

Le massif du Lézou et les séries adjacentes du Rouergue oriental. Nouvelles données pétrographiques et structurales*

Jean-Pierre Burg⁽¹⁾, Claude Delor⁽²⁾, André Leyreloup⁽³⁾

Mots-clés : *Métapélite, Paragneiss, Orthogneiss, Composition alcaline, Composition calco-alcaline, Métabasite Groupe leptyno-amphibolique, Microtectonique, Métamorphisme régional, Cisaillement, Orogénie hercynienne, Aveyron (Massif Lézou), Rouergue*

Résumé

Nous décrivons les séries cristallophylliennes du Rouergue oriental et nous montrons que les orthogneiss qui sont dominants appartiennent à deux générations d'intrusifs : une première lignée d'affinité alcaline est en chronologie relative suivie d'une lignée d'affinité calcoalcaline.

Nous reconnaissons aussi, à partir des successions minérales et des relations cristallisation-déformation dans les métapélites, trois domaines métamorphiques :

a) au nord, l'unité allochtone du Vibal est constituée de paragneiss à sillimanite et d'orthogneiss à reliques éclogitiques,

b) à l'ouest et au sud du groupe leptyno-amphibolique, les formations paradérivées para-autochtones ont subi un métamorphisme de pression intermédiaire tardi-hercynien. Les isogrades rattachés à cet événement sont géométriquement liés aux orthogneiss calco-alcalins,

c) le groupe leptyno-amphibolique et le massif du Lézou ont subi un métamorphisme barrovien, contemporain des plissements tangentiels.

Les sens de cisaillement recensés dans les orthogneiss calco-alcalins et les nouvelles observations pétrographiques sont incompatibles avec une structure en dôme thermique du massif du Lézou. A ce stade de l'étude, nous discutons la structure du Lézou en terme de tête plongeante de pli couché.

(1) Centre de géologie et géophysique
USTL, Place E. Bataillon, 34060 Montpellier cedex

(2) Laboratoire de Pétrologie des zones profondes
USTL, Place E. Bataillon, 34060 Montpellier cedex

(3) Laboratoire de Pétrologie
USTL, Place E. Bataillon, 34060 Montpellier cedex

* Manuscrit soumis le 20 mai 1984, accepté pour publication le 15 novembre 1984
Manuscrit définitif actualisé reçu le 15 mai 1986.

Abstract

In the southern part of French Massif central, the eastern Rouergue consists of metamorphic terrains. The foliation planes define a circular structure demarcated by a basic to ultrabasic horizon (the leptyno-amphibolitic belt). Two metasedimentary units are recognized, namely a paragneiss series and pelitic schists. However, the most abundant rocks are orthogneisses. We show that the orthogneisses belong to two different magmatic distributions : the alkaline metagranitoids represent ancient plutons. Along with the intruded metasedimentary units they have been involved in a complex deformational history (three phases of successive folding) during the Variscan Orogeny. The emplacement of the calc-alkaline plutonic rocks seems to have occurred at the end of the second phase and to have been completed during the third phase of folding.

Analysis of crystallisation-deformation relationships, mineral assemblages and the succession of the isograds reveals three metamorphic units :

a) to the North, the "synclinal du Vibal" is a southwards thrust sequence of sillimanite paragneisses, orthogneisses and high pressure metabasites which overlie gneisses in the staurolite zone of metamorphism,

b) to the West and the South of the leptyno-amphibolitic belt the rocks constitute a par- autochthonous unit which has suffered an intermediate pressure type metamorphism whose climax was reached after the main foliation development. Detailed mapping gives evidence that the isograds are closely associated with the calc-alkaline syntectonic plutons,

c) the leptyno-amphibolitic series and the inner part of the circular structure have suffered a barrovian type metamorphism contemporaneous with the main foliation development.

It is argued that neither the petrological observations nor the tectonic data are consistent with the present interpretation of a dome structure for the inner series and the leptyno-amphibolites. Our discovery of three distinctly different metamorphic units and of the thrust "Le Vibal syncline" calls for a dramatic reinterpretation of the eastern Rouergue as a possible fold nappe.

I.-Introduction

I.1-Situation géographique et géologique

Le Rouergue cristallin oriental est constitué de séries métamorphiques paradérivées, d'orthogneiss et d'une ceinture leptyno-amphibolique (P. Collomb, 1970). Les schistes de cette région sont traditionnellement considérés comme l'équivalent des séries moins métamorphiques de l'Albigeois qui disparaissent, au sud, sous la couverture mésozoïque et cénozoïque du Bassin aquitain. A l'est, ces terrains sont recouverts par le Mésozoïque des Causses, tandis qu'au nord les terrains sédimentaires du Déroit de Rodez les séparent des séries de la Châtaigneraie et de Saint-Geniez d'Olt. Cette étude concerne essentiellement les régions de Salles-Curan, Réquista et Naucelle où le lever de la carte géologique à 1/ 50 000 nous a permis de travailler en détail, et de visiter plus rapidement les régions de Rodez, Rieuepeyroux et Saint-Beauzély.

I.2-Travaux antérieurs

On doit de nombreuses informations aux auteurs qui ont étudié avant nous le Rouergue oriental. En particulier :

A. Boisse (1852, 1858) met en place les grandes unités sur la première carte géologique de l'Aveyron.

J. Bergeron (1889) propose le premier qu'un métamorphisme "général" affecte les séries du Rouergue oriental et mentionne la présence de schistes à minéraux (andalousite-staurotide) associés aux gneiss ocellés. En 1904, il indique l'âge anté-stéphanien de ce métamorphisme et, en 1905, il reconnaît la continuité de la bande amphibolique sur la bordure occidentale du Lévézou.

A. Demay (1931a) reprend cette notion de métamorphisme régional qu'il associe à une tectonique tangentielle, déversée vers le sud et dont l'âge est compris entre le Viséen et le Westphalien supérieur. Il considère les "gneiss ocellés du Tarn" comme un granite syntectonique, mis en place cependant avant le plissement essentiel hercynien. Il indique encore (1935; 1942) que le métamorphisme initial des séries était très faible et que le métamorphisme régional est lié à la montée du magma qui aurait donné naissance, dans l'épizone, à une mésozone et une catazone "peu épaisses en raison de la profondeur réelle". Il pense enfin que les gneiss du dôme du Lévézou sont probablement de même origine que les schistes du Tarn et de l'Albigeois.

J. Durand et E. Raguin (1932) remarquent que le granite du Pinet, postérieur au métamorphisme général anté-hercynien, est intrusif entre les phyllades et schistes cristallins du Sud, et une série plus métamorphique au nord.

H.R. Von Gaertner (1937) attribue les faciès les plus métamorphiques à un métamorphisme de contact autour du granite de Pinet-Cassagnes. En accord avec J. Durand et E. Raguin, il propose que cet intrusif soit synchrone des plissements majeurs qu'il date,

par comparaison avec la Montagne Noire, entre le Viséen et le Stéphanien ; de plus, il remarque la vergence apparente nord des structures entre Rodez et le Tarn; pour lui, les séries sont rétro-morphosées ultérieurement.

M. Roques (1941), sans rejeter l'importance du métamorphisme de contact autour des laccolites syncinématiques de type Pinet, interprète la zonéographie des séries paradérivées indépendamment de la géométrie des intrusifs. Pour lui, le métamorphisme régional est tardi-silurien (p.382) et résulte d'un processus en deux étapes : le premier épisode, de caractère mésozoïque, est suivi d'une rétro-morphose générale dans l'épizone (zone des "micaschistes supérieurs") attribuée aux soulèvements calédoniens. La mise en place des laccolites syncinématiques marquerait la fin du métamorphisme régional et le début de l'orogène hercynien.

P. Collomb (1970) individualise deux épisodes tectonométamorphiques :

1) Il rattache à l'orogène calédonien la première phase "Rutène" qui se traduit par un métamorphisme de faible degré (séricitoschistes) et la présence locale de grenat ou staurotide post-tectonique en bordure de massifs migmatitiques (forêt des Palanges). Ses arguments microtectoniques rendent compte d'une "pression tangentielle" SSW-NNE.

2) Il attribue à l'Hercynien la phase du "Bas Rouergue" (assemblages à muscovite-chlorite) et des plis d'axe NNW. Cet événement se superpose à la phase Rutène dans les régions de Naucelle-Pont de Tanus et devient le seul discernable plus à l'est.

L. Delbos *et al.* (1964-1965) datent entre-temps les micas des séries cristallophylliennes par la méthode Rb/Sr et donnent des âges apparents dispersés qu'ils classent en deux ensembles :

1) le premier autour de 360 MA ⁽¹⁾ rajeunit le métamorphisme "Rutène" de P. Collomb que ces auteurs rattachent donc à "l'orogène breton".

2) le second autour de 300 MA ⁽¹⁾ correspondrait aux assemblages du "Bas-Rouergue".

J.M. Cantagrel et M. Piboule (1971) mesurent par la méthode K/Ar deux groupes d'âges distincts, l'un à 350 MA et l'autre à 300 MA, pour des amphiboles des metabasites appartenant à la ceinture du Lévézou. Par ailleurs, ils obtiennent (1972) avec la méthode Rb/Sr roche totale un âge de 446 ± 12 MA ⁽¹⁾ pour la mise en place de l'orthogneiss du Pinet et, un âge à 411 ± 17 MA ⁽¹⁾ pour un ensemble d'orthogneiss de l'intérieur du Lévézou (Bouloc, Malpérié-Haut, Salles-Curan, Pareloup).

C. Nicollet (1978) étudie le versant sud du dôme du Lévézou dans une région où l'orthogneiss du Pinet est intrusif entre la série grésopélitique du Truel et la ceinture leptyno-amphibolique. Il met en évidence deux phases de plis isoclinaux d'axes respectivement N-S puis NW-SE, suivies d'une phase 3^e de serrage responsable des plis orientés N100-110°. Ces phases tectoniques, toutes rattachées à l'orogène hercynien, sont contemporaines d'un métamorphisme régional plurifacial comprenant :

⁽¹⁾ Age recalculé avec $\lambda_{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11}$ /an

1) Un premier épisode de pression intermédiaire syn-à post phase 1 tangentielle et caractérisé par la succession minéralogique :

chlorite-muscovite-biotite-grenat-disthène-staurotide-sillimanite

2) Un second épisode de basse pression post-phase 2-anté phase 3 est responsable de la succession minéralogique :

biotite-grenat-cordiérite-sillimanite.

Le caractère ancien de l'événement granulitique haute pression qu'il reconnaît dans certaines roches basiques est, pour C. Nicollet, confirmé par la présence d'enclaves éclogitiques dans les orthogneiss de type Pinet dont le métamorphisme de contact est considéré comme antérieur à 446 MA (âge mesuré par J.M. Cantagrel et M. Piboule, 1972). Il signale cependant l'âge de 321 ± 8 MA obtenu par H. Maluski sur la biotite du Pinet (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en fusion totale). Il note d'autre part que l'événement granulitique de haute pression n'est pas retrouvé dans la série du Truel. Par analogie avec les complexes leptyno-amphiboliques décrits ailleurs dans le Massif central, il propose que le groupe puisse être une ceinture verte charriée vers le sud sur le dôme du Lézéou.

N. Gignoux (1978) effectue une étude gravimétrique de la région. Il montre que la ceinture basique du Lézéou est un excellent marqueur. L'interprétation de l'anomalie créée ne lui permet pas de prolonger cette unité au-delà de 4 ou 5 km de profondeur.

C. Pin (1981) date à 360 ± 20 MA (méthode U/Pb sur zircons) le granite du Pinet.

J.P. Burg et C. Teyssier (1983) observent la juxtaposition tectonique de deux unités paradérivées dont le métamorphisme prograde est contemporain de la tectonique hercynienne. Parallèlement, ils étudient la déformation de quelques laccolites de type Pinet extérieurs au massif du Lézéou et proposent que le métamorphisme régional soit lié au contact de ces orthogneiss. Cette idée est reprise par C. Delor *et al.* (1984). Ils interprètent en termes d'auréoles thermiques autour des orthogneiss syn-tectoniques les isogrades reconnus dans les métapélites du Rouergue oriental et précisent les conditions de pression et de température de ce métamorphisme.

J.M. Lafon (1984) par la géochronologie U-Pb sur zircons obtient un âge de 557 ± 10 MA par intercept supérieur pour la métagranodiorite de Caplongue. Cet âge remet en cause l'appartenance de ce massif à la famille des orthogneiss syntectoniques comme l'avaient fait J.P. Burg et C. Teyssier (1983).

M.H. Lévêque (1985) souligne une tendance alcaline nette pour trois faciès formant le Massif des Palanges. Cette tendance alcaline pourrait être l'effet d'une albitisation secondaire datée par la méthode K/Ar vers 200-210 MA (J.M. Schmitt *et al.*, 1984). Elle date par la méthode U/Pb sur zircons ces trois faciès et propose une mise en place à 595 ± 10 MA pour le massif des Palanges.

C. Meyzindi (1985) précise cartographiquement la continuité entre les séries du Rouergue oriental et celles de l'Albigeois cristallin, au sud.

Enfin signalons la thèse de J.M. Lafon (1986) qui étend l'application de la systématique U/Pb sur zircons à différents orthogneiss du Rouergue oriental :

Intercept inférieur à 361 ± 9 MA pour la métagranodiorite à biotite de Caplongue, à 336 ± 5 MA pour l'orthogneiss de Rodez, intercept supérieur à 600 ± 30 MA pour la métagranodiorite de Laclau.

I.3-Intérêt de l'étude

Les travaux récents consacrés au Massif central ont modifié pour beaucoup l'image géologique que l'on avait de ce massif cristallin, en particulier en soulignant l'intérêt tectonique, pétrologique et géochimique des groupes leptyno-amphiboliques (J.P. Burg, P. Matte, 1978 ; C. Nicollet *et al.* 1979 ; C. Pin, J.R. Lancelot, 1982, par exemple). De ce fait, la remarquable structure du dôme du Lézéou nécessitait, après la monographie consacrée en 1970 au Rouergue par P. Collomb, une nouvelle étude de son contexte géologique à l'échelle du Rouergue oriental. Nous avons brièvement publié nos résultats et les discussions qu'ils soulevaient au fur et à mesure de l'état d'avancement de cette étude (J.P. Burg *et al.* 1984a, C. Delor *et al.* 1985). Une publication plus détaillée était nécessaire pour compléter l'information déjà présentée. C'est donc afin de préciser la structure, le type de métamorphisme et les relations entre métamorphisme et déformations que nous présentons les résultats d'une cartographie détaillée suivie d'une étude pétrographique fine des roches clés retrouvées ou découvertes dans cette région. Cette démarche essentiellement descriptive nous a permis, de plus, de dresser une carte des isogrades (ce qui n'a jamais été fait ici) et de préciser leurs relations avec les intrusifs type Pinet et avec le groupe leptyno-amphibolique.

