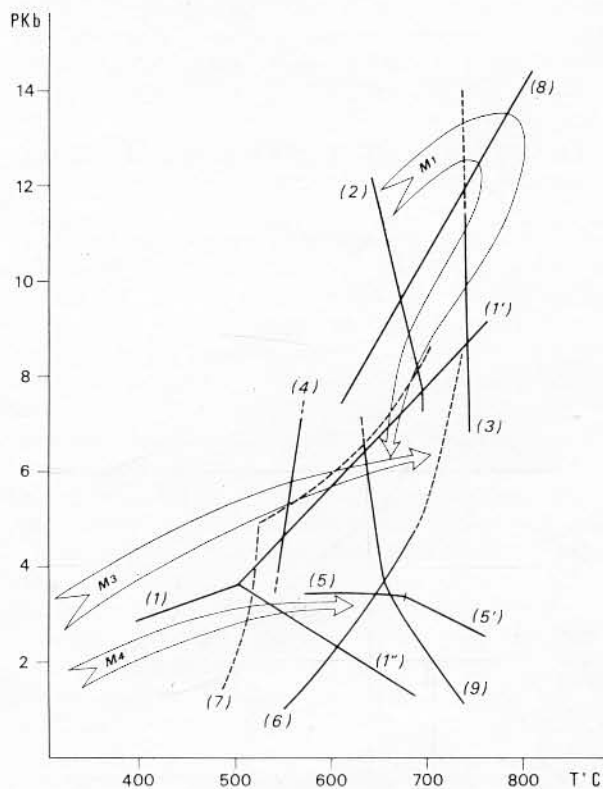


FIG. 11. — Evolution P.T. des épisodes métamorphiques dans le dôme du Lévezou (excepté M₂).

M₁ : métamorphisme granulitique de haute pression ;
M₃-M₄ : premier et deuxième épisodes du métamorphisme régional hercynien.

(1) andalousite = disthène ; (1') disthène = sillimanite ; (1'') sillimanite = andalousite [M.J. HOLDAWAY, 1971] ; (2) staurotide + quartz = disthène + almandin + H₂O [J. GANGULY, 1972] ; (3) zoïsite = Al épidoite [M.J. HOLDAWAY, 1972] ; (4) chlorite + muscovite = staurotide + biotite + quartz + H₂O [G. HOSCHEK, 1969] ; (5) Fe cordièrite = staurotide + almandin + quartz ; (5') Fe cordièrite = sillimanite + almandin + quartz [S.W. RICHARDSON, 1968] ; (6) muscovite + quartz = FK + Al₂SiO₅ + H₂O [E. ALTHAUS et al., 1970] ; (7) limite de stabilité de la Mg cordièrite [W. SCHREYER, 1968] ; (8) disthène + zoïsite + quartz = anorthite + H₂O [A.L. BOETICHER, 1970] ; (9) courbe minimale de la fusion du granite [W.C. LUTH et al., 1964].

granulite de basse pression [B. LASNIER, 1974]. Effectivement, la réaction entre olivine et plagioclase n'a pas atteint ici le seuil de formation du grenat [B. LASNIER, 1974]. Il n'est pas exclu que le pyroxène et le spinelle résultent d'une réaction entre olivine et liquide comme l'envisage P.M. GARDNER et B. ROBINS [1974] pour une roche semblable qui aurait cristallisé

directement dans les conditions du faciès granulite de basse pression. Compte tenu de l'importante solubilité de l'alumine à haute température dans les pyroxènes [P. ANASTASIOU et F. SEIFERT, 1972], il est vraisemblable que la majeure partie du spinelle ne soit pas exprimé en début de réaction, mais n'apparaissent, sous forme d'exsolutions qu'au cours du refroidissement [R. VARNE, 1977].

2. LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT DES ORTHOGNEISS (M2)

La série grésopélimitique du Truel est transformée en cornéennes au contact de l'orthogneiss du Pinet. Des biotites forment des agrégats non orientés. De longues baguettes composées de muscovite et quartz pourraient provenir de la rétro-morphose d'anciennes andalousites (par ex. : andalousite + feldspath potassique → muscovite + quartz). Quelques affleurements de schistes tachetés sont trouvés à proximité immédiate de l'orthogneiss du Pinet. On peut encore voir dans ces cornéennes des stratifications entrecroisées préservées par le métamorphisme de contact (planche IV, photo 1). Les tâches sont constituées soit de muscovite et quartz, soit de fins agrégats de sillimanite prismatique (planche IV, photo 2). On a déjà signalé l'existence possible de cornéennes dans le complexe basique (chap. C.4). Des biotites antérieures à la schistosité 1 sont peut-être à rattacher à ce métamorphisme de contact.

Quelques autres affleurements ont été découverts à proximité des orthogneiss en différents points du dôme (fig. 1). Aux environs d'Estalane, une cornéenne affleure en septum dans les gneiss migmatitiques à la base du complexe leptyno-amphibolique. Des biotites en lamelles non orientées, de l'andalousite spongieuse à cœur de corindon (planche IV, photo 3) et peu de quartz constituent les minéraux essentiels de cette roche. Il est difficile de dire si la présence sporadique de sillimanite prismatique (planche IV, photo 4) appartient ici au métamorphisme de contact ou au métamorphisme régional hercynien (cette zone se situe, en effet, dans la zone de la sillimanite du métamorphisme régional : § suivant).

La présence d'éclogites en enclaves dans les orthogneiss du dôme du Lévezou (chap. C-4) montrent que la mise en place de ces intrusions (et par là même M2) est postérieure au métamorphisme granulitique.

3. LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL HERCYNIEN

Les caractéristiques de ce métamorphisme sont mises en évidence par l'étude des roches de la séquence pélimitique. Aucune étude n'a été entreprise sur les roches basiques.

Dans les gneiss fins métapélimitiques du complexe leptyno-amphibolique, on peut observer les associations typomorphes complexes suivantes :

- quartz - plagioclase - muscovite - biotite - grenat - disthène - staurotide - cordiérite ;
- quartz - plagioclase - muscovite - biotite - grenat - disthène - sillimanite - cordiérite ;
- quartz - plagioclase - muscovite - biotite - disthène - sillimanite - cordiérite ;
- quartz - plagioclase - muscovite - biotite - grenat - sillimanite ;
- quartz - plagioclase - biotite - staurotide - disthène - sillimanite ;
- quartz - plagioclase - biotite - grenat - disthène - cordiérite.

Les relations cristallisations-déformations [H.J. ZWART, 1960 ; A. SPRY, 1969 ; planche V, photos 1 et 2] ont permis de montrer que de telles associations sont le résultat de deux événements métamorphiques successifs à caractère plurifacial.

Le premier épisode (M3) correspond à un type de pression intermédiaire (Barrovien, fig. 11). Les successions minérales sont : chlorite - muscovite - biotite - grenat - disthène - staurotide - sillimanite. Il atteint les conditions de l'anatexie (gneiss migmatitiques du dôme du Lévezou). Il est syn à post-tectonique par rapport à la première phase tectonique (fig. 12). La succession des isogrades est normale depuis la zone à chlorite jusqu'à la zone à sillimanite avec augmentation du degré de métamorphisme depuis le sud vers le nord.

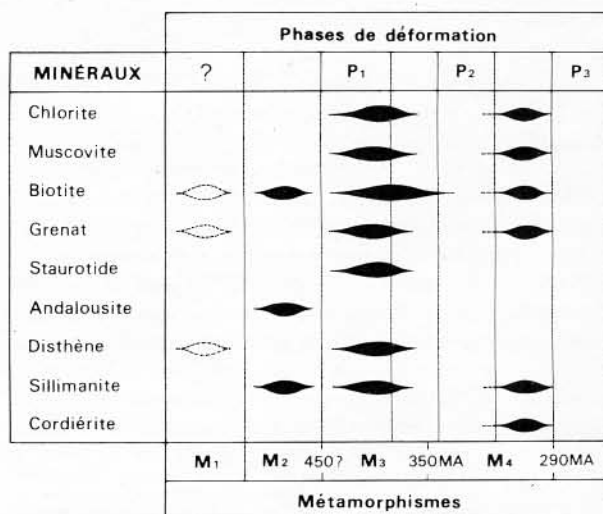


FIG. 12. — Relations entre cristallisations métamorphiques dans les métapélites et phases de plissement. (M.A. : millions d'années).

La chlorite et la muscovite, présentes dans la partie la plus au sud du secteur étudié, matérialisent la schistosité 1.

La biotite se développe jusqu'au cours de la deuxième phase tectonique dont elle matérialise la schistosité de pli-fracture. De petits grenats automorphes incolores apparaissent dans la zone inférieure du faciès schistes verts. Le degré de métamorphisme augmentant, des individus plus gros (*almandin*) montrent de belles structures sigmoïdes syn- à post-tectoniques (planche V, photos 1, 2).

Le disthène est observé au contact orthogneiss-complexe basique.

La staurotide apparaît après l'isograde du disthène. Lorsque ces deux minéraux sont accolés, la schistosité interne passe d'un minéral à l'autre montrant ainsi leur contemporanéité. En l'absence de chloritoïde, la staurotide peut apparaître à partir de la chlorite et de la muscovite. Au-delà de l'isograde d'apparition de la staurotide, la chlorite n'existe plus que blindée, en inclusions dans les grenats.

La fibrolite se développe autour du disthène par réaction polymorphique. Elle forme aussi des fuseaux au milieu de niveaux riches en biotite sur laquelle elle croît par épitaxie. Elle semble se développer préférentiellement sur les biotites provenant de la déstabilisation du grenat (planche V, photo 3). De telles dispositions ont été décrites par C.T. FORSTER [1977] et B.W. YARDLEY [1977].

La présence de disthènes déformés dans les roches où la sillimanite apparaît à partir de la biotite, suggère que ces deux silicates d'alumine n'appartiennent pas à la même paragenèse. Ceci témoigne de l'existence probable d'un événement métamorphique précoce dans les métapélites du complexe basique.

Dans la zone d'anatexie commençante du dôme, la sillimanite n'a jamais été rencontrée dans le secteur étudié. Effectivement, la muscovite est toujours présente et les conditions de la réaction muscovite + quartz \rightarrow Al_2SiO_5 + FK, seule réaction susceptible de former de la sillimanite compte tenu de la composition minéralogique des roches, ne sont pas atteintes.

Malgré le caractère double de la foliation (S1-2), nous avons pu montrer que cet épisode métamorphique accompagne la première phase tectonique et se termine au cours de l'interphase 1-2 (fig. 12). En effet, la foliation entoure souvent les minéraux du métamorphisme (muscovite "en poisson"; planche VI, photo 4); il n'y a pas continuité entre la schistosité interne des grenats et la schistosité externe qui entoure ces miné-

raux. Nous n'avons pas trouvé une répartition régulière des axes de rotation dans ces grenats (planche V, photo 2); la photo 4, planche V, montre un disthène partiellement inclus dans un grenat et tronçonné à la bordure de celui-ci: les grenats syn à post-phase 1 ont tourné au cours de la deuxième phase ce qui entraîne une dispersion de leurs axes de rotation.

Le deuxième épisode (M4) est de basse pression (fig. 11), la succession minéralogique est: biotite, grenat, cordiérite et sillimanite. Il est statique, postérieur à la deuxième phase tectonique et antérieur à la troisième (fig. 12).

La biotite 2 est statique sur la foliation 1-2. La schistosité interne du minéral n'est pas replissée par la crénulation de la phase 3 (planche VI, photo 1). Lorsque la schistosité 3 existe, elle englobe ces biotites. Dans le complexe leptyno-amphibolique, on note une recristallisation des biotites du métamorphisme barrovien.

Les grenats 2 sont limpides, dénués d'inclusions et automorphes. Ils sont contournés par la schistosité 3.

La cordiérite est présente dans tout le complexe leptyno-amphibolique. Elle est généralement pinnitisée et envahit la roche de façon statique. Elle remplace la staurotide et le disthène en conservant la forme du minéral originel (planche VI, photos 2 et 3). Malgré l'absence de textures réactionnelles, la biotite intervient vraisemblablement dans ce remplacement: en effet, B.W. YARDLEY [1977] suggère que certains minéraux peuvent commencer à réagir sans modifications texturales. Bien que la cordiérite soit généralement en équilibre textural avec le grenat, elle peut parfois se former à ses dépens (variation de la composition du grenat?).

La sillimanite 2 apparaît simultanément avec la cordiérite au sommet du complexe leptyno-amphibolique. Elle se développe de façon statique sur la foliation (planche VI, photo 4).

4. ÂGES DES MÉTAMORPHISMES

On a montré [C. NICOLLET et A. LEYRELOUP, 1978] que le métamorphisme granulitique de haute pression (M1) est antérieur au métamorphisme régional hercynien: si les niveaux trondhjémiques de haute pression proviennent de la fusion partielle d'amphibolites, le métamorphisme de pression intermédiaire hercynien (M3) ne peut en être responsable. En effet, les trondhjémites étudiées se situent au toit du complexe basique, alors que la zone d'anatexie du métamorphisme M3 se situe à la base de cette formation. Les

données géochimiques [C. NICOLLET et *al.*, 1978] suggèrent une origine de ces trondhjémites par fusion partielle de roches acides, mais cela ne modifie en rien la conclusion précédente. Par ailleurs, les conditions P et T de ces deux événements métamorphiques sont très différentes (fig. 11).

Le métamorphisme granulitique est antérieur à la mise en place des orthogneiss du dôme du Lévezou (chap. E-2) (et par là même au métamorphisme de contact M2) datée au minimum à 450 M.A. [J.-M. CANTAGREL et M. PIBOULE, 1972].

Les âges apparents par la méthode Rb/Sr, réalisés par L. DELBOS et *al.* [1965] sur les biotites et les muscovites des micaschistes et gneiss orthodérivés du dôme du Lévezou donnent respectivement des âges de

350 M.A. et 290 M.A. pour les deux événements métamorphiques hercyniens. Toutefois, ne s'agissant que d'âges apparents, ces résultats doivent donc être utilisés avec précaution.

Les résultats de J.-M. CANTAGREL et M. PIBOULE [1971] par la méthode K-Ar sur les amphiboles des metabasites du complexe basique sont assez voisins : 350 M.A. et 300 M.A. MALUSKI (comm. pers.) obtient par la même méthode un âge de 280 M.A. sur une biotite de l'orthogneiss de Malpérié. Par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, il obtient, sur la biotite de l'orthogneiss du Pinet 321 ± 8 M.A. en fusion totale. On peut donc retenir les âges de 350 et 300-290 M.A. comme limites les plus récentes respectives des deux événements métamorphiques hercyniens.