II.- Lithologie

Les trois grandes unités lithologiques ont été reconnues avant nous. Ce sont (fig.1 et carte hors texte) :

- les séries paradérivées
- les orthogneiss
- la ceinture leptyno-amphibolique

II.1.- Les séries paradérivées

a) A l'extérieur du Lézéou

A la suite de J.P. Burg et C. Teyssier (1983), nous distinguons deux séries paradérivées :

- la série grésopélitique
- la série des gneiss fins

La distinction essentielle entre ces deux séries tient dans la proportion relative des métagreywackes nettement plus puissantes dans la série des gneiss fins que dans la série grésopélitique, à dominante pélitique. Ces deux séries métamorphiques montrent les associations minéralogiques suivantes :

quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, \pm grenat (1)
quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite (2)
quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite,

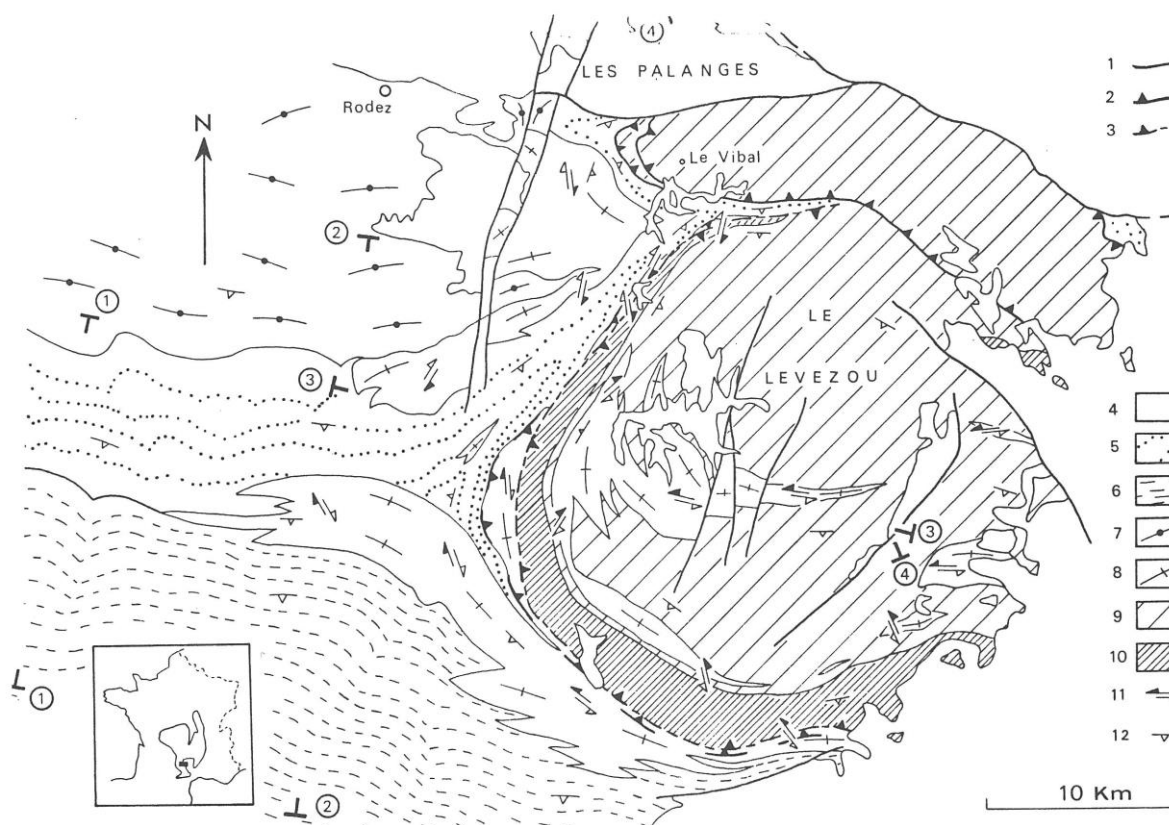


Fig. 1. - Schéma structural des terrains cristallins du Rouergue oriental.

1, faille. 2, chevauchement. 3, chevauchement supposé. 4, couverture sédimentaire. 5, série des gneiss fins. 6, série grésopélitique. 7, orthogneiss alcaïn de Rodez. 8, orthogneiss alcaïn, type Pinet.

grenat (3)
quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide (4)
quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide, disthène (5)
quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, disthène (6)
quartz, plagioclase, biotite, grenat, staurotide, disthène, \pm sillimanite (7)

La chlorite primaire a seule été prise en compte dans les associations typomorphes où elle constitue, avec la muscovite et le quartz, la trame de la roche. Signalons cependant qu'une chlorite secondaire vert-pâle constitue de grands blastes post-foliaux, parfois maclés, autour des massifs "type Pinet".

Le plagioclase toujours acide et peu abondant peut présenter au contact des orthogneiss des cristaux sub-automorphes, parfois maclés Carlsbad (contact de l'orthogneiss de Longanhès).

-Muscovite et surtout biotite développent des poeciloblastes plurimillimétriques statiques sur la foliation régionale.

Le grenat apparaît généralement en petits cristaux limpides présentant un coeur riche en minéraux

9, métaxites à sillimanite et orthogneiss alcaïn du Lévezou et du Vibal. 10, groupe leptyno-amphibolique. 11, sens de cisaillement (flèche noire = compartiment supérieur). 12, direction et pendage de foliation $S_{1,2}$. Les cercles numérotés indiquent la localisation des coupes géologiques (fig. 5, 6, 7, 8).

opaques. Plus localement, il forme des individus millimétriques à coeur hélicitique ou bien des structures en atoll.

Enfin staurotide, disthène et localement sillimanite jalonnent la périphérie de métagranodiorites.

Tourmaline, souvent zonée optiquement, apatite, zircon et un polymorphe basse température du rutile (anatase ou brookite) constituent les minéraux accessoires auxquels viennent parfois s'ajouter épidote et calcite dans les termes épizonaux plus carbonatés. L'ilménite sous forme de petits individus allongés souligne la foliation régionale, en particulier quand les phénomènes de cristallisation sont peu marqués. Le rutile est observé dans les associations (4) à (7).

Dans la série des gneiss fins, des cornéennes et schistes tachetés affleurent au voisinage des orthogneiss du Pinet et de Trémouilles ou localement au sein des gneiss fins "atypiques". Il s'agit souvent de roches sombres à petits nodules qui apparaissent sur la foliation en tâches oblongues. En lame mince, ces nodules sont formés d'agrégats finement cristallisés de sillimanite pseudomorphosant d'anciennes biotites et cordiérites.

b) Dans le Lézéou

Pour nous (comme A. Demay, 1942), aucun caractère macroscopique (sinon un début de mobilisation) ne permet de séparer les gneiss fins qui affleurent à l'intérieur et à l'extérieur du Lézéou. Des faciès de convergence dus à la mobilisation ou au laminage rendent parfois difficile la séparation entre roches ortho et paradérivées pour lesquelles les associations minéralogiques sont :

- quartz, plagioclase, muscovite, biotite (8)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat (9)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, ± grenat, feldspath potassique (10)
- quartz, plagioclase, biotite, grenat, ± feldspath potassique, ± sillimanite, ± muscovite (11)

L'assemblage (11) caractérise la majorité des termes paradérivés. La biotite forme de grands blastes brun acajou et de fines intercalations au sein des muscovites. Cette texture particulière n'est pas retrouvée à l'extérieur du Lézéou. L'absence de minéraux alumineux typomorphes de haut degré métamorphique dans les associations (8), (9) et (10) contraste avec la texture souvent anatectique de la roche. Cette minéralogie est attribuée au chimisme de la roche totale (pauvre en alumine). Les termes pélitiques au contact des orthogneiss de type Pinet ou en enclaves dans ces derniers montrent des textures de cornéennes et schistes tachetés (J. Durand, 1932 in A. Demay, 1935, p.4) différentes de celles observées à l'extérieur du Lézéou. Ces roches contiennent sillimanite prismatique, corindon, andalousite (C. Nicollet, 1978) et également cordiérite et feldspath potassique (C. Delor et A. Leyreloup, en préparation). Le disthène est plus rarement observé.

c) La série des Palanges.

En bordure de la forêt des Palanges, un ensemble de termes pélitiques, similaires à ceux de la série grésopélitique au sud, présente les associations

- minéralogiques (8), (9), et les suivantes :
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide, ± pinite (12)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide, andalousite (13)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, feldspath potassique (14)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, sillimanite (fibrolite) (15)
- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat sillimanite (fibrolite et prismatique) (16)

Apatite, zircon et ilménite sont accessoirement présents. La cordiérite pinitisée pseudomorphose souvent le staurotide.

d) Chimisme des termes paradérivés.

Les tableaux Ia et Ib et le diagramme AFM (fig.2a) montrent le caractère plus magnésien des gneiss fins par rapport aux pélites de la série grésopélitique. Il souligne d'autre part la remarquable constance du rapport M/FM ($0.41 < M/FM < 0.52$) dans les gneiss fins. Cette série constitue donc un cas privilégié de chimisme constant pour l'étude des processus métamorphiques où seuls interviendront les variables intensives. Notons par ailleurs que le chimisme des gneiss fins "atypiques" correspond à celui de métagreywackes et non à celui de tonalites (H.G.F. Winkler, 1979).

Le caractère plus alumineux des pélites de la série grésopélitique et leurs teneurs plus faibles en ferromagnésiens par comparaison aux métagreywackes de la série des gneiss fins apparaît clairement dans le diagramme A'KF (fig.2b). Les teneurs en potassium des deux groupes de roches restent dans la même gamme de variation. D'une manière générale, les variations de chimisme au sein des deux séries ne montrent dans les diagrammes AFM et A'KF aucune corrélation avec le degré de métamorphisme, mais tiennent plutôt compte des hétérogénéités locales de chimisme.

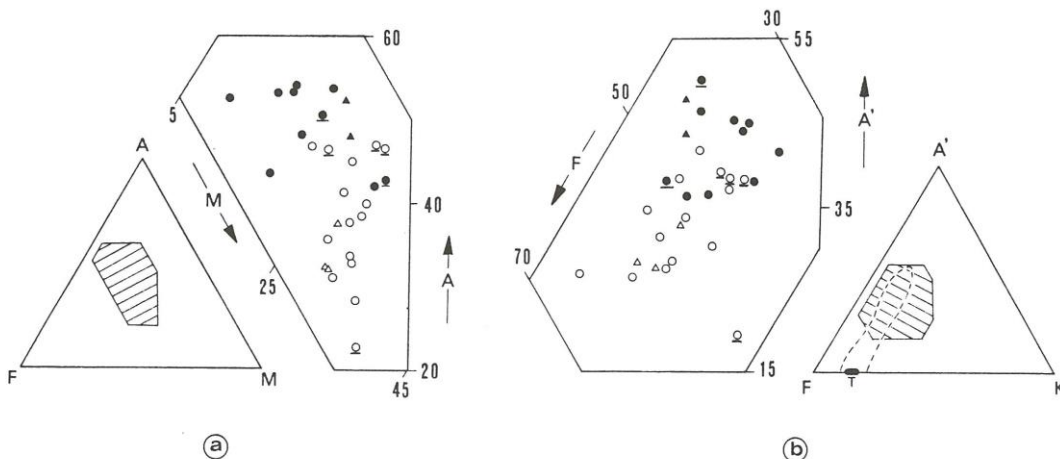


Fig.2.- Report des compositions chimiques des roches paradérivées du Rouergue oriental dans les diagrammes AFM (a) et A'KF (b). Données nouvelles (tab.Ia et b) et données soulignées de P. Collomb (1970, analyses 36, 37, 38, 41, 48, 49).

cercle vide, gneiss fin. cercle plein, pélite de la série grésopélitique. triangle vide, cornéenne de l'extérieur du Lézéou. Triangle plein, cornéenne de l'intérieur du Lézéou. Les champs des tonalites (T) et des métagreywackes (aire en tireté) ont été figurés d'après H.G.F. Winkler (1979).

REF	ND	ND	RD	RD	RD	RD	RD	RD	RD	RD	SB	SB
	16	17	101	124	153-3	153-5	166	174	189	300	74-1	74-9
	<i>Série des gneiss fins</i>										<i>Cornéennes (IL)</i>	
X	612.4	612.1	618.4	616.4	623.6	623.5	625.2	623.8	623.4	627.7	646.9	646.9
Y	3211.3	3213.6	3212.2	3212.8	3210.4	3210.3	3204	3208.9	3209.9	3210.4	3206.6	3206.6
SiO ₂	60.27	68.64	60.62	55.22	60.37	67.10	62.91	71.18	63.50	68.72	46.74	49.10
Al ₂ O ₃	17.00	14.85	19.73	20.55	19.20	15.36	17.10	13.85	16.66	14.86	28.83	26.30
FeO ^t	7.57	4.40	6.12	6.52	5.82	5.04	4.93	3.47	5.45	4.50	8.01	7.38
MnO	0.07	0.08	0.11	0.12	0.07	0.05	0.05	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07
MgO	3.30	2.11	2.15	3.20	3.02	2.53	2.35	1.48	2.35	1.96	3.93	3.71
CaO	0.27	0.96	0.32	1.25	0.85	1.45	0.17	0.83	0.38	1.09	0.08	0.09
Na ₂ O	0.60	2.31	1.72	2.52	2.65	3.43	0.51	2.24	1.86	2.85	0.26	0.95
K ₂ O	4.30	3.50	3.90	5.27	3.30	1.73	5.30	3.43	3.33	3.02	4.67	5.18
TiO ₂	0.84	0.64	0.78	0.87	0.76	0.66	0.69	0.56	0.74	0.62	1.11	1.12
P ₂ O ₅	0.09	0.15	0.07	0.12	0.10	0.16	0.12	0.15	0.12	0.17	0.21	0.27
H ₂ O ⁺	0.35	0.19	0.23	0.29	0.25	0.13	0.66	0.10	0.34	0.13	0.51	0.59
H ₂ O ⁻	3.82	1.94	3.02	2.56	2.33	1.00	3.75	1.70	3.84	1.45	4.71	3.84
TOTAL	98.48	99.77	98.77	98.49	98.72	98.64	98.54	99.08	98.63	99.44	99.13	98.80

Tabl.1 a.-
Compositions chimiques des roches paradérivées
x et y : coordonnées Lambert. Cornéennes (IL) : cornéennes
affleurant à l'intérieur du Massif du Lévezou.
Les analyses chimiques ont été effectuées au Laboratoire de
géochimie des éléments en trace (C.G.G Montpellier) par
spectrométrie d'absorption atomique, exceptées pour SiO₂, TiO₂ et
P₂O₅ (colorimétrie). Analystes : DS. Pourtales et L. Savoyant

Tabl.1 b.-
Compositions chimiques des roches paradérivées (suite)
x et y : coordonnées Lambert. Cornéennes (EL) : cornéennes
affleurant à l'extérieur du Massif du Lévezou.

REF	ND	ND	ND	RD	RD	RD	RD	OL	RD	RD	RE	RAL
	8	9	73	26	49	58	64	552	510	512	36	30
	<i>Série grésopélitique</i>								<i>Cornéennes (EL)</i>			
X	604.4	601	594.5	614.7	615.2	620.5	619.3	622.8	626.4	627.9	634.2	623.5
Y	3210.1	3206.9	3200.7	3195.3	3194.1	3197.9	3199.4	3200.2	3216.6	3216	3195.7	3205.8
SiO ₂	46.88	71.24	66.23	60.17	71.89	70.67	53.33	50.06	55.57	64.60	60.48	61.89
Al ₂ O ₃	27.28	14.30	16.45	18.81	13.47	14.22	23.90	26.34	20.70	16.54	17.80	17.62
FeO ^t	8.46	3.65	6.23	5.67	3.28	4.86	6.96	6.30	7.42	5.04	6.30	5.40
MnO	0.10	0.03	0.06	0.04	0.05	0.05	0.07	0.07	0.11	0.07	0.11	0.05
MgO	2.03	0.98	1.13	2.91	1.03	1.25	1.94	2.55	3.39	2.44	2.92	3.18
CaO	0.08	0.19	0.05	0.09	0.16	0.09	0.07	0.08	1.10	0.61	0.89	0.20
Na ₂ O	0.98	0.71	0.37	1.70	1.94	1.76	0.40	0.66	2.45	1.46	1.94	0.65
K ₂ O	6.35	4.28	3.15	4.67	3.44	3.55	6.20	6.95	5.02	4.26	4.80	5.20
TiO ₂	1.10	0.61	0.68	0.88	0.58	0.67	0.90	0.98	0.84	0.69	0.80	0.75
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.08	0.17	0.10	0.08	0.06	0.15	0.20	0.16	0.23	0.16
H ₂ O ⁺	0.18	0.37	0.27	0.24	0.20	0.20	0.38	0.21	0.20	0.34	0.22	0.20
H ₂ O ⁻	6.02	2.86	4.11	3.82	3.48	2.27	5.15	4.38	1.37	2.52	1.93	3.10
TOTAL	99.57	99.30	98.81	99.17	99.62	99.67	99.36	98.73	98.37	98.73	98.42	98.40

Les cornéennes et schistes tachetés de l'extérieur du Lézéou ont une composition chimique similaire à celle des gneiss fins tandis que ceux de l'intérieur, plus alumineux, se rapprochent plutôt des pélites.