F. - IMPLICATIONS GÉOTECTONIQUES

Quelle est la signification de ce complexe leptyno-amphibolique qui se trouve actuellement dans un contexte continental ? (Effectivement, la base actuelle de la croûte continentale se situe, sous le Massif central, à une profondeur de 25 à 30 km [A. HIRN, 1976]). L'association bimodale acide-basique, la présence d'ultrabasites, de métagyroclastites, l'affinité tholéiitique (océanique) des metabasites [M. PIBOULE, 1977 ; M. PIBOULE et J. PONTIER, 1977] nous ont amené à rapprocher cette formation des ceintures vertes archéennes ou protérozoïques [C. NICOLLET et A. LEYRELOUP, 1978]. Nous nous heurtons alors au problème de l'origine de ces ceintures vertes : ancienne croûte océanique, "mer terrestre relique" équivalente des mers lunaires [A.Y. GLIKSON, 1976], etc. Il n'est pas possible de discuter ici de ces différentes hypothèses. Toutefois, il faut remarquer que la deuxième hypothèse implique que la formation de ces ceintures soit ancienne [antérieure à 2,6 milliards d'années : A.Y. GLIKSON, 1976]. De plus, le faciès granulite rencontré dans les ceintures vertes est toujours de basse pression, les éclogites y sont jusque là absentes [R.J. LAMBERT, 1976]. Nous avons donc suggéré que le complexe basique pouvait constituer une séquence ophiolitique disloquée et métamorphisée dans une zone de subduction [C. NICOLLET et *al.*, 1978] : l'évolution prograde des conditions P, T, à laquelle les trondhjémites et les roches basiques encaissantes ont été soumises (fig. 11) est semblable à celle à laquelle on peut s'attendre au cours de l'enfoncement d'une croûte océanique dans une zone de subduction [O'HARA,

comm. pers. ; A. RAHEIM et D.H. GREEN, 1975] tandis que l'évolution rétrograde reflète la décompression due à la remontée isostatique [I. BRYHNI et *al.*, 1977 ; D. REINSCH, 1977].

Ce schéma, qui suppose l'existence d'une croûte océanique dans le Massif central, pose le problème de la présence du matériel gneissique et migmatitique, typiquement continental situé sous le complexe basique. On peut toutefois invoquer un mécanisme de subduction continentale comme le propose E. KROGH [1977] en Norvège : lorsque la croûte océanique a totalement disparu dans la zone de subduction, la marge continentale est entraînée à son tour ; M. MATTAUER et *al.* [1978] envisagent au cours d'un tel mécanisme, l'obduction d'une partie de la croûte océanique sur la "croûte continentale subductée".

Les massifs granitiques (orthogneiss du Pinet et du dôme du Lévezou) pourraient provenir de la fusion partielle de cette croûte continentale subductée au cours de la remontée et dateraient alors la fin du mécanisme. Compte tenu de l'âge de ces orthogneiss, ce mécanisme peut être calédonien, si l'âge de 450 M.A. [J.-M. CANTAGREL et M. PIBOULE, 1972] représente effectivement l'âge de mise en place de ces massifs. Toutefois, nous avons suggéré (chap. C, 3) que cette mise en place pourrait être plus ancienne. La relation comagmatique possible entre orthogneiss du Pinet et porphyroïdes de Réquista, qui sont considérés comme Cambrien inférieur par P. COLLOMB [1964] permet

aussi d'envisager que ce mécanisme soit panafricain. La tectogenèse hercynienne serait intracontinentale et cicatriserait le contact anormal complexe basique-dôme gneissique du Lévezou.

M. MATTAUER [1974], M. MATTAUER et A. ET-CHÉCOPAR [1976], J.-P. BURG [1977], J.-P. BURG et P. MATTE [1977] envisagent l'existence au nord du Massif du Lévezou d'un grand chevauchement vers le sud au cours de la tectogenèse hercynienne. Nous n'avons pas pu mettre en évidence une structure comparable dans le versant sud du Lévezou. Effectivement, nous ne pensons pas que le contact de base de l'orthogneiss du Pinet puisse être considéré comme un

accident majeur tangentiel. Nous avons suggéré qu'il s'agissait plutôt d'une faille ductile "normale."

La superposition lithologique normale de la série grésopélitique sur le complexe basique et la succession normale des isogrades du métamorphisme barrovien sont des arguments en faveur de l'autochtonie du Lévezou.

Toutefois, seule une étude générale de l'ensemble du dôme du Lévezou permettrait de trancher entre les deux possibilités.

G. - CONCLUSIONS

Cette étude montre que l'histoire tectono-métamorphique du dôme du Lévezou est complexe.

Le métamorphisme est polycyclique. Il comprend :

— un premier événement granulitique de haute pression ancien (M1) ;

— un métamorphisme de contact des orthogneiss, M2, vraisemblablement antérieur à 450 M.A. [J.-M. CANTAGREL et M. PIBOULE, 1972] ;

— un métamorphisme régional identique à celui connu dans l'ensemble du Massif central [M. CHENEVOY et J. RAVIER, 1971] mais qui contrairement à ce que pensent ces auteurs, est plurifacial (un épisode de pression intermédiaire (M3) suivi d'un épisode de basse pression (M4)).

Ce métamorphisme régional accompagne trois phases de déformation principales hercyniennes :

— une première phase tangentielle, contemporaine de M3, de direction N-S au déversement apparent vers l'ouest. Les mégastuctures sont inconnues ;

— une deuxième phase tangentielle de direction N 120° ;

— une phase de serrage tardif postérieure à M4.

Une zone de décollement liée à un cisaillement ductile vers le sud-est peut être le témoin d'un grand chevauchement vers le sud, contemporain de la phase I, ou

peut-être s'agit-il d'une grande faille normale ductile due au décollement de la série du Truel sur le complexe leptyno-amphibolique au cours de la phase 2 ?

Nous avons envisagé deux origines possibles pour le complexe basique du Lévezou : ceinture verte ou partie d'une séquence ophiolitique.

Ces résultats nous ont amenés à proposer à titre d'hypothèse l'existence, dans le Massif central, d'une croûte océanique s'enfonçant dans une zone de subduction. Ce phénomène serait antérieur à 450 M.A. et donc anté-hercynien.

REMERCIEMENTS

M. MATTAUER, A. LEYRELOUP, P. MATTE, J.-P. BARD (Université de Montpellier), P.H. THOMPSON (Canada), B. LASNIER, J. MARCHAND (Université de Nantes), A. AUTRAN (B.R.G.M. Orléans) et F. DEBRENNE (Muséum d'histoire naturelle, Paris) sont remerciés pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail. Les illustrations ont été réalisées par M. BŒUF et la dactylographie par Mlle SERRE. Le financement a été assuré par le laboratoire associé au C.N.R.S. n° 266, l'A.T.P. Géodynamique et le service de la Carte géologique du B.R.G.M.

TABL. I. — Compositions chimiques (1) des roches granitiques.

N	A 3	B 1	C 1	D 1	E 4	F 1	G 1
SiO ₂	70,34 (0,27)	73,48	72,70	73,91	68,00 (0,77)	68,73	75,25
Al ₂ O ₃	14,08 (0,15)	13,21	13,55	12,71	14,48 (0,39)	15,02	14,07
Fe ₂ O ₃	0,32 (0,05)	0,3	0,92	0,16	0,60 (0,21)	0,14	0,39
FeO	2,79 (0,13)	1,81	1,58	1,89	3,82 (0,26)	3,22	0,55
MnO	0,04 (0,01)	0,04	0,05	0,03	0,06 (0,01)	0,06	0,03
MgO	0,99 (0,18)	0,46	0,53	0,46	1,60 (0,28)	1,32	0,15
CaO	1,22 (0,06)	0,84	0,76	0,83	1,09 (0,34)	1,38	1,17
Na ₂ O	2,98 (0,07)	2,88	2,85	3,20	2,67 (0,28)	2,54	3,50
K ₂ O	4,67 (0,15)	5,22	5,21	5,13	4,34 (0,17)	4,76	4,36
TiO ₂	0,54 (0,02)	0,26	0,37	0,34	0,67 (0,06)	0,58	0,08
H ₂ O ⁺	0,01 (0,01)	—	0,04	0,06	0,03 (0,03)	0,04	0,06
H ₂ O ⁻	1,14 (0,03)	1,22	0,96	1,42	1,64 (0,38)	1,11	0,48

Orthogneiss du Pinet — faciès porphyroïdes : (A) : X = 635,5 - Y = 3 196 ; (B) : X = 634,2 - Y = 3 195 ; (C) : X = 629 - Y = 3 199 — microgranite : (D) : X = 635 - Y = 3 195,3 — faciès de bordure : (E) : X = 636 - Y = 3 196,2.