II.2.- Les orthogneiss

Ces roches constituent plusieurs massifs présentant chacun des caractères particuliers. Outre les porphyroïdes de la série grésopélitique (J. Bergeron, 1889), deux grands types peuvent être séparés par leur minéralogie et leur chimisme :

-les intrusifs alcalins qui ont enregistré les mêmes déformations et le(s) même(s) métamorphisme(s) que les séries encaissantes.

-les intrusifs calco-alcalins (dans lesquels des faciès équants sont préservés entre des zones déformées aux caractères structuraux différents de ceux de l'encaissant) pourraient être syntectoniques (J.P. Burg, C. Teyssier, 1983) et donc plus jeunes que les précédents.

Le report des analyses roches totales (fig.3) est effectué à partir des données nouvelles (tabl. IIa et IIb) et des résultats de P. Collomb (1970), C. Nicolle (1978), M.H. Lévêque (1983), C. Meyzindi (1985) et J.M. Lafon (1986).

a) Les intrusifs alcalins

Le qualificatif alcalin est employé ici au sens pétrographique du terme (A. Streckeisen, 1976). Trois grandes unités sont séparées (fig.1) :

- au nord, l'orthogneiss des Palanges
- au nord-ouest, l'orthogneiss de Rodez
- dans le Lézéou, une suite d'orthogneiss faiblement anatectiques.

1) L'orthogneiss des Palanges

Le "Massif des gneiss roses de la forêt des Palanges" (P. Collomb, 1970) est géographiquement remarquable puisqu'il constitue le principal relief à l'est de Rodez. Deux faciès principaux ont été bien décrits par P. Collomb, (1970, pp. 93 à 101) dans ce massif très altéré (épaisse arène très claire, il affleure de ce fait assez mal) mais dont l'origine granitique a été reconnue depuis longtemps (J. Bergeron, 1905) :

1) un faciès grenu, parfois non orienté, est largement dominant. Déformé en certains points (et alors appelé "gneiss de Reilhac" dont la foliation à chlorite et muscovite est toujours assez grossière avec une rare linéation), ce faciès a une certaine patine rose caractéristique due à l'altération du feldspath potassique. Au nord-est, près de Bertholène, des mylonites typiques ont été reconnues (P. Collomb, 1970).

2) un faciès microgrenu (appelé "microgranite d'Agén d'Aveyron") constituerait une différenciation périphérique du faciès précédent (J. Marre, 1965 ; P. Collomb, 1970).

Au point de vue minéralogique, les deux faciès sont constitués de quartz, feldspath potassique automorphe plus ou moins perthitique, de rares cristaux d'albite-oligoclase, de muscovite et de biotite. Les minéraux accessoires sont une amphibole (ferropargasite : M.H. Lévêque, 1985), chlorite, grenat, apatite et zircon.

Ces deux faciès acides s'accompagnent de termes plus basiques appelés "amphibolites des Palanges" par P. Collomb (1970, pp. 116-117) (tabl IIa).

Amphibole brun vert; plagioclase (An 40) et zoïsite constituent l'essentiel de ces métabasites pauvres en quartz. Les analyses chimiques (fig 3) montrent le caractère alcalin de l'orthogneiss dont les zircons sont datés à 595 ± 10 MA (M.H. Lévêque, 1985).

Les termes basiques associés ont un chimisme de gabbro (rapport normatif An/Or $> 6,48$ < $\text{SiO}_2 < 55$).

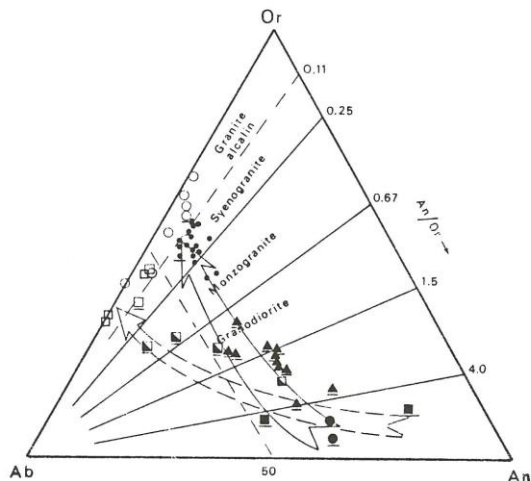


Fig.3.-Report des compositions chimiques des différents types d'orthogneiss du Rouergue oriental dans la classification normative de A. Streckeisen (1976). Analyses nouvelles soulignées (cf. tabl. IIa et b) et données de P. Collomb (1970), C. Nicolle (1978), M.H. Lévêque (1983), C. Meyzindi, (1985) J.M. Lafon (1986). points : orthogneiss calco-alcalin (type Pinet). cercle vide : orthogneiss du massif des Palanges; - cercle plein : terme basique du massif des Palanges. carré vide : orthogneiss de Rodez. carré plein et à demi-plein : terme basique et intermédiaire du massif de Rodez. triangle plein : granodiorite.

2) L'orthogneiss de Rodez

Ce massif de teinte claire, rose, parfois jaunâtre, et à grains fins est pauvre en quartz (localement bleuté). Les anciens phénocristaux de feldspath sont nombreux et en amandes symétriques ne dépassant pas 2 à 3 cm de long. La roche a une foliation fine et régulière sur laquelle la linéation minérale est peu marquée. Ce massif affleure au cœur d'une large antiforme dont la terminaison périclinale se trouve au sud d'Agén d'Aveyron. Mal classé comme "gneiss métasomatique" par P. Collomb (1970, pp. 192 à 195), cet orthogneiss est constitué de quartz, de feldspath potassique plus ou moins perthitique dans la matrice, de plagioclase (An 5-20), de muscovite et de biotite. Les principaux minéraux accessoires sont apatite, leucocène, opaques et zircon.

Dans la région de Rodez, il montre un litage magmatique (pl. 1B) dans lequel interviennent les amphibolites type "le Monastère" (P. Collomb, 1970, p. 196). Ces métabasites sont dans l'ensemble plus

riches en quartz et biotite que celles du massif des Palanges. Plagioclase (An 30), feldspath potassique, amphibole brun vert, épidote, et plus rarement grenat complètent l'assemblage minéralogique. Cette pétrographie et les relations avec les orthogneiss décrits supra montrent qu'il s'agit pro-parte de précurseurs basiques connus dans ce type de contexte (R. Caby, comm. pers.) et rappellent macroscopiquement les syénites et monzosyénites mésocrates. Des termes hypersiliceux type felsites siliceuses leur sont par ailleurs associés. Dans ces roches à quartz et oligoclase dominants, une biotite ferrifère est largement exprimée. Du point de vue chimique, l'orthogneiss de Rodez tombe dans le champ des granites alcalins (fig.3). Les métabasites associées, par comparaison avec le massif des Palanges, montrent une plus grande diversité chimique depuis des termes gabbroïques jusqu'à des compositions de monzosyénites alcalines (fig.3 et tabl.IIa, pl. 1a). Une telle évolution basique-acide correspond aux lignées alcalines reportées par A. Streckeisen (1976) dans son diagramme "Or-Ab-An" (fig. 3). Il faut noter cependant que le rapport "Al/Ca + Na + K" des termes acides reste dans tous les cas supérieur à 1. Cette absence de termes méta-alumineux ($Al < Na + K + 2Ca$) et hyperalcalins ($Al < Na + K$) rend difficile le parallèle avec un magmatisme alcalin typique de complexe anorogénique (B. Bonin, 1977). Les zircons de deux faciès de ce massif ont une riche composante héritée ; ils définissent une droite qui recoupe la courbe Concordia à 336 ± 5 MA par intercept inférieur, et à 2040 ± 37 MA par intercept supérieur (J.M. Lafon, 1986).

3) Les orthogneiss anatectiques.

Le Lévézou est constitué d'orthogneiss et de paragneiss plus ou moins mobilisés suivant les endroits ; cette mobilisation "en bouffées" peut être à l'origine de faciès de convergence qui ne permettent pas toujours de séparer avec certitude ces deux types de formation. Cependant quelques faciès typiques montrent sans ambiguïté l'existence d'orthogneiss parmi les "migmatites lit par lit et les anatexites associées" de P. Collomb (1970, pp. 128 à 131). C'est le cas entre Viarouge et Boulouis où des phénoclastes de feldspath potassique sont partout préservés, et près de Lacan, au sud de Ségur, où ils atteignent 10 cm.

Le massif de Viarouge, à yeux centimétriques de feldspath, montre une foliation et un litage anatectique marqués, sur lesquels une linéation minérale est exceptionnellement préservée. L'anatexite confère à la roche de patine rose ou jaunâtre, toujours claire, une texture plus ou moins saccharoïde, granoblastique. Cet orthogneiss est essentiellement constitué de quartz, feldspath potassique en clastes et dans la matrice, oligoclase, muscovite et biotite sombre ; myrmékite, opaque, sphène, apatite et zircon sont les traditionnels accessoires. Il est souvent altéré en arène grossière qui permet de l'identifier dans les régions où les affleurements sont rares. En l'absence d'analyses chimiques nous le considérons comme alcalin car il ressemble pétrographiquement à l'orthogneiss de Lissirou analysé par P. Collomb (1970, p. 120). Ce second massif constitue le cœur de la synforme du Vibal dont nous parlerons plus loin et contient de nombreux boudins d'éclogites (à l'ouest du Vertalais ils sont signalés par M. Roques, 1941, p. 42), de gabbros (Les Crouzets) et d'amphibolites (cf. P. Collomb, 1970, pp. 117-119).

b) Les orthogneiss calco-alcalins

1) Les orthogneiss oeilés type Pinet

Les laccolites rattachés à cet ensemble et qui affleurent en dehors du Lévézou ont été largement décrits par J.P. Burg et C. Teyssier (1983) auxquels nous renvoyons le lecteur.

A l'intérieur du Lévézou des massifs comparables ont été cartographiés (massifs d'Estalane, Malpérié, Salles-Curan, Pareloup, Tour d'Alrance ; P. Collomb, 1970, pp. 62 à 72) auxquels s'associent de nombreuses lentilles isolées que nous ne pouvons citer. Tous ces orthogneiss présentent des contours localement sécants sur la foliation régionale (discordance remarquée par P. Collomb, 1970, p. 127).

Deux faciès toujours associés sur le terrain ont été observés :

-Le faciès dominant, remarquable par la taille des phénocristaux de feldspath potassique, montre sur le terrain des "boules" de granite équant préservées entre des zones très gneissifiées.

-Localement, un faciès à grain fin, souvent équant, contient des enclaves de cornéennes à sillimanite et de gneiss fins plissés.

Ces orthogneiss sont constitués de quartz, microcline perthitique, oligoclase, chlorite secondaire, biotite, muscovite et localement grenat et cordiérite. A Font-Bonne (sud-est d'Arviu, coordonnées Lambert $x=627$, $y=3209,5$) le faciès à grain fin a subi le métamorphisme du Lévézou : les biotites réagissent avec le plagioclase et donnent disthène et grenat. Les réactions de type "charnockitique" (B. Lasnier *et al.* 1973) signalées dans le laccolite qui longe la ceinture leptyno-amphibolique (J.P. Burg et C. Teyssier, 1983) semblent avoir la même origine, mais dans un degré métamorphique moins élevé puisque le disthène n'est pas produit.

Des enclaves d'amphibolites (parfois à grenat) et de granulites affleurent localement au sein des orthogneiss calco-alcalins du Lévézou, bien que leur relation avec l'encaissant n'apparaisse pas clairement, compte tenu des conditions d'affleurement. Entre Bouloc et Saint-Beauzély, des niveaux éclogitiques métriques à hectométriques conservent, en dépit d'une évolution rétrograde avancée (kélyphitoïde à clinopyroxène, amphibole, plagioclase) des associations primaires de haute pression :

-Disthène et zoïsite millimétriques présentent, en lame mince, des couronnes d'oligoclase semblables à celles décrites par C. Nicollet et A. Leyreloup (1978) dans le groupe leptyno-amphibolique.

-Le grenat plurimillimétrique conserve des inclusions d'épidote et de pyroxène primaire.

-Plus rarement, des grains de corindon sont toujours associés à du rutile.

De telles associations et textures rappellent les paragenèses éclogitiques du groupe leptyno-

REF	RD	RD	RO	RO	RO	RO	RO	RD
	685	687a	142d	142e	143c	144b	144c	689
	<i>M. Rodez</i>							<i>M. Pal.</i>
X	617.4	627.8	620	620	620.1	619.7	619.7	636.5
Y	3215.6	3227.8	3225.5	3225.5	3225.9	3227.1	3227.1	3229.6
SIO ₂	71.32	75.52	75.22	53.98	48.52	66.84	47.35	48.82
AL ₂ O ₃	14.83	11.95	12.83	13.95	14.31	14.41	14.25	16.80
FeO ^t	2.02	1.49	1.83	10.92	12.15	5.40	12.87	8.10
MNO	0.02	0.03	0.02	0.19	0.17	0.15	0.24	0.19
MGO	0.71	0.09	0.19	3.18	2.86	0.47	6.66	9.65
CAO	0.78	0.56	1.42	5.60	13.73	2.15	8.80	8.96
NA ₂ O	4.50	2.80	4.30	3.35	0.85	3.92	2.96	2.35
K ₂ O	3.90	5.85	2.50	2.53	0.85	2.80	0.77	0.44
TIO ₂	0.33	0.17	0.17	1.89	2.93	0.57	2.88	0.60
P ₂ O ₅	0.16	0.04	0.05	0.79	0.75	0.13	0.54	0.09
H ₂ O ⁺	0.13	0.05	0.12	0.26	0.08	0.44	0.13	0.20
H ₂ O ⁻	0.93	0.54	0.60	1.98	1.21	1.36	0.75	2.02
TOTAL	99.63	99.09	99.25	98.62	98.41	98.64	98.20	98.22

Tabl. 2.a-
Compositions chimiques des différents types d'orthogneiss.
x et y : coordonnées Lambert. M. Rodez : Massif de Rodez,
(métagranites et metabasites)
M. Pal.: Massif des Palanges (metabasite).

Tabl. 2.b.-Compositions chimiques des différents types
d'orthogneiss (suite)
x et y : coordonnées Lambert

REF	RD	RD	RE	SC	RD	RD	RD	RD	RD	RD	SE	SE
	649	683	43b	141	534	669	670	676	679	697a	22-1	22-4
	<i>Orthogneiss calcoalcalins</i>				<i>Granodiorites</i>							
X	629.2	623.7	640.1	627	627.4	622.3	623.5	630.7	651.7	630.4	650.4	651
Y	3211.9	3202.5	3196.4	3209.5	3216.3	3208.6	3210.7	3221.6	3217.9	3209.4	3221.1	3222.8
SIO ₂	69.30	71.71	71.73	67.75	57.34	67.81	63.52	66.64	66.55	64.89	57.81	51.83
AL ₂ O ₃	14.48	13.94	14.10	15.45	14.51	15.55	15.50	15.16	15.37	15.42	15.80	16.00
FeO ^t	3.33	2.02	2.07	3.89	7.23	3.56	5.15	4.12	3.84	4.50	7.20	8.93
MNO	0.05	0.01	0.03	0.06	0.14	0.05	0.10	0.08	0.08	0.08	0.12	0.16
MGO	1.24	0.59	0.66	1.85	7.20	1.19	2.70	1.68	1.57	2.17	4.53	6.52
CAO	1.25	0.76	0.90	1.05	7.33	3.60	4.65	3.45	4.00	4.80	5.50	7.57
NA ₂ O	2.70	2.75	2.81	2.70	1.78	3.32	2.60	3.05	3.38	2.80	2.67	2.68
K ₂ O	4.68	5.38	5.20	3.98	1.38	2.53	2.54	3.23	2.55	2.65	2.40	1.22
TIO ₂	0.54	0.39	0.33	0.60	0.49	0.34	0.46	0.46	0.42	0.48	1.17	1.71
P ₂ O ₅	0.16	0.11	0.15	0.23	0.12	0.13	0.12	0.10	0.12	0.10	0.19	0.19
H ₂ O ⁺	0.12	0.17	0.02	0.14	0.20	0.03	0.27	0.09	0.13	0.03	0.10	0.21
H ₂ O ⁻	0.85	1.06	0.98	1.43	1.39	0.50	1.49	0.78	0.68	0.61	0.84	1.47
TOTAL	98.70	98.89	98.98	99.13	99.11	98.61	99.10	98.84	98.69	98.53	98.33	98.49

amphibolique. Il est important de noter qu'elles demeurent à ce jour inconnues dans les orthogneiss calco-alcalins de l'extérieur du Lévézou.

Au coeur du massif du Lévézou, près de Connes ($x = 638,7$, $y = 3208,1$), un affleurement hectométrique de roches basiques est associé à un petit massif d'orthogneiss "type Pinet". Parmi les associations banales à amphibole, biotite plagioclase et quartz on trouve un faciès pyriclasitique à grain fin remarquable par sa minéralogie : quartz, plagioclase, orthopyroxène, augite, grenat en chaînon, biotite, rutile, amphibole secondaire. La texture intersertale, magmatique, de cette roche est bien conservée. Des enclaves avec une minéralogie semblable ont été signalées par J. Didier (1961) dans l'orthogneiss de Lamastre.

Plusieurs massifs ont été analysés successivement par P. Collomb (1970), C. Nicolle (1978) et J.M. Lafon (1986). Le report de ces données et des analyses nouvelles (tabl. II a et b) dans le diagramme An-Ab-Or normatifs (A. Streckeisen, 1976) les classe comme monzogranites et syénogranites calco-alcalins (fig.3) avec une tendance peralumineuse marquée.

2) Les métagranodiorites

Nous avons gardé le terme de granodiorite (J.P. Burg *et al.*, 1984a) bien que leur report dans la classification normative de A. Streckeisen (1976) recouvre à la fois le champ des granodiorites et des diorites sensu stricto (fig.3). Comme les orthogneiss type Pinet, ces roches affleurent à l'extérieur et à l'intérieur du Lévézou :

A l'extérieur du Lévézou

La métagranodiorite de Caplongue est un petit massif reconnu par J.P. Burg et C. Teyssier (1983) qui présente un faciès à amphibole et un faciès à biotite. Roche finement foliée, à grain millimétrique, elle montre une texture granonématoblastique qui indique que la paragenèse magmatique a complètement recristallisé.

L'assemblage métamorphique est à hornblende verte, grenat, épidote, plagioclase et quartz pour le premier faciès, et à biotite, grenat, épidote, plagioclase, hornblende et quartz pour le second. L'âge obtenu par la méthode U-Pb sur zircon, dans le faciès à

hornblende, est de $557 \pm_{10}^{12}$ MA (intercept supérieur, intercept inférieur à $102 \pm_{58}^{56}$ MA), et est considéré comme étant celui de la mise en place (J.M. Lafon, 1984, 1986). Les zircons du faciès à biotite définissent quant à eux, une droite recoupant la courbe

Concordia à $361 \pm_{8}^{9}$ MA et $1230 \pm_{56}^{59}$ MA, l'intercept inférieur datant le métamorphisme et la déformation associée. Cet âge est retrouvé par la datation $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ de la hornblende et de la biotite de ce massif de Caplongue : 350 ± 5 MA (H. Maluski, 1985). Nous rattachons à ce massif le petit affleurement de Préviala (dit amphibolite de Trémouilles dans P. Collomb, 1970, p. 198) qui contient de belles enclaves schistosées de microdiorites quartziques, ainsi que le petit affleurement que nous avons trouvé dans le Vioulou (nord de Bonnuéjous : $x = 627,4$; $y = 3216,4$). Cette dernière lentille a une composition semblable à celle de la métagranodiorite à amphibole de Caplongue (table II b, fig.3).

La métagranodiorite de Pont de Salars : sur la D. 523, au nord de Pont de Salars, une métagranodiorite similaire mais sub-équante affleure en face de la base nautique. Elle longe la limite entre les gneiss fins à l'est et l'orthogneiss de Trémouilles qui s'étend à l'ouest vers le château de Veilhac. On en retrouve un petit gisement dans les gneiss fins au nord de Doumazergues (Combe de Cannabols : $x = 633,1$; $y = 3220,9$).

A l'intérieur du Lévézou

La métagranodiorite du Fraysse et des Faux : Ce massif constitue deux lentilles en enclaves dans l'orthogneiss ocellé de Pareloup-Salles-Curan et dont la plus importante (celle du Fraysse) se prolonge au nord du lac de Pareloup, dans la région de Frontin. Cette roche est constituée de quartz, oligoclase hornblende verte, biotite brun-vert et localement sphène et zircon. Dans cette métagranodiorite, on trouve des enclaves d'amphibolites à hornblende verte et plagioclase. L'une d'entre elles ($x = 633,125$; $y = 3211,475$) présente une paragenèse exceptionnelle à plagioclase, hornblende bleu-vert, grenat, magnétite, spinelle et zircon.

La métagranodiorite de La Clau : Ce massif appartient à la synforme du Vibal. Il est constitué de quartz, oligoclase, biotite, hornblende bleu-vert, sphène et zircon. Il contient en abondance, en plus des enclaves classiques de microdiorites quartziques (certaines à grenat), des enclaves d'amphibolites banales, d'amphibolites de haute pression (grenat se déstabilisant en kelyphytoïde à hornblende bleu-vert + plagioclase + rutile) et d'écoligites rétro-morphosées. Cette métagranodiorite se retrouve en petites lentilles dans la région de Bois du Four et affleure largement jusqu'à Vezins. Un âge U-Pb à 600 ± 34 MA, difficile à interpréter (les points expérimentaux de deux populations de zircon non cogénétiques donnent un mauvais alignement), est considéré par J.M. Lafon (1986), avec réserves, comme l'âge de mise en place de cette métagranodiorite.

Il est intéressant ici de noter que de tels gisements sont comparables à ceux décrits ailleurs (Haut-Allier par B. Lasnier, 1977 ; Marvejols par B. Briand, 1973 et C. Pin 1979 ; Rouergue par P. Collomb, 1970 et C. Nicolle, 1978) dans les groupes leptyno-amphiboliques où ce type de roche est interprété par ces mêmes auteurs comme volcano-détritique (cf. aussi M. Piboule et J.M. Pontier, 1977).

Ces différents massifs granodioritiques, de par leur chimisme (tabl. II a et b et fig. 3) peuvent être interprétés comme les termes basiques à intermédiaires d'une lignée calco-alcaline dont les orthogneiss "type Pinet" constitueraient les termes les plus différenciés. Cette hypothèse se heurte toutefois au problème posé par l'âge de mise en place de ces deux types de granitoïde : âge cadomien pour la granodiorite de Caplongue (J.M. Lafon, 1984) âge hercynien pour l'orthogneiss du Pinet (C. Pin, 1981).

II.3.- Le groupe leptyno-amphibolique

Cet horizon particulier, a été individualisé en Rouergue par J. Bergeron (1905) puis étudié en détail par P. Collomb (1970) qui définit cette série comme une ceinture basique formée essentiellement de gneiss amphiboliques dans lesquels restent

préservées des éclogites (déjà découvertes par Y. Brière, 1920) des serpentinites et des cumulats (A. Lacroix, 1893-1895, 1901 et 1917).

Si cette définition s'applique relativement bien à la partie occidentale du groupe leptyno-amphibolique, nos travaux, après ceux de C. Nicollet (1978) et M. Piboule (1979), montrent qu'elle n'est pas aussi restrictive dans les autres parties.

a) Au sud

La succession lithologique établie par C. Nicollet (1978) est globalement valable sinon que serpentinites et skarns se retrouvent dans toute la formation. Seules les éclogites semblent effectivement affleurer plutôt dans la moitié méridionale du groupe leptyno-amphibolique. A sa bordure nord, les micaschistes déjà cartés par A. Demay *et al.* (1958) contiennent de remarquables niveaux de quartzites et ont une texture phyllonitique typique. Assez puissants le long de cette branche sud, ils s'amincissent avant de disparaître vers le nord à la hauteur du Mas de Vialaret (est d'Arviu, carte hors texte). L'étude pétrologique de l'encaissant pélitique met en évidence les associations (4), (5), (6), (9) ainsi que les assemblages minéralogiques suivants :

quartz, plagioclase, biotite, grenat, staurotide, disthène (17)
quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, sillimanite (18)
quartz, plagioclase, biotite verte, grenat, disthène, sillimanite (19)

Ilménite, \pm rutile, apatite, zircon et monazite sont les accessoires communs à toutes ces associations. Malgré le manque d'analyse roche totale, l'absence de feldspath potassique néoformé dans les associations sans muscovite suggère qu'il devrait exister des roches moins potassiques que d'autres.

Ajoutons que les assemblages (4) et (9) sont interlités à divers niveaux, de la série au sein des assemblages (5), (6), (18), (19) et ne représentent donc pas nécessairement les associations les moins métamorphiques.

Les paragenèses (18) et (19) existent dans des roches à textures de cornéennes sans que les intrusifs responsables de cette cornéification apparaissent clairement à l'affleurement (C. Nicollet, 1978).

b) A l'ouest

Le groupe leptyno-amphibolique devient essentiellement basique et les termes greywackopélitiques ou orthodérivés acides sont rares. De ce fait, seules les associations typomorphes (6), (9), (18) et (19) ont été observées. Par ailleurs, les péridotites à diallage d'Arviu (P. Collomb 1970, pp. 164-165) sont en réalité des microtroctolites et des allivalites coronitiques. La présence d'enclaves homogènes plus grenues présentant des textures de cumulats bien conservées atteste de l'origine magmatique de ces coronites. Ces roches affleurent aussi à Dournets où elles sont associées à une éclogite à disthène ; à Pentezac, on les retrouve associées à une norite coronitique à disthène, une hypersthénite (P. Collomb, 1970) et une éclogite (C. Nicollet, 1982).

c) Au nord

Le groupe leptyno-amphibolique n'avait pas été reconnu à cause du caractère anatectique de la matrice et de l'éparpillement des reliques basiques et ultrabasiqes. Nous séparons deux ensembles :

-dans le prolongement cartographique de la bande ouest, la ceinture leptyno-amphibolique tout en conservant les mêmes roches en proportions équivalentes se biseaute vers l'est. Seul l'assemblage (9) a été observé dans cette région qui, il faut le préciser, affleure très mal.

-au nord (synclinal du Vibal, fig.1 et carte hors texte) les roches basiques et ultrabasiqes de haute pression caractéristiques d'un groupe leptyno-amphibolique sont contenues non seulement dans les orthogneiss alcalins et la métagranodiorite de la Clau comme nous l'avons déjà dit, mais aussi dans des termes pélitiques vers la base de cette unité. La limite de ce groupe leptyno-amphibolique est soulignée par des gneiss à ocelles de sillimanite (planche 2c), des phyllonites et par des mylonites à proximité desquelles affleurent les serpentinites reportées par P. Collomb (1970, p.167). Les associations typomorphes de la séquence pélitique sont, de la base de la série vers le sommet : (18) puis,

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, sillimanite (20) et localement
quartz, plagioclase, biotite, sillimanite, feldspath potassique. (21)

La présence de métapélites à biotite (association 2) au nord-est de La Clau (carte hors texte et fig. 4) traduit un saut métamorphique d'au moins 100°C par rapport à la zone à sillimanite du Vibal.

d) A l'est

Le groupe leptyno-amphibolique apparaît sous le Trias dans les boutonnières de faible dimension (carte

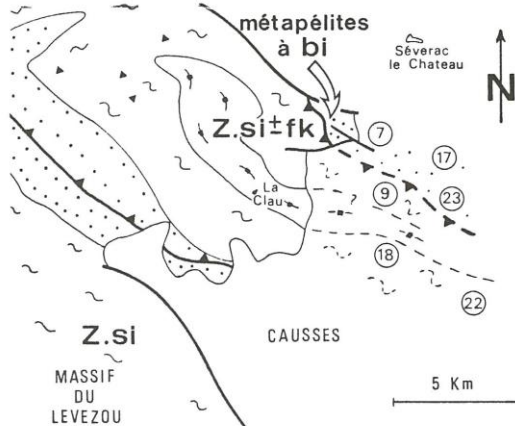


Fig.4.- Localisation des forages ayant traversé le socle sous le Permien ou le Mésozoïque

Mêmes figurés que la carte hors texte. Z. bi = zone isométamorphique à biotite. Z.si = zone métamorphique à sillimanite. Z.si \pm fk = zone isométamorphique à sillimanite plus ou moins feldspath potassique. Les contours géologiques sont prolongés en pointillés au niveau des Causses d'après les données pétrographiques obtenues par forage. Explications détaillées dans le texte.

hors texte). Il semble que la composante quartzofeldspathique soit ici dominante, les termes pélitiques, basiques et ultrabasiqes étant rares. Les associations (9) et (18) ont été retrouvées. Plusieurs forages effectués par la "COGEMA" au niveau des Causses ont atteint le socle (fig.4). Nous retrouvons à l'est de La Clau des faciès d'orthogneiss anatectique type Lissirou (SRM 18, SRM 22). De plus le forage SRM 9 a traversé une lentille d'amphibolite haute pression. Nous sommes donc dans l'unité du Vibal. Les sondages plus septentrionaux (SRM 17 et SRM 23) ont atteint les faciès paradérivés à biotite (associations 2) déjà mentionnés au nord-est de La Clau (voir II.3 c) et connus à l'ouest du Lévézou. La présence de filons d'orthogneiss rappelant les faciès calco-alcalins type Pinet (SRM 7) rapproche d'autant plus ces paragneiss des séries paradérivées extérieures à l'unité du Vibal (cf. II.1).

e) Paragenèses des roches basiques

La plupart des roches basiques sont des amphibolites (amphibolites massives de P. Collomb, 1970, pp. 141-142) qui peuvent comme les métapélites contenir divers types d'éclogites, écoligitoïdes, métanorites, microtroctolites et allivalites granulitiques, flaser-gabbros, serpentinites, amphibolites et trondjémmites de haute pression, cipolins, skarns, pyroxénites et amphibolites à corindon.

1) Les roches mésozonales

Les mêmes types de roches basiques et ultrabasiqes affleurent dans les quatre zones du groupe leptyno-amphibolique. Deux associations minéralogiques principales décrivent les métabasites mésozonales, qu'elles contiennent ou pas des reliques de haute pression :

quartz, plagioclase (An 40-60), amphibole verte à brun-vert \pm biotite \pm grenat \pm clinopyroxène (22)

quartz, plagioclase (An 40-60), amphibole bleu-vert à vert, \pm biotite \pm grenat \pm clinopyroxène (23)

De plus une association (24) ne se rencontre que dans le synclinal du Vibal :

quartz, plagioclase (An 30-60), amphibole incolore à vert, \pm biotite \pm grenat (24)

Les accessoires sont rutile, sphène, ilménite, zircon, \pm allanite. Au sud, de l'épidote est secondaire dans les plagioclases de flaser-gabbros. Des septas de roches carbonatées existent (pl. 1c) ; les deux associations les plus répandues sont :

quartz, \pm plagioclase calcique, grenat grossulaire, \pm amphibole incolore à verte \pm clinopyroxène, \pm épidote (25)
calcite, dolomite, \pm clinopyroxène, \pm amphibole incolore à verte \pm grenat \pm quartz (26)

P. Collomb (1970, p. 143) et M. Piboule (1979, p. 192) ont signalé la présence de gneiss à scapolite au nord-ouest d'Ayssènes.

2) Les reliques catazonales.

Nous séparons deux types de paragenèses haute pression : les assemblages où les minéraux de haute pression sont à l'équilibre textural (éclogites,

écoligitoïdes) et les coronites où les minéraux métamorphiques de haute pression sont réactionnels autour des minéraux magmatiques (pyroxénites, norites, allivalites et microtroctolites).

-Les assemblages haute-pression à l'équilibre textural

-Dans les écoligites et les écoligitoïdes, on trouve :

-quartz, grenat kélyphitisé, clinopyroxène (transformé en kélyphitoïde à clinopyroxène secondaire et plagioclase), \pm disthène (transformé en corindon et/ou saphirine secondaire et plagioclase), \pm zoïsite, rutile (transformé en ilménite et sphène), \pm amphibole primaire (transformée aussi en kélyphitoïde à amphibole secondaire et plagioclase (27)

\pm quartz, amphibole brun-vert (zonée à la périphérie bleu-vert), plagioclase basique, grenat (kélyphitisé en amphibole bleu-vert et plagioclase), \pm zoïsite, rutile, (transformé en ilménite et sphène), apatite, zircon (28).