Orthogneiss de Malpérié — faciès porphyroïde : (F) : X = 644,5 - Y = 3 202,5.

Ortholeptynites roses du complexe basique : (G) : X = 644,8 - Y = 3 202.

N : nombre d'échantillons.

(.) : écart-type.

(1) : analyses effectuées par le C.R.P.G. Nancy et le C.G.G. Montpellier.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSCH K.H., WINKLER H.G.F. (1970). — An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *Neues Jb. Mineral Monatsh., Dtsch.*, pp. 325-336.
- ANASTASIOU P., SIEFERT F. (1972). — Solid solubility of Al₂O₃ in enstatite at high temperatures and 1-5 kbar water pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **34**, pp. 272-287.
- AUTRAN A., GUILLOT P. (1975). — Evolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (Massif central français). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **280 D**, pp. 1649-1652.
- BERGERON J. (1889). — Etude géologique du massif ancien situé au sud du Massif central. Thèse, Paris.
- BERGERON J. (1901). — Feuilles d'Albi et de Saint-Afrique. *Bull. Serv. Carte géol., Fr.*, **12**, n° 80 (C.R. Collab. 1900), pp. 417-428.
- BERGERON J. (1904). — Feuilles de Saint-Afrique et du Vigan. *Bull. Serv. Carte géol., Fr.*, **16**, n° 105 (C.R. Collab. 1904), pp. 94-97.
- BERGERON J. (1907). — Sur l'origine de la serpentine de la série cristallophyllienne de l'Aveyron et du Gard. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **144**, p. 983.
- BOETTCHER A.L. (1970). — The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressures and temperatures. *J. Petrol., G.B.*, **11**, pp. 337-379.
- BOISSE A. (1852). — Recherches sur les gîtes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits plutoniques. *Ann. Mines, Fr.*, (5), **2**.
- BOUCHEZ J.-L., BLAISE J. (1976). — Une structure hercynienne liée à un accident ductile : l'anticlinal de Lanvaux - Les-Ponts-de-Cé, aux environs d'Angers (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol., Fr.*, **7**, pp. 145-157.

- BOUCHEZ J.-L., PÉCHER A. (1976). — Textures et orientations préférentielles du quartz en relation avec le cisaillement du grand chevauchement central himalayen, 4^e R.A.S.T., Paris, p. 67.
- BRIAND B. (1973). — Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2^e série), section I, n^o 4, pp. 183-198.
- BRIÈRE V. (1920). — Les éclogites françaises - leur composition minéralogique et chimique - leur origine. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **43**, pp. 77-222.
- BRYHNI I., KROGH E., GRIFFIN W.L. (1977). — Crustal derivation of Norwegian eclogites : a review. *Neues Jb. Mineral. Abh., Dtsch.*, **130**, pp. 49-68.
- BURG J.-P. (1977). — Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère. Contribution du microscope électronique à transmission à l'étude de la déformation des minéraux dans les zones profondes. Thèse 3^e cycle, Montpellier, 79 p.
- BURG J.-P., MATTE P. (1977). — A cross-section through the Massif Central français and its variscan evolution. *Geotagung'77, Geol. Gesselschaft-Göttingen*.
- BURG J.-P., LAURENT P. (1978). — Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, **47**, pp. 15-42.
- CANTAGREL J.-M., PIBOULE M. (1971). — Mesure par la méthode à l'argon, de l'âge du métamorphisme de quelques metabasites du Rouergue cristallin (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **272**, pp. 1731-1734.
- CANTAGREL J.-M., PIBOULE M. (1972). — Nouvelles données radiométriques Rb-Sr sur les formations granitiques du Rouergue oriental (Massif central). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **274**, pp. 2125-2128.
- CHAPPEL B.W., WHITE A.J.R. (1974). — Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**, pp. 173-174.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1971). — Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central. Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français, pp. 109-132.
- COFFRANT D., PIBOULE M. (1971). — Les éclogites et roches associées des massifs basiques de Saint-Joseph (Monts du Lyonnais, Massif Central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIII, pp. 283-291.
- COLLOMB P. (1964). — Etude géologique du Rouergue cristallin. Thèse Paris. 5 tomes ronéotypés.
- COLLOMB P. (1969). — Orogenèses superposées et datations stratigraphiques dans les régions hercyniennes métamorphiques du Sud de la France. The geological Association of Canada, Special paper, n^o 5, pp. 89-104.
- DAROT M. (1973). — Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Applications à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Serrania de Ronda - Andalousie - Espagne). Thèse 3^e cycle, Nantes, 120 p.
- DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1965). — Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). Actes du 151^e Coll. Int. C.N.R.S. Nancy, pp. 322-344.
- DEMAY A. (1931). — Sur la tectonique hercynienne des Cévennes méridionales et du Rouergue. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **193**, p. 944.
- DEMAY A. (1942). — Microtectonique et tectonique profonde. *Mem. serv. carte géol. Fr.*
- DEMAY A. (1948). — Tectonique antéstéphanienne du Massif Central. *Mem. Serv. Carte Géol. Fr.*
- DURAND J. (1932). — Révision de la feuille de Rodez à 1/80 000. *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, **36**, n^o 187 (C.R. Collab. 1931), pp. 163-177.
- DURAND J., RAGUIN E. (1932). — Sur le granite de la région du Pinet (Aveyron). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **195**, p. 580.
- DUPUY C., LEYRELOUP A., VERNIÈRES J. (1977). — The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France). With special references to R.E.E., U and Th. Composition, Evolution, heat flow production. Congrès de géochimie, U.N.E.S.C.O. Paris.
- EISBACHER G.H. (1970). — Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountains Nova Scotia, Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, pp. 2009-2020.
- FLOOD R.H., SHAW S.E. (1975). — A cordierite-bearing granite suite from the new England batholith, N.S.V., Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **52**, pp. 157-164.

- FLOOD R.H., SHAW S.E. (1977). — Two "S-type" granite suites with low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from the new England Batholith, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **61**, pp. 163-173.
- FORESTIER F.H. (1963). — Métamorphisme hercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, 271, **59**.
- FORSTER C.T. (1977). — Mass transfer in sillimanite-bearing pelitic schists near Rangeley, Maine. *Amer. Mineralogist*, **62**, pp. 727-746.
- GANGULY J. (1972). — Staurolite stability and related parageneses: Theory, experiments, and Applications. *J. Petrol., G.B.*, **13**, pp. 335-365.
- GARDNER P.M., ROBINS B. (1974). — The olivine-plagioclase reaction: Geological evidence from the Seiland petrographic province, Northern Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **44**, pp. 149-156.
- GIGNOUX N. (en préparation). — Etude gravimétrique de la ceinture leptyno-amphibolique du Lézou (Rouergue, Massif central français). Diplôme d'ingénieur géophysicien. Strasbourg.
- GIROD M., PIBOULE M. (1971). — Sur le caractère exceptionnel des paragenèses des roches basiques et des amphibolites dérivées du Viala du Tarn, Aveyron (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **273**, pp. 128-131.
- GLIKSON A.Y. (1976). — Earliest precambrian ultramafic - mafic volcanics rocks: ancient oceanic crust or relic terrestrial maria? *Geology*, **4**, pp. 201-205.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967). — An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, pp. 767-833.
- GREEN T.H. (1976). — Experimental generation of cordierite — or garnet — bearing granitic liquids from a pelitic compositions. *Geology*, **4**, pp. 85-88.
- GRIFFIN W.L., HEIER K.S. (1973). — Petrological implications of some coronas structures. *Lithos*, **6**, pp. 315-335.
- GUEIRARD S. (1976). — Le "granite de Barral." Un témoin des conditions sévères de métamorphisme (Granolite high grade) qui ont affecté la région occidentale du massif des Maures (Var-France). *C.R. Acad. Sci., Fr., A*, **283**, pp. 455-457.
- HAMET J. (1975). — Etude systématique par la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ des processus orogéniques. Exemple de la Montagne Noire. Thèse d'Etat, Paris, 248 p.
- HIRN A. (1976). — Sondages sismiques profonds en France. *Bull. Soc. géol., Fr.*, **5**, pp. 1065-1071.
- HOLDAWAY M.J. (1971). — The aluminium silicate triple-point. *Amer. J. Sci.*, **269**, pp. 97-131.
- HOLDAWAY M.J. (1972). — Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of $f(\text{O}_2)$ and Fe content. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **37**, pp. 307-340.
- HOSCHEK G. (1969). — The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **22**, pp. 208-232.
- JAMES R.S., HAMILTON D.L. (1969). — Phase relations in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ at 1 kbar Water Vapour Pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **21**, pp. 111-141.
- KROGH E. (1977). — Evidence of Precambrian continent-continent collision in Western Norway. *Nature*, **267**, pp. 17-19.
- LACROIX A. (1917). — Sur la transformation de quelques roches éruptives basiques en amphibolites. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **164**, p. 969.
- LAMBERT R.J. (1976). — Archean thermal regimes, crustal and upper mantle temperatures and a progressive evolutionary model for the Earth in The early history of the Earth. B.F. Windley, ed. John Wiley and Sons., pp. 363-373.
- LASNIER B. (1970). — Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif armoricain et du massif des Maures (France). Thèse 3^e cycle, Nantes, 297 p.
- LASNIER B. (1974). — Origine du corindon secondaire dans les gabbros, norites et pyroxénolites à spinelle du "Pont de l'Ouen," Bretagne méridionale, France. *Bull. Soc. géol. Mineral. Bretagne. C.*, **6**, 2, pp. 109-130, 5 pl. h.-t.
- LASNIER B. (1977). — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'Etat, Nantes, 351 p.

- LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973). — Découverte d'un granite "charnockitique" au sein de "gneiss œillés." Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif armoricain méridional (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **41**, p. 131-144.
- LEYRELOUP A., DUPUY C., ANDRIAMBOLOLONA R. (1977). — Catazonal xenoliths in French Neogene volcanic rocks : Constitution of the lower crust. 2. Chemical composition and consequences of the evolution of the french Massif central Precambrian crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, pp. 283-300.
- LUTH W.C., JAHNS R.H., TUTTLE O.F. (1964). — The granite system of pressure of 4 to 10 kilobars. *J. geophys. Res.*, **69**, pp. 759-773.
- LY S. (1976). — Etude gravimétrique de la partie SE de la ceinture leptyno-amphibolique du Lévezou (Rouergue, Massif central français). Rapport de stage D.E.A., Montpellier.
- MATTAUER M. (1974). — Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Sud de la France ? 2^e R.A.S.T. Pont-à-Mousson, p. 279.
- MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1976). — Argument en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif central français. Colloques internationaux du C.N.R.S., n° 268, Ecologie et géologie de l'Himalaya, pp. 261-267.
- MATTAUER M., PROUST F., TAPPONNIER P. (1978). — Tectonic mechanism of obduction in relation with high pressure metamorphism. Colloque du C.N.R.S. Basic Ultra Mafic Association (à paraître).
- NICOLET B. (1963). — Etude géologique et métallogénique de l'Albigeois. La région d'Alban - Saint-Jean-de-Jeannes. Thèse 3^e cycle. Paris, 89 p.
- NICOLLET C. (1977). — Une nouvelle éclogite à disthène et corindon primaires dans les complexes leptyno-amphiboliques du Massif central français (Lévezou, Rouergue). *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, **100**, pp. 334-337.
- NICOLLET C., LEYRELOUP A. (1978). — Pétrologie des niveaux trondhjémiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif central français. *Canad. J. Earth Sci.*, **15**, pp. 696-707.
- NICOLLET C., LEYRELOUP A., DUPUY C. (1978). — Petrology and geochemistry of high pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from Southern Massif Central, France in "Trondhjemites, Dacites and Related Rocks," F. Barker (ed.), Elsevier (sous presse).
- PIBOULE M. (1977). — Mise en évidence par les méthodes statistiques multivariées de deux séries magmatiques à l'origine des ortho-amphibolites rutènes. 5^e R.A.S.T. Rennes, p. 377.
- PIBOULE M., COFFRANT D. (1970). — Métagabbros coronitiques dans le Rouergue et le Limousin (Massif central français) : un stade banal de l'éclogitisation. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **270**, pp. 22-24.
- PIBOULE M., PONTIER J. (1977). — Géochimie comparée des amphibolites en bancs et des métagabbros associés : application des méthodes statistiques multivariées à l'étude des métabasites rutènes et conséquences sédimentologiques. 5^e R.A.S.T. Rennes, p. 379.
- POWELL D., TREAGUS J.E. (1967). — On the geometry of S-shaped inclusion trails in garnets porphyroblasts. *Mineral. Mag., G.B.*, **36**, pp. 453-456.
- PRESNALL D.C., BATEMAN P.C. (1973). — Fusion relations in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **84**, pp. 3181-3202.
- RAHEIM A., GREEN D.H. (1975). — P, T paths of natural eclogites during metamorphism — a record of subduction. *Lithos*, **8**, pp. 317-328.
- RAMSAY J.G. (1967). — Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New York, 568 p.
- RAMSAY J.G., GRAHAM R.H. (1970). — Strain variation in shear belts. *Canad. J. Earth Sci.*, **7**, pp. 786-813.
- REINSCH D. (1977). — High pressure rocks from Val Chuisella (Sesia-Lanzo zone, Italian Alps). *Neues Jb. Mineral. Abh.*, **130**, pp. 89-102.
- RICHARDSON S.W. (1968). — Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-OH. *J. Petrol., G.B.*, **9**, pp. 467-488.
- ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. Mem. Serv. Carte Géol. Fr.

- SANTALLIER D. (1975). — Les intercalations basiques dans les gneiss de la partie nord de la feuille de Tulle à 1/50 000. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, 2^e série, sect. I, n^o 4, pp. 221-233.
- SCHARBERT H.G. (1963). — Die granulite des Südlichen niederösterreichischen Moldanubikums I Teil. *Neues Jb. Mineral. Abh.*, **100**, 1, pp. 59-86.
- SCHREYER W. (1968). — A reconnaissance study of the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at pressures between 10 and 25 kbar. *Yb. Carnegie Inst. Wash.*, **66**, p. 380.
- SPRY A. (1969). — Metamorphic textures. Pergamon press, London, 350 p.
- STRECKEISEN A. (1976). — Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt. *Neues Jb. Mineral. Monatsh. Dtsch.*, **1**, pp. 1-14.
- TUTTLE O.F., BOWEN N.L. (1958). — Origin of granite in the light of experimental studies in the system $Na Al Si_3O_8 - K Al Si_3O_8 - SiO_2 - H_2O$. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **74**, 153 p.
- VARNE R. (1977). — On the origin of spinel lherzolite inclusions in basaltic rocks of Tasmania and elsewhere. *J. Petrol., G.B.*, **18**, pp. 1-23.
- VOGEL D.E. (1967). — Petrology of an eclogite and pyrigarnite — bearing polymetamorphic rock complex at Gabo Ortegá N.W. Spain. *Leidse geol. Meded.*, **D 40**, pp. 121-213.
- WHITNEY J.A. (1975). — The effects of pressure, temperature and XH_2O on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *J. Geol.*, **83**, pp. 1-32.
- WINKLER H.G.F. (1974). — Petrogenesis of metamorphic rocks. 3^e édition Springer Verlag Berlin - Heidelberg.
- YARDLEY B.W. (1977). — The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**, pp. 53-58.
- ZWART H.J. (1960). — Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees and their chronological succession. *Geologie Mijnbown*, **D 29**, p. 163-180.
- ZOUBEK V. (1971). — Upper mantle project programme in Czechoslovakia 1962-1970. Geology Final Report - Prague.