Dans le synclinal du Vibal, l'assemblage (27) ne contient pas de zoïsite.

-Dans les amphibolites de haute pression, le clinopyroxène primaire est absent, et le grenat se déstabilise en symplectite de hornblende bleu-vert et plagioclase.

La déstabilisation progressive des divers assemblages haute pression aboutit aux associations mésozonales type (22) et (23) ; les termes de transition entre écoligites et amphibolites à grenat par exemple ont été reconnus dès 1970 par M. Piboule et D. Coffrant.

-Les trondjémmites décrites par C. Nicollet et A. Leyreloup (1978) constituent des rubanements millimétriques tant dans les écoligites et écoligitoïdes que dans les amphibolites de haute pression. L'assemblage minéralogique type est :

quartz, plagioclase, zoïsite, disthène, \pm staurotide, \pm grenat \pm muscovite, rutile (29)

Comme les roches qui les contiennent, ces trondjémmites montrent des phénomènes de coronitisation rétrograde (C. Nicollet et A. Leyreloup, 1978). Le plus souvent : - le disthène et la muscovite s'entourent d'une couronne d'oligoclase. - la zoïsite s'entoure d'épidote plus alumineuse et d'oligoclase. Plus rarement, du grenat encapuchonne le disthène. La rétro-morphose en climat mésozonal se traduit par la déstabilisation conjointe du disthène et du grenat en une symplectite à spinelle vert, quartz, \pm staurotide. Cet assemblage minéralogique est en accord avec la zone à staurotide décrite dans les métapélites encaissantes du groupe leptyno-amphibolique.

- Les coronites présentent plusieurs paragenèses qui correspondent à divers types de cumulats magmatiques (B. Lasnier, 1980 ; C. Nicollet, 1978 ; 1982). Les paragenèses magmatiques reconnues sont :

Norite : plagioclase (An 60), clinopyroxène, orthopyroxène (30)

Hypersthénite et/ou bronzite : orthopyroxène (31)

Troctolite, allivalite : olivine, plagioclase (An 50 à 80)

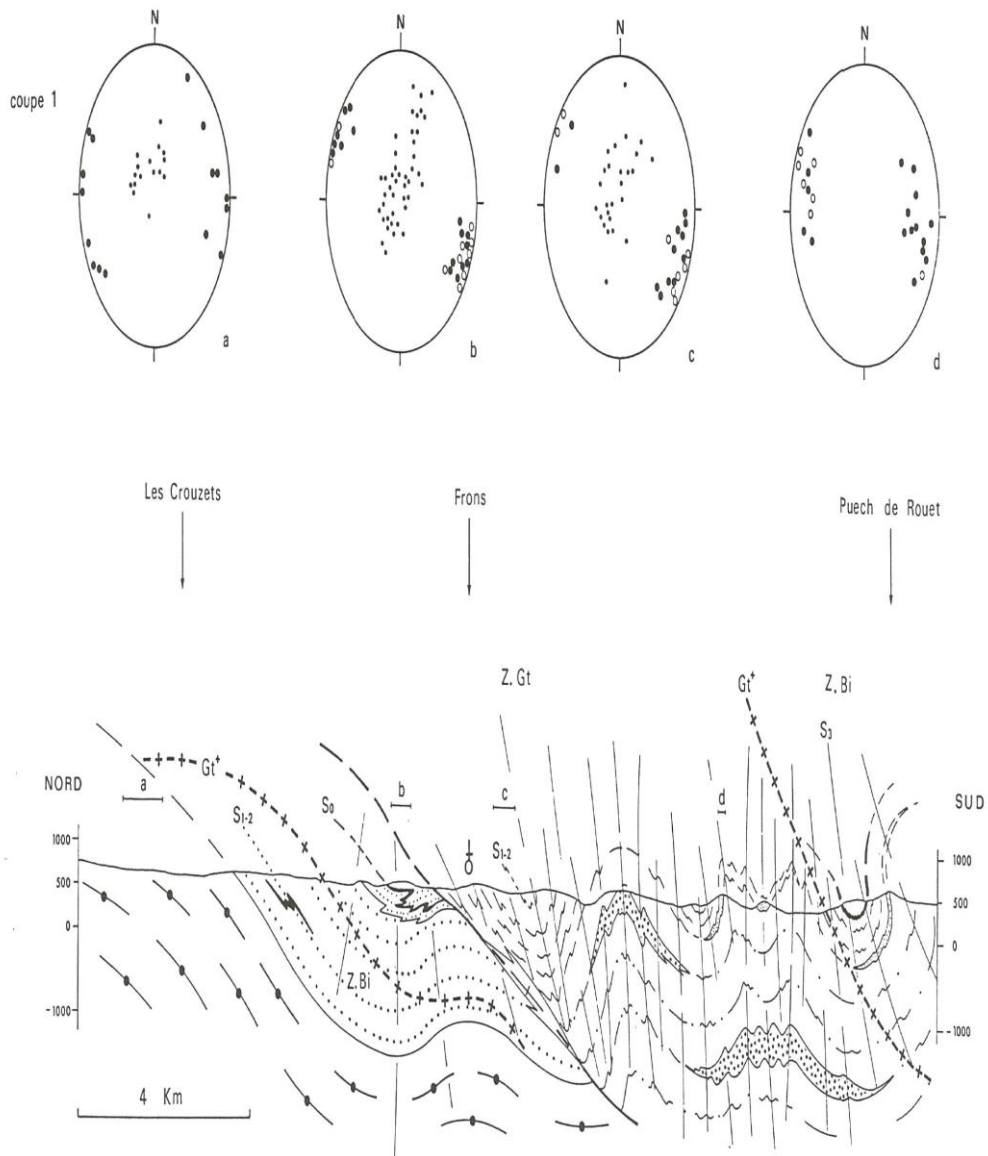


Fig.5.- Coupe 1 (ouest de Barraqueville- ouest de Saint-Just sur Viaur), situation fig.1. Les figurés employés sont identiques à ceux de la carte hors texte. Les niveaux de quartzites (pointillés serrés) et de porphyroïdes (petits cercles vides) ont été individualisés. Gt+ = isograde d'apparition du grenat. Z. Bi et Z Gt font référence respectivement aux zones isométriques à biotite et grenat.

Les données microtectoniques sont figurées sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur : point, pôle de foliation. cercle plein, linéation minérale. cercle vide, axe de pli 2.

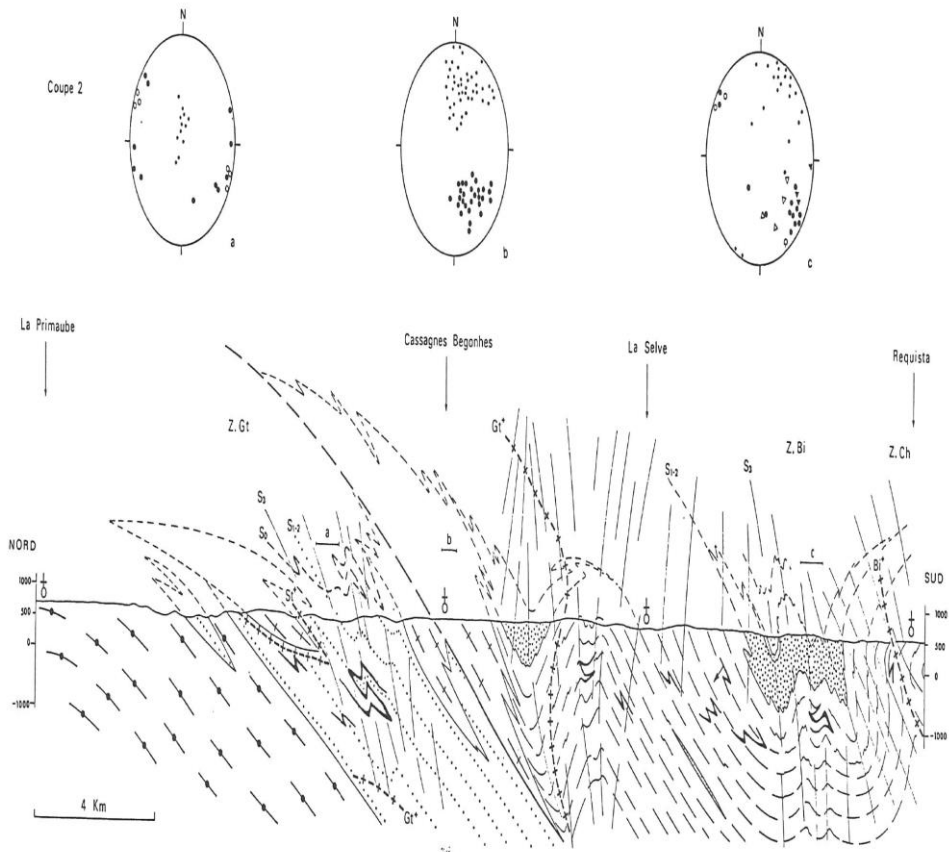


Fig.6.-Coupe 2 (La Primaube - Requista), situation fig.1. Mêmes figurés que la carte hors texte et la coupe 1, plus Bi^+ (isograde d'apparition de la biotite) et St^+ (isograde d'apparition du staurotide).

Données microtectoniques : mêmes symboles que fig.1, plus triangle plein (axe de pli 2) et triangle vide (linéation d'intersection S_0-S_{1+2})

clinopyroxène (diallage ou augite), spinelle brun-vert, \pm biotite (32)
 pyroxénite : orthopyroxène, clinopyroxène, olivine, \pm spinelle, \pm corindon en exsolution dans le clinopyroxène, \pm plagioclase (33) (M. Girod et M. Piboule, 1971 ; C. Nicollet, 1982). Quand le plagioclase est dominant, il s'agit de gabbros.

Ces minéraux magmatiques réagissent entre eux lors du refroidissement de subsolidus et de ce fait ces roches témoignent d'une éclogitisation, la paragenèse éclogitique étant alors représentée par la couronne la plus externe (B. Lasnier, 1970). Le plus souvent, cette éclogitisation se marque par la formation de grenat pyrope, que l'on retrouve aussi dans les stades évolués (éclogites en "nid d'abeille"). Dans les métatroctolites, l'assemblage métamorphique réactionnel entre olivine et plagioclase donne successivement vers l'extérieur de la couronne : amphibole, pyroxène, spinelle, grenat riche en pyrope et enfin clinopyroxène sodique.

f) Chimisme

Les nombreuses études géochimiques (D. Coffrant et M. Piboule, 1975; M. Piboule, 1977; M. Piboule et J. Pontier, 1977; C. Nicollet *et al.* 1979; A. Giraud, 1985) démontrent l'origine tholéitique océanique de la plupart des metabasites de haute pression, ce qui s'accorde avec la reconnaissance de harzburgites à Aysènes et de péridotites litées à Girman. Il faut séparer ces roches de la plupart des amphibolites banales et des gneiss amphiboliques d'affinité calco-alcaline (M. Piboule, 1977; Nicollet *et al.* 1979 ; A. Giraud, 1985). C. Nicollet (1978) a de plus analysé une orthoptynite rose calco-alcaline.

III.- Tectonique et microtectonique

La diversité lithologique et pétrographique déjà décrite se retrouve également au niveau microtectonique. La série grésopélimitique et les gneiss fins se distinguent ainsi du groupe leptyno-amphibolique et des métatexites, ces deux dernières formations constituant pour nous le massif du Lévezou au sens strict.

III.1. Géométrie d'ensemble

P. Matte et C. Nicollet (1976) puis J.P. Burg et C. Teyssier (1983) ont montré que la schistosité régionale est une foliation composite S_{1+2} . La superposition des deux schistosités est observable dans les charnières N110-120 de plis isoclinaux P_2 centimétriques à plurimétriques qui remplissent la première schistosité et admettent eux-mêmes la foliation régionale comme plan axial.

La linéation minérale régionale est une L_2 déformée par une phase 3 de plis en chevrons associés aux grands plis ouverts E-W d'échelle kilométrique. Une linéation minérale L_3 et une schistosité fruste de crénulation S_3 apparaissent dans les charnières les plus serrées. La géochronologie permet de rattacher l'ensemble de ces déformations à l'orogène hercynien. Rappelons les âges apparents sur micas compris entre

350 et 300 MA (L. Delbos *et al.* 1965) et les âges compris entre 350 et 300 MA sur amphiboles (J.M. Cantagrel et M. Piboule, 1971; H. Maluski, 1985), les âges paléozoïques de plusieurs orthogneiss de la région (J.M. Cantagrel et M. Piboule, 1972; C. Pin, 1981; J.M. Lafon, 1986) et l'âge de 321 ± 8 MA sur des biotites du massif du Pinet (H. Maluski dans C. Nicollet, 1978).

Les structures régionales présentent une géométrie d'ensemble d'axe à peu près E-W. Essentiellement monoclinale à pendage sud à l'ouest, la foliation se redresse et s'accorde progressivement d'ouest en est avec la terminaison du Lévezou. Quatre coupes détaillées illustrent cette géométrie. Les données microtectoniques sont présentées sur diagramme de Schmidt (hémisphère inférieur) au dessus de ces coupes (fig.5, 6, 7, 8) localisées fig.1.

a) Coupe 1 (ouest de Baraqueville-ouest de Saint-Just sur Viaur, fig.5).

Cette coupe N-S illustre le contact anormal entre les deux séries paradérivées, argumenté par des plis en "fourreaux" d'axe N110 et une mylonite d'orthogneiss (J.P. Burg et C. Teyssier, 1983). De part et d'autre de ce décrochement dextre, la foliation majeure des deux séries reste apparemment concordante en direction et pendage. Au nord du contact anormal, les gneiss fins et l'orthogneiss de Rodez présentent les mêmes caractères microtectoniques (fig.5a et 5b). Le contact franc entre ces deux formations est parallèle à la foliation régionale comme l'avaient remarqué J. Durand (1937) et M. Roques (1941). C'est au coeur d'une structure synclinale de phase 3 très ouverte qu'un niveau de greywackes (important à l'échelle régionale puisqu'il se suit aussi bien vers l'ouest au delà de Naucelle que vers l'est où il est exploité dans les carrières de Pont de Grand Fuel et d'Espinassettes) est remarquable par sa richesse en charnières de plis 2 d'axes N110-120 (fig. 5b et pl. 2A). Au sud du contact anormal, les plis 3 d'axes N 110 d'après la guirlande de pôles de foliation, (fig.5b et c) présentent un déversement nord prononcé. Des "niveaux discontinus" de porphyroïdes et de quartzites soulignent ces structures d'axe à plongement variable, souvent proche de l'horizontale (voir aussi C. Meyzindi, 1985).

On remarque que dans la série grésopélimitique les axes de plis 2 (parallèles à la L_2 minérale) ont les mêmes orientations N110-120 que dans les gneiss fins (comparer les diagrammes a,b,c,d, fig.5). L'ensemble des roches est situé sur cette coupe dans la zone à biotite-grenat du métamorphisme.

Cartographiquement, au sud, les plis 3 ne remplissent pas l'isograde Gt^+ , ce qui justifie sur notre coupe l'obliquité entre cet isograde, la stratification, et la foliation S_{1+2} . L'absence d'une topographie marquée dans cette région ne nous permet pas, cependant, de déterminer avec précision le pendage réel de l'isograde dessiné avec l'attitude qui nous paraît la plus probable : un léger pendage sud sub-parallèle aux contours de l'orthogneiss du Pinet, lequel contrôle cartographiquement l'apparition du grenat. Au nord du contact anormal, l'isograde grenat⁺ apparaît de la même manière, sub-parallèle à la foliation régionale. Le caractère sécant de cet isograde sur l'orthogneiss de Rodez, au-dessus de la coupe, tient compte du biseautage de la zone à biotite à l'est (fig.14 et coupe 2).

b) Coupe 2 (La Primaube-Réquista, fig.6).