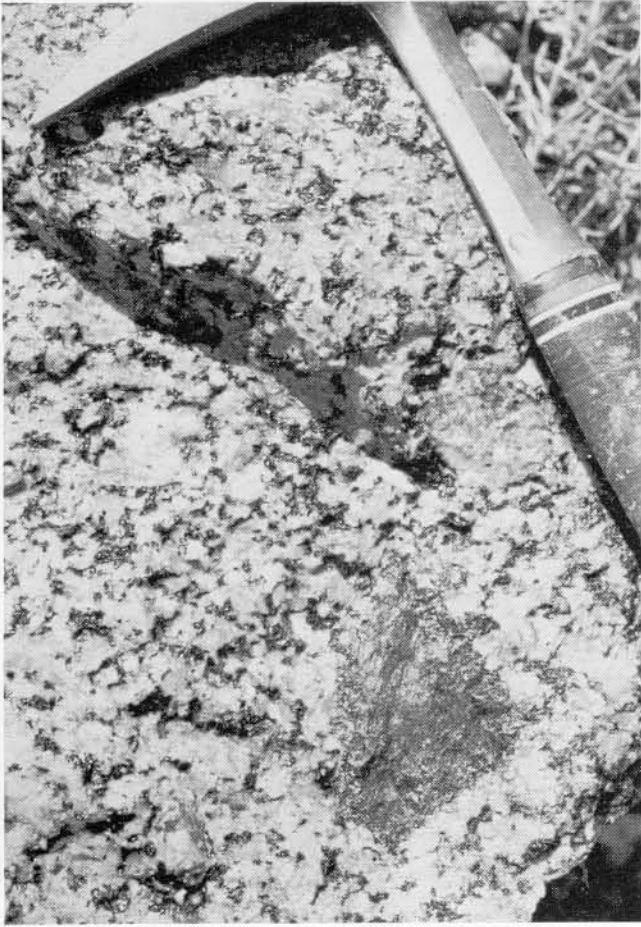
PLANCHE I

PHOTO 1. — Orthogneiss porphyroïde du Pinet.

PHOTO 2. — Zone de cisaillement dans le faciès fin de bordure de l'orthogneiss. En pointillés : allure de la schistosité ; flèche : sens de cisaillement.

PHOTO 3. — Lentilles granitiques dans la série grésopélique au contact de l'orthogneiss du Pinet.

PHOTO 4. — Sacule d'origine inconnue dans la dolomie du Pont de la Rode. Remarquer les trois cloisons (L.N.) (photo F. DEBRENNE).



1



2



3



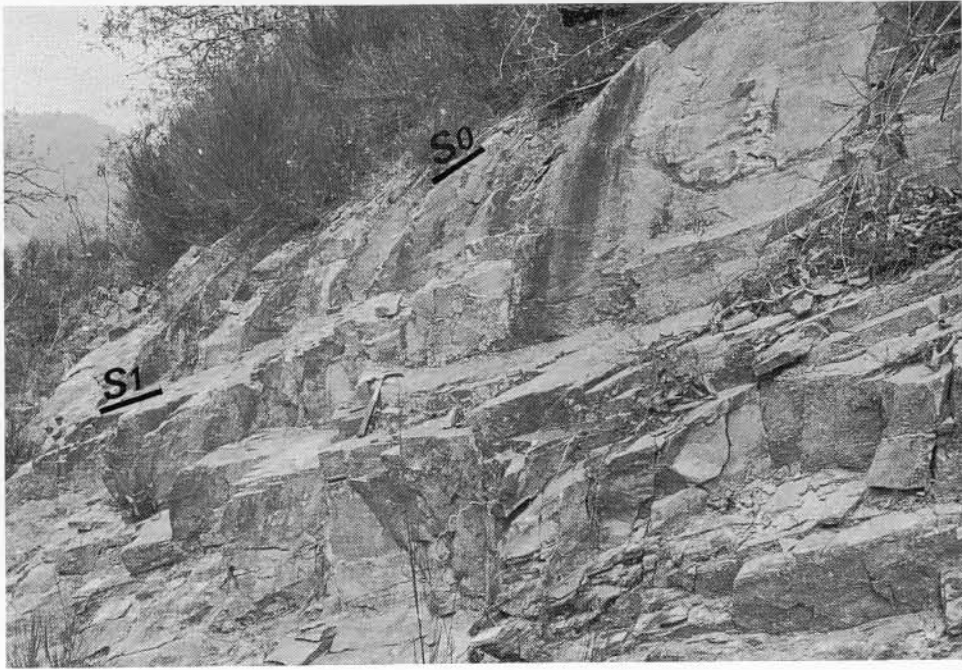
4

PLANCHE II

PHOTO 1. — Pli de phase 1 synfolial dans des quartzites.

PHOTO 2. — Schistosité 2 de pli fracture avec début de transposition de la S1. Recristallisation des biotites en arcs polygonaux (L.N.).

PHOTO 3. — Déformation ductile du quartz lors de la phase 3 (Platten-quartz matérialisant la S3). Contact de base de l'orthogneiss.



1



2



3

PLANCHE III

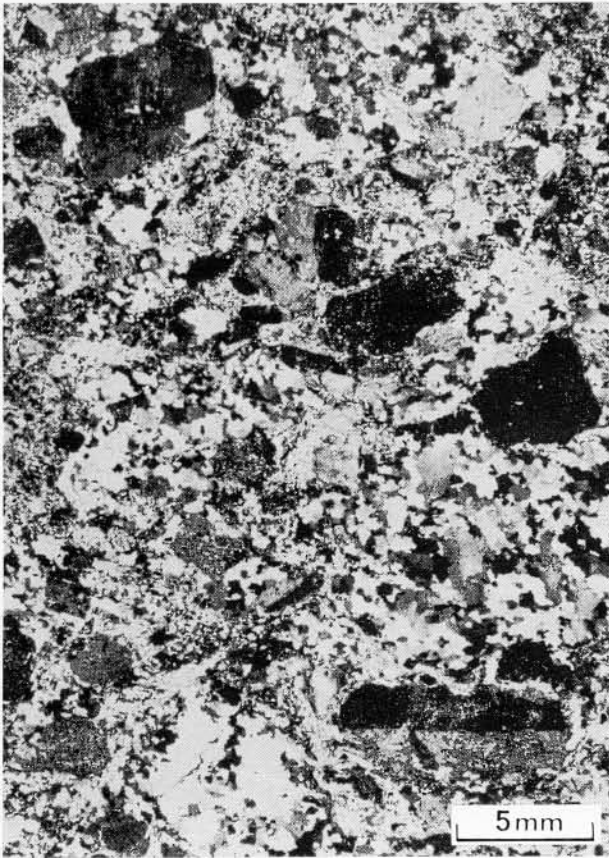
Apparition de la schistosité par cisaillement ductile dans le faciès fin de l'orthogneiss du Pinet. L'échelle est la même sur les quatre photos (photos P. LAURENT).

PHOTO 1. — Stade 1 : faciès peu déformé.