Sur cette coupe également N-S, l'orthogneiss du Pinet occupe la place du chevauchement mis en évidence sur la coupe précédente. La foliation de l'orthogneiss pend fortement au sud et porte une linéation minérale et d'étirement qui plonge de 30° au sud-est ; elle est due à une déformation cisailante associée au jeu du contact anormal entre série grésopélimitique et gneiss fins (J.P. Burg, C. Teyssier, 1983). On remarque qu'elle n'a pas la même direction que la linéation minérale L_2 des séries encaissantes (fig.6b, à comparer avec les figures 6 a et c). Au nord, la foliation S_{1+2} des gneiss fins pend de 30° vers le sud-est. Cette coupe permet de visualiser le caractère sécant de l'orthogneiss de Trémouilles sur le contact "gneiss fins-orthogneiss de Rodez" parallèle lui à la foliation régionale (carte hors texte et fig.1). Au sud du Pinet, la série grésopélimitique et les lentilles de porphyroïdes qu'elle contient sont, ici aussi, nettement plissées par la phase 3 d'axe N110 (fig. 6c). Vers Réquista, les porphyroïdes apparaissent au coeur d'un synclinal déversé nord. Dans cette région, la stratification et de rares critères de polarité sont observables (granoclasses des greywackes). La linéation d'intersection S_0-S_{1-2} est N 150-160 (fig. 6c, pl. 2b) ce qui pourrait être une direction axiale de phase 1.

L'isograde Bi^+ est dessiné proche de S_3 comme l'est sa trace cartographique (fig.1). L'isograde Gt^+ est dessiné avec les critères expliqués pour la coupe précédente. Le staurotide n'apparaît quant à lui que le long de l'orthogneiss de Trémouilles, ce qui implique un caractère "inverse" du métamorphisme sous ce laccolite. De telles inversions minérales ont été décrites pour des intrusifs syntectoniques au Canada (M.R. Saint-Onge, 1981).

c) Coupe 3 (Pont de Grand Fuel- Bouluc, fig. 7).

Cette coupe orientée N 100 permet de recouper les foliations N-S des gneiss fins accordés à la structure du Lévézou. Dans ce massif des orthogneiss de type Pinet présentent par endroit des faciès équants ; l'obliquité des pendages de foliation S_{1+2} sur le contact de ces orthogneiss est ici confirmée. La disparition cartographique de ces laccolites vers le nord et vers le sud explique leur biseautage au dessus de la coupe et en profondeur tel qu'il est figuré (en admettant à priori une certaine cylindricité des structures parallèle à leur linéation, nous projetons au dessus de la coupe la zone située au sud de celle-ci et en profondeur les régions septentrionales). La linéation minérale de ces orthogneiss plonge de 20° à 30° au sud-ouest (fig. 7b) et est discordante sur la linéation minérale L_2 N 110-120 des gneiss fins quand ils en ont une (fig.7c). Le plus souvent les gneiss fins présentent un caractère métatectique qui ne se retrouve pas à l'extérieur du Lévézou et qui a effacé leur linéation minérale. En profondeur, nous avons figuré la métagranodiorite de "Fraysses" qui contient des enclaves d'amphibolites à corindon, d'amphibolites à hornblende bleu-vert, de skarns et d'ortholeptynites à biotite ferrifère, roches que l'on ne connaît ailleurs que dans la ceinture leptyno-amphibolique. Les gneiss fins moulent le Massif du Lévézou par l'intermédiaire d'une zone intensément crénelée, voire plissée autour d'axes de phase 3 orientés N030 et plongeant de 40 à 60° SSW (fig.6a). C'est dans cette zone que J.P. Burg et C. Teyssier (1983) ont cru reconnaître une synforme afin

d'accorder la foliation des gneiss à la limite de la ceinture leptyno-amphibolique, représentant ainsi le déversement ouest que signalait A. Demay (1947). Les conditions d'affleurement et nos observations ne permettent pas de confirmer ou d'infirmer l'existence de cette synforme de phase 3. Si elle n'existe pas, la région comprise entre la granodiorite de Caplongue, la ceinture leptyno-amphibolique, et l'orthogneiss du Pinet, pourrait représenter une zone où la déformation est "isotrope", dans le sens discuté par J.P. Brun (1983).

Plus loin à l'ouest de cette région crénelée, et le long de la coupe présentée, on retrouve, interdigité dans les gneiss fins, l'orthogneiss de Trémouilles. Trois massifs de granodiorites sont recoupés, deux à l'intérieur du Lévézou (Les Faux, Fraysses) et un à l'extérieur sur le flanc ouest du synclinal qui le borde (Caplongue). L'association systématique de ces granodiorites avec les orthogneiss du type Pinet laisse envisager un même âge relatif de mise en place pour ces deux types de granitoïdes calco-alcalins.

Les deux failles figurant sur le Lévézou présentent un jeu normal apparent de 200 à 300 mètres en prenant la base du Trias comme plan de référence, avec effondrement du domaine occidental. Elles décalent les orthogneiss de façon sénestre. Les isogrades (qu'il ne faut pas confondre avec les isothermes ; P.H. Thompson, 1976 ; D.S. Bhattacharyya, 1981) dessinés autour des orthogneiss de Trémouilles et Caplongue suivent la logique développée pour les différents isogrades sur les coupes précédentes. Des isogrades Di^+ et Si^+ sont dessinés parallèles aux limites de la ceinture leptyno-amphibolique, d'après leur trace cartographique.

d) Coupe 4 (Montrozier - Bouluc, fig.8).

Cette coupe N-S permet de visualiser la relation entre les unités septentrionales et le Massif du Lévézou. Les séries cristallophylliennes sont limitées au nord, par une faille qui borde le domaine effondré du détroit de Rodez. Un autre accident majeur isole le massif des Palanges et les schistes encaissants des séries cristallophylliennes du Rouergue oriental. Au sud de ce décrochement tardi-hercynien réutilisé au Pyrénéen, une synforme de phase 3, d'axe E-W à N 110 et déversée vers le nord, contient les roches haute pression basiques et ultrabasiques caractéristiques d'un groupe leptyno-amphibolique ici essentiellement métapélimitique. Le coeur de cette synforme, à l'est de la coupe, est constitué par l'orthogneiss anatectique de Lissirou à nombreuses enclaves élogitiques et amphiboliques. Le plongement axial E de cette structure varie de quelques degrés, à l'ouest, jusqu'à être vertical, vers l'est. Ceci peut être la conséquence de larges voissures N-S et tardives dans cette région. A la base de ce groupe leptyno-amphibolique, la présence de mylonites et phyllonites à linéation d'étirement N010-020 a permis d'individualiser deux branches d'un chevauchement replissé par la phase 3. Les critères de cisaillement montrent que la mise en place de l'unité allochtone s'est faite du nord vers le sud. Ce contact anormal, qui contient les péridotites de Larnaldesq (P. Collomb, 1970), explique la superposition anormale de la zone à sillimanite du complexe leptyno-amphibolique sur la zone à staurotide des gneiss fins sous-jacents. On remarquera aussi les directions subméridiennes des axes P_2 à la base du synclinal charrié. Au sud du

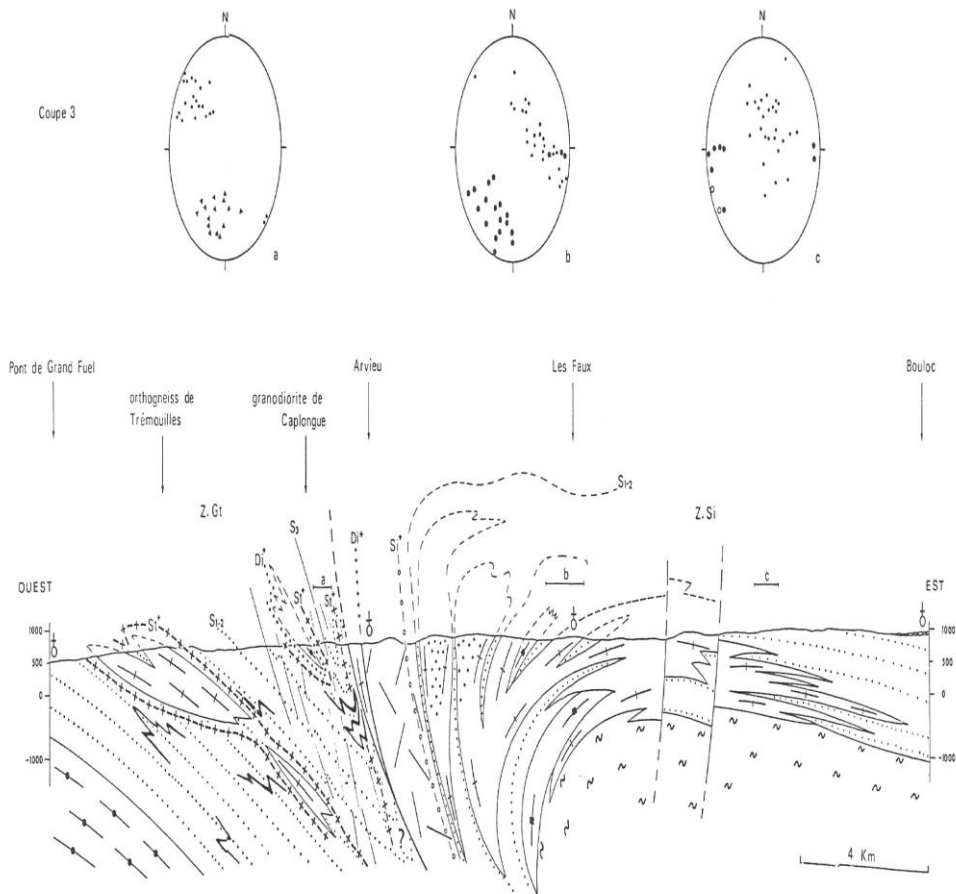


Fig.7. - Coupe 3 (Pont de Grand Fiel - Boulac), situation fig.1. Mêmes figurés et symboles que la carte hors texte et la coupe 1. St*, Di*, et Si* font respectivement référence aux isogrades d'apparition du staurolite, du disthène et de la sillimanite de l'est vers l'ouest. Z. Si = zone isométrique à sillimanite

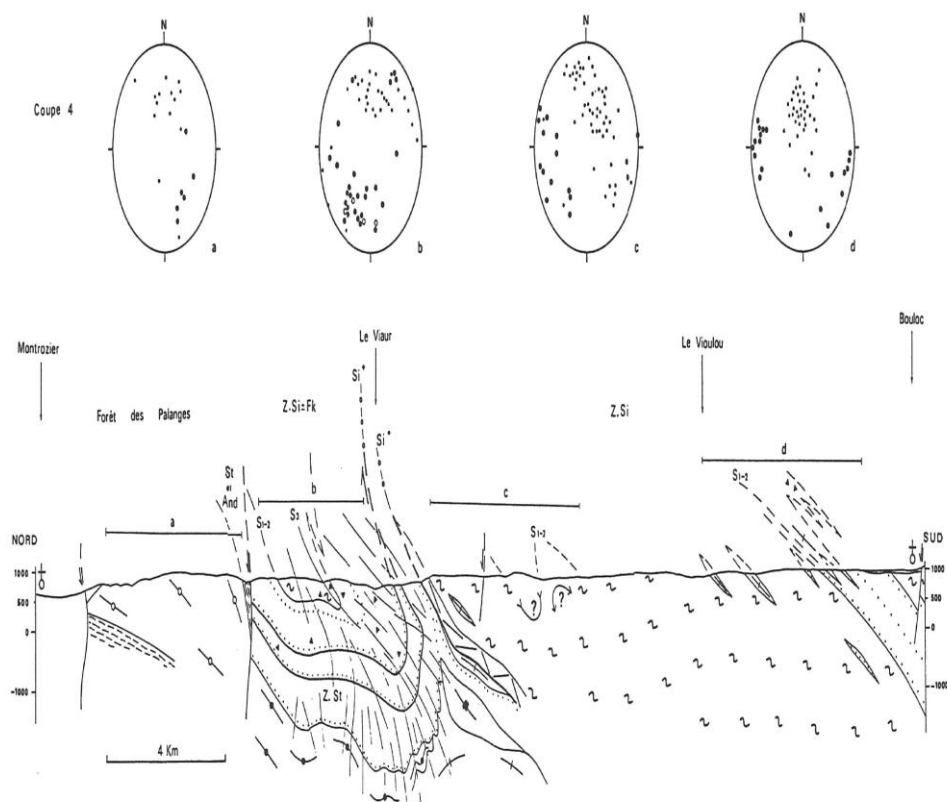


Fig.8. - Coupe 4 (Montrozier - Bouloc), situation fig.1. Mêmes figurés que la carte hors texte et la coupe 1 Si+ = isograde d'apparition de la sillimanite, Z. Si ± Fk = zone isométrique à sillimanite plus ou moins feldspath potassique.

chevauchement, une bande étroite de gneiss fins mésozonaux est surmontée par la ceinture basique du Lévézou, elle-même d'épaisseur réduite. Les gneiss fins apparaissent donc ici comme un plancher commun à la nappe du Vibal, au nord, et à la ceinture leptyno-amphibolique, au sud. Une lentille décimétrique d'orthogneiss calco-alcalin type Pinet avec des sens de cisaillement en faille normale, vers le sud, est coincée dans le contact des gneiss fins avec la ceinture leptyno-amphibolique. Le massif d'orthogneiss de Viarouge qui affleure plus au sud, recouvre sur cette coupe l'essentiel du Lévézou et disparaît dans les gneiss fins au sud. Les enclaves granulitiques figurées au dessus de la coupe dans les digitations d'orthogneiss type Pinet correspondent aux affleurements mentionnés à l'est de la coupe, près de Connes (carte hors texte) et II. 2. b1).

A hauteur de Bouloc, on recoupe la faille qui effondre le compartiment occidental et sa couverture de grès triasiques. Remarquons que sur cette coupe l'ensemble du massif du Lévézou présente des foliations monoclinales à pendage sud, sans qu'il soit possible de définir clairement une charnière post-foliale à l'intérieur de ce massif dont la retombée méridionale a été décrite au point de vue structural par A. Demay (1931 a et b; 1935), puis par C. Nicollet (1978). Si charnière anticlinale il y a, elle ne peut être que là où elle est suggérée sur notre coupe. On remarque alors l'énorme disproportion entre les épaisseurs du flanc nord et du flanc sud.

III.2.- Sens de cisaillement

Les orthogneiss de type Pinet sont dans cette région des marqueurs privilégiés de la déformation. Ceux qui affleurent à l'intérieur du Lévézou ont le même type de déformation cisailante que ceux qui affleurent à l'extérieur (J.P. Burg et C. Teyssier, 1983). A l'intérieur du Lévézou, comme à la base de la nappe du Vibal, cette déformation cisailante est

replissée par la phase 3. Elle est légèrement tardive par rapport à la mise en place syntectonique des orthogneiss de type Pinet, c'est à dire qu'elle s'est faite essentiellement pendant et sur la fin de la phase 2. Le cisaillement s'est fait dans la direction de la linéation minérale de ces orthogneiss avec des sens variables (fig.9). Les trajectoires sont plutôt E-W au cœur du massif du Lévézou (avec toujours déplacement vers l'ouest du compartiment supérieur, fig.1 et 9) et subméridiennes en bordure et à l'extérieur de ce massif (avec cisaillements de sens opposés au sud et au nord; J.P. Burg et C. Teyssier, 1983). Pour ce qui concerne les orthogneiss qui longent la ceinture basique, les sens de cisaillement indiquent toujours que le massif du Lévézou est descendant par rapport aux parties externes. Cette observation que l'on peut faire aussi dans les micaschistes phyllonitiques permet d'exclure deux hypothèses;

-Le Lévézou ne semble pas être un dôme diapirique ascendant (fig.10 a). Ceci vient à l'appui du fait que ni diatexites, ni granites d'anatexie n'affleurent dans cette structure.

-Ces cisaillements ne peuvent être interprétés comme dus à un chevauchement replissé, comme nous l'illustrons fig.10 b ou c.