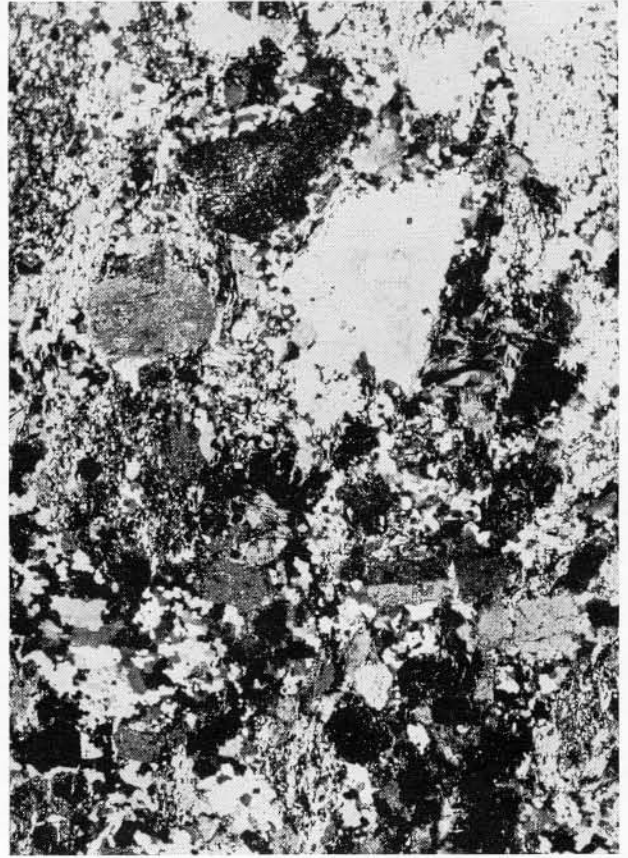
PHOTO 2. — Stade 2 : structure porphyroclastique relique.

PHOTO 3. — Stade 3 : structure mosaïque.

PHOTO 4. — Stade 4 : structure en rubans.



1



2



3



4

PLANCHE IV

PHOTO 1. — Métacornéenne à nodules de sillimanite. Noter les stratifications entrecroisées.

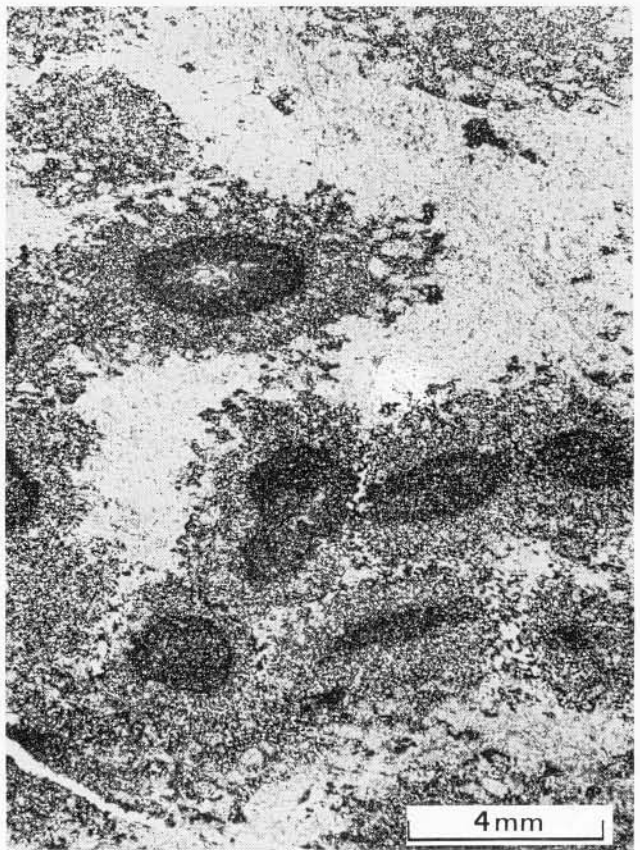
PHOTO 2. — Métacornéenne à nodules de sillimanite (L.N.).

PHOTO 3. — Andalousite à cœur de corindon. Cornéenne d'Estalane (L.N.).

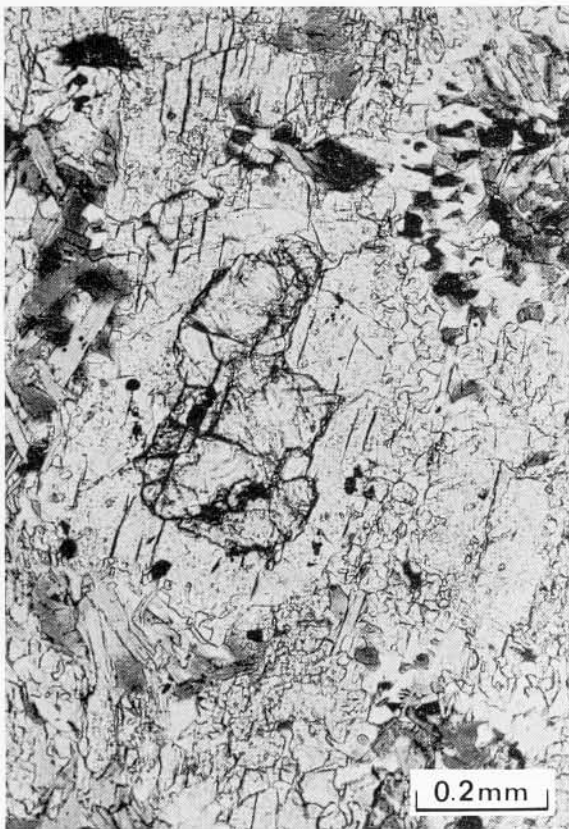
PHOTO 4. — Sillimanite prismatique se développant sur une andalousite spongieuse. Cornéenne d'Estalane (L.N.).



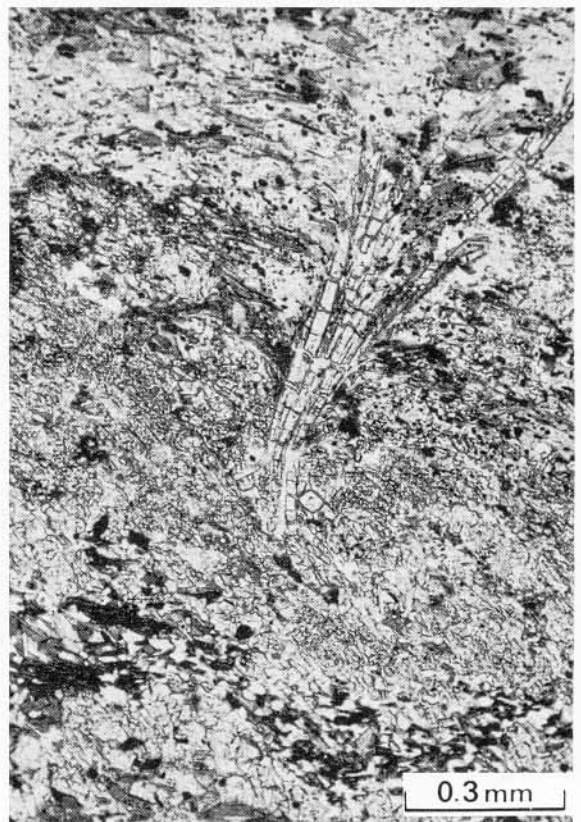
1



2



3



4

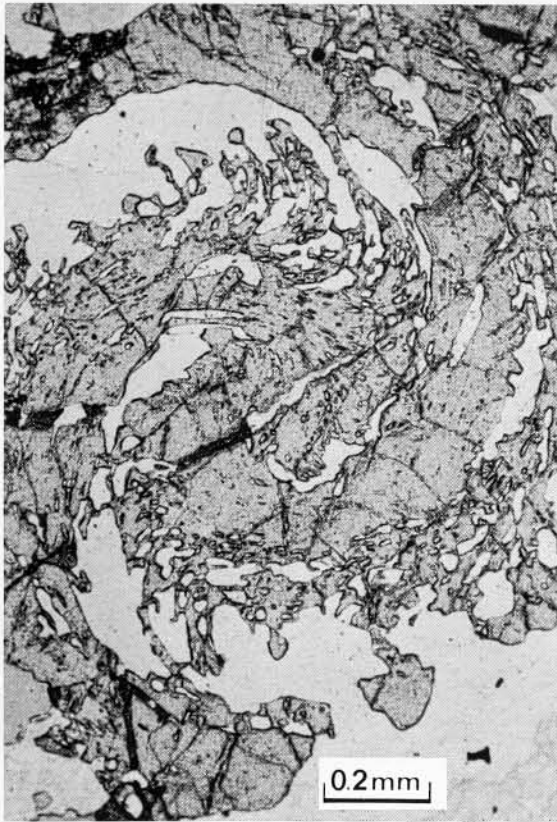
PLANCHE V

PHOTO 1. — Grenat à inclusions spiralées syntectoniques de la phase 1. L'angle de rotation est d'environ $\pm 250^\circ$ (L.N.).