Deux solutions peuvent être envisagées:

-Ces cisaillements sont contemporains d'un anticlinal tardif (fig.10 d) et sont dirigés vers la charnière (G. Wilson, 1961; J.G. Ramsay, 1967; D. Powell et J.A. MacQueen, 1976) car les contrastes rhéologiques entre ceinture basique d'une part, et gneiss fins plus orthogneiss d'autre part, rendent le plissement actif. Mais nous avons vu (fig.8) que la charnière anticlinale est mal définie aussi bien cartographiquement qu'à partir des sens de déversement apparent entre les plis parasites des deux flancs d'épaisseurs très contrastées.

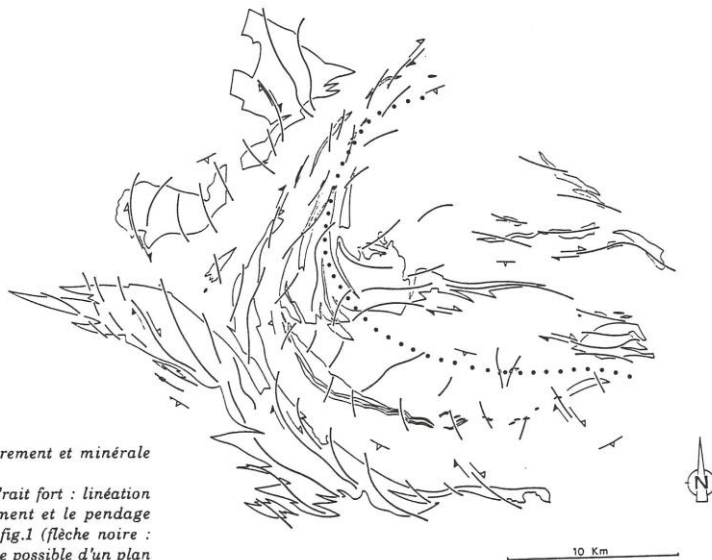


Fig.9. - Carte des directions de linéation d'étirement et minérale dans les orthogneiss calco-alcalins (type Pinet). Trait fin : contour géologique des laccolites. Trait fort : linéation d'étirement et minérale. Les sens de cisaillement et le pendage moyen de la S_{1-2} sont indiqués comme sur la fig.1 (flèche noire : compartiment supérieur). Pointillé fort = Trace possible d'un plan axial de tête plongeante (fig.10 e ou f).

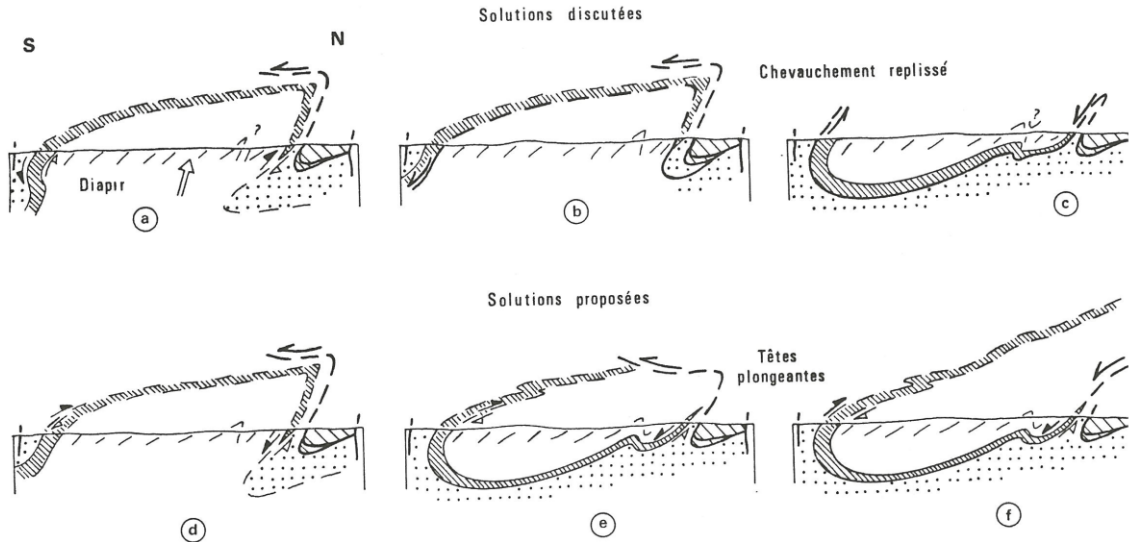


Fig.10.-Interprétations discutées dans le texte à partir de la figure 8 (coupe 4).

Ces cisaillements, dans la mesure où ils ont une valeur cinématique, correspondent à une tête plongeante qui implique le groupe leptyno-amphibolique et les métatexites (fig.10 e ou f). Remarquons d'ailleurs que cartographiquement (fig.1 et 9), les orthogneiss à l'intérieur du Lévézou semblent dessiner une structure isoclinale dont un flanc est la branche de Salles-Curan, l'autre l'ensemble des orthogneiss qui longe la ceinture basique du Lévézou par l'intérieur. La charnière d'une telle structure à fort plongement axial sud se situerait au nord de Pareloup (fig.11). Le passage des

trajectoires de cisaillement E-W aux trajectoires N150 à sub-méridiennes (fig.9) peut en effet s'interpréter comme un replissement sub-isoclinal N120 à N130 de ces directions avec continuité des sens de cisaillement dans deux directions différentes : E-W au niveau profond du flanc inférieur du pli, environ N-S au niveau plus élevé du flanc supérieur (fig.11). Une telle structure implique aussi que les cisaillements se produisent pendant le continuum P_2 où le pli couché isoclinal N 120 est un mégapli P_2 sous le chevauchement du Viaur. Cette hypothèse s'accorderait avec le fait que le groupe ne semble pas se prolonger au delà de 4 à 5 km de profondeur au sud du Lévézou (N. Gignoux, 1978). Des données gravimétriques plus récentes (R. Bayer, comm. pers.) montrent en outre que la ceinture leptyno-amphibolique existe à l'est, sous les Causses, et que la structure du Lévézou dans cette direction pourrait être fermée.

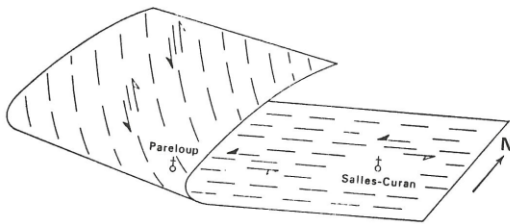


Fig.11.-Schéma illustrant les relations linéation minérale - sens de cisaillement dans l'hypothèse d'un pli isoclinal impliquant l'ensemble "groupe leptyno-amphibolique + métatexites" (fig.10 e ou f).

Depuis la rédaction initiale de ce travail, en 1983, nous avons essayé de trouver des arguments pétrologiques pour trancher entre ces différentes hypothèses structurales. La présence d'enclaves écolitiques dans les orthogneiss du Lévézou (on admet alors implicitement que ces granitoïdes n'ont intrudé la série leptyno-amphibolique qu'à l'aplomb du Lévézou) et des conditions de rééquilibrage des paragenèses à plus basse pression dans le Lévézou qu'à l'extérieur, nous conduisent pour l'instant à préférer l'hypothèse présentée figure 10 f (C. Delor *et al.* 1985).

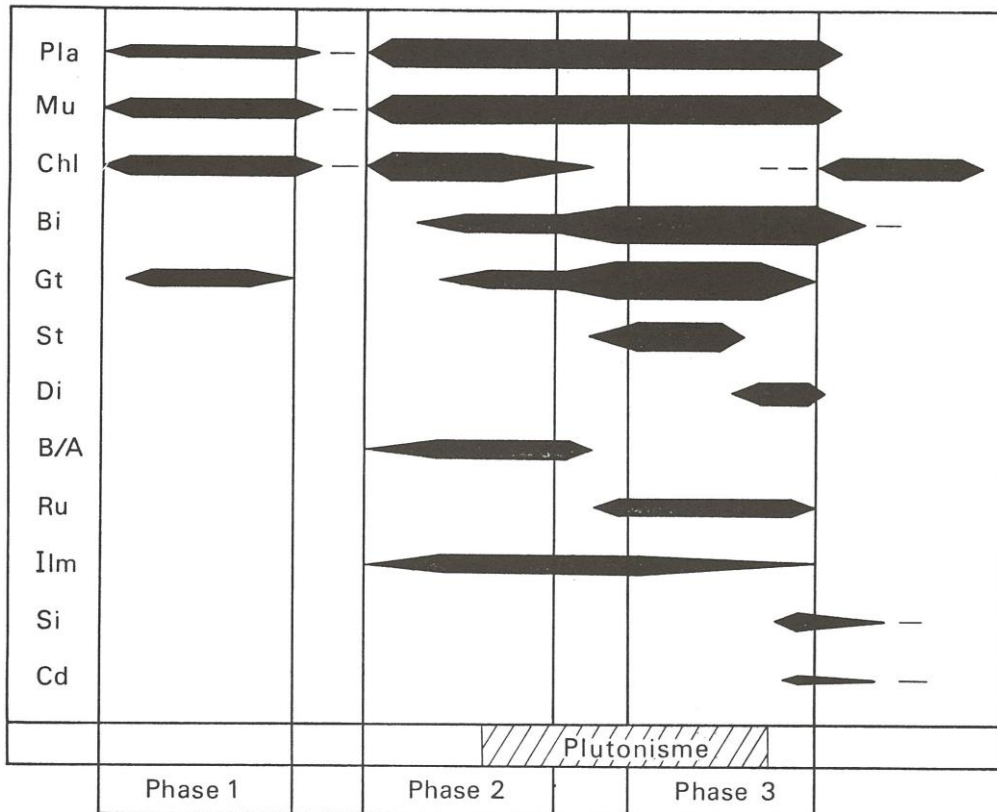
IV.-Relations cristallisation déformation

Les critères classiques des relations cristallisation-déformation ont été appliqués (A. Spry, 1969 ; R.H. Vernon, 1978 ; J.P. Bard, 1980) sans toutefois oublier que de nombreux facteurs tels que l'absence d'observations dans la troisième dimension, la vitesse de cristallisation, le type de déformation peuvent perturber leur interprétation (R.H. Vernon, 1978). Cependant nos critères pris dans leur sens descriptif montrent que de part et d'autre de la limite occidentale (considérée comme externe) du groupe leptyno-amphibolique, les relations cristallisation - déformation sont différentes (fig.12 et 13).

IV.1.- A l'extérieur du massif du Lévézou (fig.12)

a) phase 1

-La série grésopélitique et les gneiss fins montrent les mêmes relations cristallisation - déformation. En lame mince, la S₂ isole des microlithons dans lesquels sont préservés sur S₁ deux minéraux typomorphes : muscovite et chlorite, associés à de l'albite (planche 3 A). Bien visibles au sud, ces phyllosilicates disparaissent au contact des orthogneiss type Pinet où les phénomènes de phase 2 oblitèrent toute texture antérieure. Du sud au nord, la permanence des paragenèses à muscovite -chlorite sur S₁, témoigne des conditions épizonales de phase 1 dans toute la région.



Pla : plagioclase, Mu = muscovite, Chl = chlorite, Bi = biotite, Gt = grenat; St = staurotide, Di = disthène, Si = sillimanite, B = brookite, A = anatase, Ru = rutile. Ilm = ilménite, Cd = cordiérite. Plutonisme = mise en place des orthogneiss calco-alcalins.

Fig.12. - Relation cristallisation - déformation dans les séries paradiéviées affleurant à l'extérieur du Lévézou.

Un grenat hélicitique et calco-manganésifère, observé au sud de Naucelle, est isolé dans des microlithons de phase 1 à oxychlorite et muscovite (pl. 3B). La composition de ce grenat (alm = 61 %, py = 2 %, ghro = 22 %, spe = 15 %) confirme son appartenance au faible degré de métamorphisme ; c'est pourquoi nous n'en avons pas tenu compte pour le dessin de l'isograde grenat.

b) phase 2

Muscovite, chlorite, ilménite et anatase sont allongés dans la S_2 et s'alignent sur la L_2 minérale. Le plagioclase qui leur est associé est un oligoclase.

La biotite est stable dans cette schistosité à l'approche des orthogneiss type Pinet. L'attribution de cette biotite à la phase 2 est confirmée par la présence d'individus déformés par la S_3 de crénulation.

Les grenats peuvent présenter, à la périphérie des orthogneiss type Pinet, des coeurs hélicitiques. La présence systématique d'une bordure limpide statique sur la S_{1+2} ne permet pas d'interpréter rigoureusement les rapports entre schistosités interne et externe du minéral. Les individus présentant les bordures les plus minces semblent néanmoins indiquer une cristallisation syn-phase 2 des coeurs hélicitiques.

c) phase 3

-Des poeciloblastes millimétriques de biotite, et en plus faible proportion de muscovite, sont alignés sur la S_3 de crénulation et contiennent la S_2 régionale (planche 3C et 4A).

-Les coeurs hélicitiques des grenats s'entourent, à la périphérie des orthogneiss type Pinet, d'une bordure subautomorphe, pauvre en inclusions et statique sur la S_{1+2} . La planche 3D doit cependant être interprétée de façon moins schématique : une bordure du grenat présente à son contact une déflexion de la schistosité externe S_{1+2} alors que la bordure opposée est statique sur la schistosité. Selon A.K. Galwey et K.A. Jones (1962), cette observation montre que la cristallisation du grenat a commencé durant la phase 2, et ce, bien qu'aucune inclusion hélicitique ne soit visible. Localement, des textures en atolls ou des individus "framboïdes" (B. Lasnier, 1977) ont été observés sécants sur S_2 (pl. 5 A). Outre leurs caractères post-phase 2, tous ces différents types de grenats sont moulés par la schistosité de crénulation 3 qui limite alors des zones abritées de quartz peu développées. Leur aspect automorphe et limpide ne permet donc pas de préciser s'ils sont syn-phase 3 ou post-phase 2 anté phase 3 uniquement. Cette indétermination concerne aussi la blastèse de feldspath potassique automorphe (planche 5B) dont on sait qu'elle est au moins post-phase 2.

-Le staurotide est localisé autour de l'orthogneiss de Trémouilles et de la granodiorite de Caplongue (fig.14). Il est statique sur la S_{1+2} (pl. 4B) et définit autour de la granodiorite une linéation minérale parallèle à la linéation de crénulation L_3 . Le staurotide est donc post-phase 2, syn-phase 3.

-Le disthène est localisé autour du massif de Caplongue (fig.4c) ; l'absence de muscovite et de chlorite ne permet pas de mettre en évidence les rapports du minéral avec la foliation.

Seul, le caractère imbriqué des isogrades St^+ et Di^+ sur quelques dizaines de mètres (fig.14) et le parallélisme des cristaux de disthène avec les baguettes de staurotide laisse envisager une cristallisation post-phase 2, syn-phase 3.

La même ambiguïté existe pour les baguettes de fibrolite et pour la cordiérite qui semblent tardi-phase 3.

d) Post-phase 3

Quelques biotites et quelques muscovites sont localement sécantes sur la S_3 , mais le minéral typiquement post-phase 3 est une chlorite. Sous forme de rosettes maclées (pl. 5C) presque translucides en lumière naturelle, elle polarise dans des marrons à gris-bleu anormaux du premier ordre. D'un point de vue géographique, on la trouve localisée à la périphérie des orthogneiss de Trémouilles et du Pinet.

IV.2.- Dans le groupe leptyno-amphibolique

Cette série a subi trois phases de déformation comparables à celles déjà rencontrées à l'extérieur du groupe leptyno-amphibolique : plis isoclinaux de phase 1 N-S et plis isoclinaux 2 NW-SE antérieurs à une phase de serrage (P. Matte, C. Nicollet, 1976; C. Nicollet, 1978).

a) Phases 1 et 2

La foliation générale étant très pénétrative, nous n'avons pas pu reconnaître de microlithons de phase 1, ni de minéraux typiquement clastiques par rapport à la foliation S_{1+2} qui est parallèle à des "poissons" millimétriques de muscovite et de disthène (pl. 6A), auxquels sont rarement associés plagioclase, biotite et grenat parfois sigmoïde.