PHOTO 2. — Mème type de grenat. Section parallèle à l'axe de rotation (R) matérialisé selon D. POWELL et J.E. TREAGUS [1967] par la disposition en deux ellipses des inclusions. La position anormale de cet axe dans un plan sub-perpendiculaire à la S1-2 montre que le grenat a cristallisé au cours de la première phase tectonique et a tourné au cours de la deuxième (L.N.).

PHOTO 3. — Croissance épitaxique de la sillimanite (Si) dans les biotites pseudo-morphosant partiellement le grenat (L.N.).

PHOTO 4. — Disthène (di) partiellement inclus dans un grenat (gr) et tronqué à la bordure de celui-ci. La cassure suggère que le grenat a tourné (après cristallisation des deux minéraux dans S1) au cours de la phase 2 (L.P.).



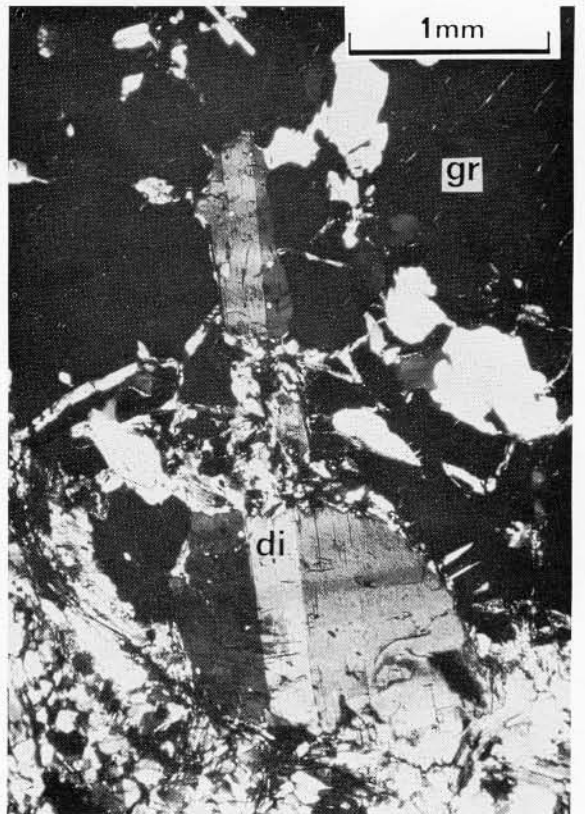
1



2



3



4

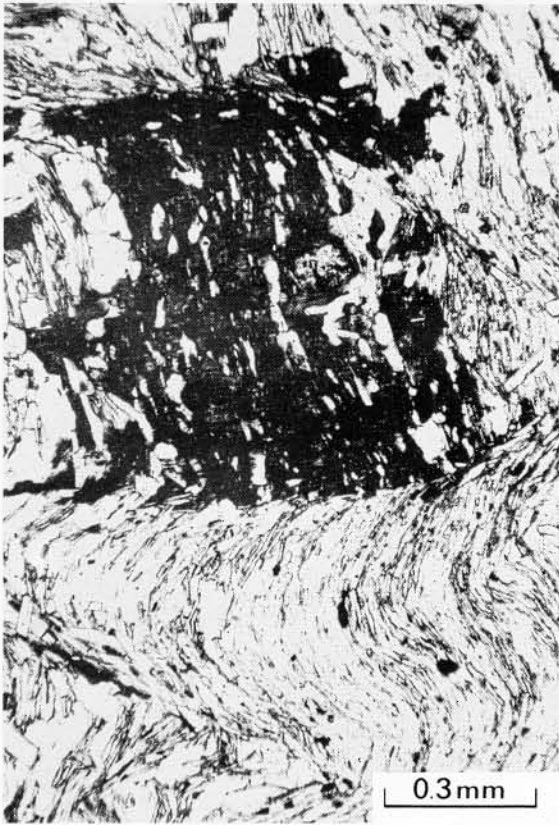
PLANCHE VI

PHOTO 1. — Développement précoce par rapport à la troisième phase tectonique de la biotite 2 (L.N.).

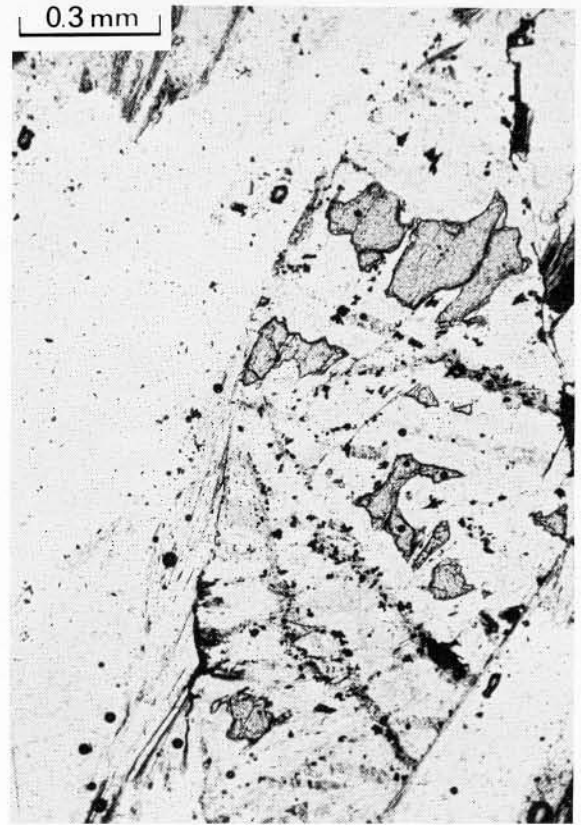
PHOTO 2. — Cordiérite pinnitisée remplaçant une staurotide (L.N.).

PHOTO 3. — Cordiérite pinnitisée remplaçant un disthène (L.N.).

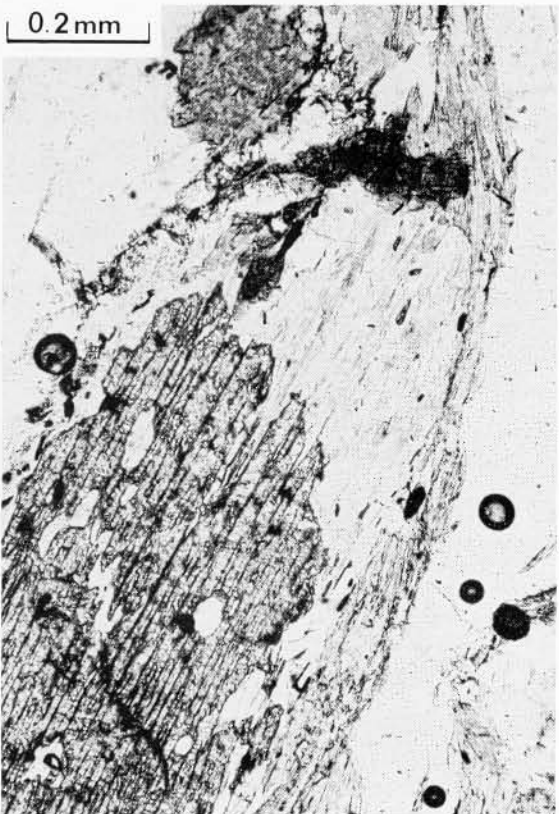
PHOTO 4. — Développement statique de la sillimanite 2 sur la biotite autour d'une muscovite (L.N.).



1



2



3



4