-Le staurotide est à l'équilibre textural avec le disthène, la biotite et la muscovite dans S_{1+2} .

-Le long de la bordure interne de la ceinture leptyno-amphibolique, la sillimanite fibrolite apparaît d'abord en croissance épitaxiale à partir de la biotite, puis, plus rarement à partir du staurotide et / ou du disthène (pl. 6B). Les relations cristallisation - déformation indiquent que cette blastèse a commencé pendant la phase 2 et lui est légèrement postérieure. Dans le synclinal du Vibal, les ocelles de sillimanite allongés sur L_2 , et localement des blastés de feldspath potassiques, sont clairement synfoliaux. Dans les roches basiques, les minéraux mésozonaux sont syntectoniques. Les reliques haute-pression sont au moins antérieures à S_2 .

b) Phase 3

-Cette phase de déformation est mal exprimée dans le groupe leptyno-amphibolique et de ce fait les minéraux tardifs par rapport à S_{1+2} peuvent n'avoir cristallisé que durant l'interphase 2-3. Dans les micaschistes phyllonitiques de la ceinture du Lézérou et du contact de base du synclinal du Vibal, les aiguilles de sillimanite dans les stries qui affectent la S_{1+2} sont replissées par la S_3 de crénulation.

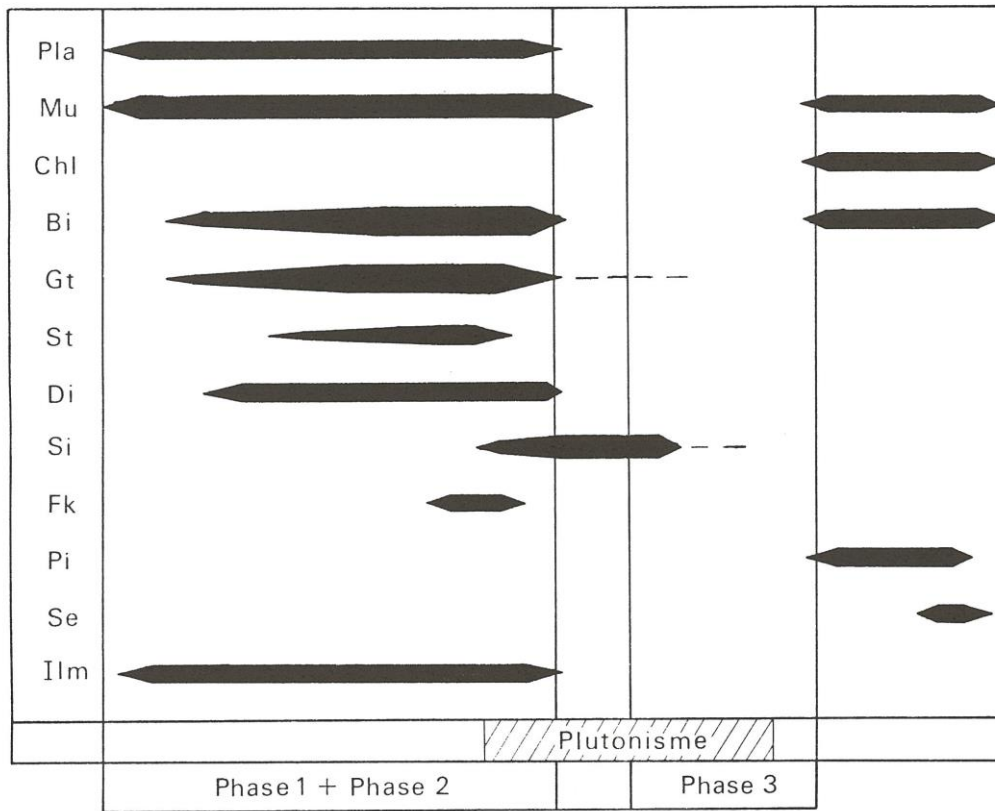


Fig.13.- Relation cristallisation-déformation dans les termes paradérivés affleurant à l'intérieur du Lévézou.
 F_K = feldspath potassique, Pi = pinnite, Se = séricite; autres abréviations comme dans la figure 12.

-Les observations sont plus litigieuses quand il s'agit de petits grenats automorphes qui recourent à l'emporte pièce les minéraux syn-phase 1 + 2. La mise en évidence des relations cristallisation -déformation est tout aussi difficile en ce qui concerne la pinnite qui se forme aux dépens du staurotite et de la séricite aux dépens du disthène. *Chlorite, muscovite et biotite*, sont également des minéraux tardifs communs.

V.- Métamorphisme

1-Le métamorphisme granulitique

Le terme métamorphisme granulitique est ici ambigu car il concerne deux types d'associations

minéralogiques (cf. II. 3 e) : les assemblages où les phases de haute pression sont à l'équilibre textural et les assemblages où les phases de haute pression sont réactionnelles, en couronnes statiques autour des minéraux magmatiques.

Rappelons que le premier type d'assemblage est observable uniquement dans les boudins d'éclogites, éclogitoïdes, amphibolites haute pression et trondjémities de la ceinture du Lévézou et du synclinal du Vibal et, plus localement, en enclave dans les orthogneiss calco-alcalins du Lévézou.

A partir des réactions discontinues, C. Nicollet (1978) a estimé les conditions P-T entre 12.5 et 20 Kb et 750 et 840 °C. L'étude du couple "cpx-grenat" à l'équilibre chimique de l'éclogite de Saint-Amans (x = 633.3, y

= 3196,7) a permis de préciser des conditions P-T (12 Kb et 700°C, C. Dupuy *et al.*, 1977). Les minéraux primaires sont dans tous les cas allongés sur la foliation interne des boudins et témoignent d'une tectonique tangentielle "haute pression". Ces observations pétrographiques et l'affinité tholéitique des reliques éclogitiques (A. Giraud, 1985) sont autant d'arguments en faveur d'une zone de suture tel que cela a déjà été envisagé au niveau de la ceinture leptyno-amphibolique du Lézérou (C. Nicollet, 1978; A. Giraud, 1985).

La signification des cumulats type "troctolites et norites" d'affinité tholéitique (A. Giraud, 1984) demeure plus problématique. Les textures coronitiques dessinées par les assemblages haute pression (cf. II. 3. e) sont couramment interprétées en termes de refroidissement en climat granulitique "statique" avec des variantes allant des simples réactions de sub-solidus (W.L. Griffin K.S. Heier, 1973; T.F. Emmet, 1982) aux réactions solides-liquides (H.S. Yoder G.A. Chinner, 1960; P.M. Gardner and B. Robins, 1974). Le caractère rétrograde de cette coronitisation consécutif à une baisse de température n'exclut pas pour autant une augmentation de pression (W.L. Griffin, 1971; B. Lasnier, 1977) compatible avec le stade éclogitique. Dans l'hypothèse où ces cumulats ont subi le même événement "HP-HT" que les éclogites, il reste à trouver des termes déformés tels que ceux décrits par M. Piboule et D. Coffrant (1970).

Quoiqu'il en soit, la présence d'enclaves éclogitiques dans les coronites (C. Nicollet, 1982) montre leur caractère précoce au cours du métamorphisme haute pression. Cette observation vient à l'appui du fait qu'aucune figure d'anatexis n'est observable dans les

amphibolites et éclogites affectées par le métamorphisme barrovien et contenant les niveaux trondjhémittiques. De ce fait, la genèse des niveaux métatondjhémittiques de haute pression par fusion partielle d'amphibolites (C. Nicollet, A. Leyreloup, 1978; C. Nicollet *et al.* 1979) n'a pu se faire que dans les premiers stades de ce métamorphisme haute pression. Rappelons à ce titre que les données U/Pb sur zircons donnent un âge de 485 MA pour la genèse du liquide trondjhémittique (C. Pin, 1979).

V.2. Les métamorphismes régionaux

La succession des associations minéralogiques typomorphes, leur cartographie et les relations cristallisation-déformation permettent d'individualiser deux types de métamorphisme de part et d'autre de la bordure externe du groupe leptyno-amphibolique, c'est-à-dire dans le massif du Lézérou d'une part et dans les séries environnantes d'autre part.

a) A l'extérieur du massif du Lézérou

L'apex du métamorphisme est clairement post-folial (cf. fig.12). Les zones isométamorphiques à biotite, grenat, staurotide et disthène reflètent cartographiquement la géométrie des orthogneiss calco-alcalins (fig.14) et non celle du Lézérou comme on aurait pu s'y attendre dans une interprétation en dôme thermique de ce massif (C.J. Talbot, 1971; E. Den Tex 1975). Les isogrades Bi^+ , Gt^+ , et St^+ sont sécants sur la foliation régionale S_{1+2} . Cette obliquité progressive à l'ouest de Cassagnes-Bégonhès est plus marquée à l'ouest de l'orthogneiss de Trémouilles où les isogrades grenat⁺ et staurotide⁺ recoupent la limite de l'orthogneiss de Rodez (fig.14) confirmant ainsi le caractère anté-

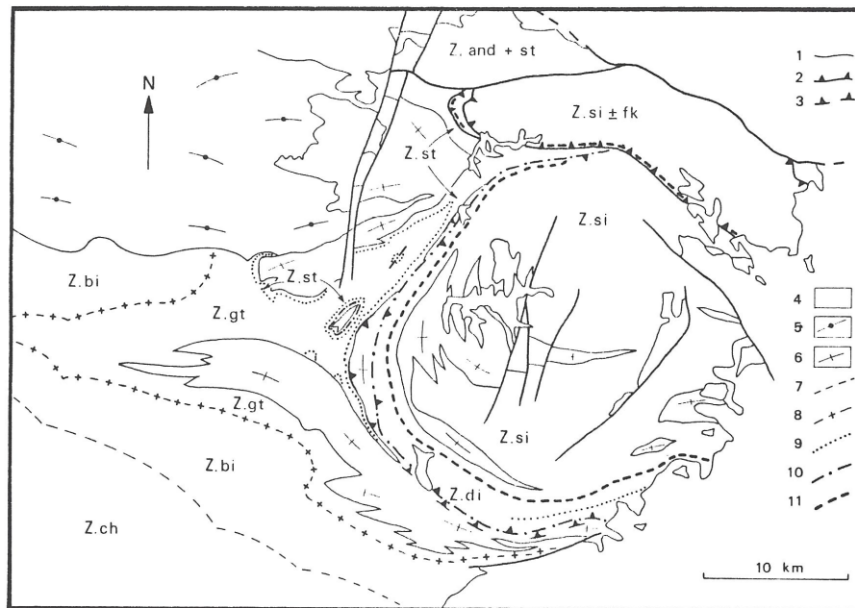


Fig.14.-Carte des zones isométamorphiques du Rouergue oriental. 1, contour géologique. 2, Chevauchement. 3, Chevauchement supposé. 4, Couverture sédimentaire. 5, orthogneiss de Rodez. 6, orthogneiss calco-alcalin type Pinet. 7, isograde d'apparition de la biotite. 8, isograde d'apparition du grenat. 9, isograde d'apparition du staurotide. 10, isograde d'apparition du

disthène. 11, isograde d'apparition de la sillimanite. Les abréviations Z. ch., Z. bi, Z. gt, Z. st, Z. di, Z. si ± fk et Z and + st font respectivement référence aux zones isométamorphiques à chlorite, biotite, grenat, staurotide, disthène, sillimanite + muscovite, "sillimanite ± feldspath potassique" et andalousite + staurotide.

métamorphique de ce métagranite alcalin. La cartographie des isogrades montre également que cette région atteint au maximum la zone à staurotide contre la bordure occidentale du groupe leptyno-amphibolique.

Les réactions discontinues progrades observées au microscope optique ou déduites des assemblages minéralogiques successifs sont les suivantes (C. Delor *et al.* 1984) :

R1 : chlorite + phengite (muscovite) → biotite + alchlorite + quartz (F.J. Turner, 1968)

R2 : chlorite + muscovite + quartz → biotite + grenat + H₂O (A.B. Thompson, 1976a)

R3 : chlorite + muscovite → staurotide + biotite + quartz + H₂O (G. Hoschek, 1969)

R4 : paragonite (muscovite) + quartz → disthène + albite (plagioclase) + H₂O (N.D. Chatterjee et E. Froese, 1975).

R5 : staurotide + muscovite + quartz → disthène + biotite + H₂O (G. Hoschek, 1969; J. Ganguly, 1972).

Les cristallisations tardives (post-phase 3) de phyllosilicates (pl. 5C) sont typiquement rétrogrades ; elles correspondent à la "diaphtorèse" de H.R. Von Gaertner (1937).

Les conditions P-T calculées à partir de ces réactions discontinues et à partir du géothermomètre "bi-gt" (A.B. Thompson, 1976b) et du géobaromètre "gt-pla" (R.C. Newton et H.T. Haselton, 1981) mettent en évidence des gradients de 100 à 200°C / km autour de la granodiorite de Caplongue pour une profondeur d'environ 20 km (C. Delor *et al.*, 1984-fig.15). Compte tenu des relations cristallisation - déformation que nous avons décrites (IV.1), et de ce qui est décrit ailleurs dans la littérature (e.g. F.S. Spear *et al.* 1984), nous avons interprété de tels gradients en termes d'auroles thermiques syntectoniques, c'est à dire hercyniennes. L'âge cadomien attribué par J.M. Lafon (1984) à la mise en place de la granodiorite de Caplongue contredit cette hypothèse et soulève une discussion en deux points :

-Si l'association granodiorites-granitoïdes type Pinet que nous proposons est exacte, cet âge remet en cause les âges précédents (cf. I.2) et notamment l'âge obtenu par C. Pin (1981) avec la même méthode sur le massif du Pinet. Il est vrai que les monzogranites de type "S" sont riches en zircons hérités et ne donnent pas un âge de mise en place rigoureux (C. Pin, 1981 ; J.M. Lafon, 1986).

-Dans l'hypothèse où la granodiorite de Caplongue est cadomienne, elle est affectée avec les cornéennes de son aurole de contact par le métamorphisme décrit. Dans ce cas, l'apparition locale de staurotide et disthène dans une zone à grenat traduit une baisse de pression partielle d'eau dans des roches déshydratées (A. Althaus, 1968; R. Powell, 1978) avant le métamorphisme qui n'en reste pas moins lié à la mise en place des orthogneiss type Pinet à l'Hercynien conformément aux âges d'environ 350 MA obtenus tant par la méthode U-Pb (J.M. Lafon, 1986), que ⁴⁰Ar/³⁹Ar (H. Maluski, 1985).

Quoiqu'il en soit, le caractère prograde du métamorphisme au cours des phases tectoniques 2 et 3, et l'agencement des zones isométamorphiques autour des orthogneiss type Pinet, demeurent incompatibles avec la zonéographie de P. Collomb (1970) et rendent erronées les notions de phase

"Rutène" et phase "du Bas-Rouergue" (toutes deux épizonales) de cet auteur.

b) A l'intérieur du massif du Lézéou

Le métamorphisme affecte la matrice greywackopélitique, basique ou carbonatée et les reliques catazonales ; c'est l'épisode M₃ de C. Nicollet (1978). Le réajustement des associations granulitiques a déjà été discuté (M. Piboule et D. Coffrant, 1970 ; B. Lasnier 1970 ; C. Nicollet, 1978) et sera repris en détail ailleurs (travail en cours).

Comme on se situe dans le degré moyen de métamorphisme, seules les compositions greywackopélitiques de l'encaissant permettent de cerner l'évolution des conditions de ce métamorphisme. En effet, les metabasites montrent très peu de variations minéralogiques (cf. II. 3.e). Dans la série pélitique, les paragénèses observées (cf. II.3. a,b,c,d) indiquent que le type de métamorphisme est typiquement barrovien avec, de l'extérieur vers l'intérieur du massif, les isogrades successifs disthène⁺, staurotide⁺, sillimanite⁺, staurotide⁻, disthène⁻, et au coeur du Lézéou les métatextites à "muscovite + sillimanite". La sillimanite apparaît de façon précoce à partir de la biotite (A. Hietanen, 1937 ; B.W.D. Yardley, 1977). Il est vrai cependant que cette succession bien définie au sud où les pélites sont abondantes (C. Nicollet, 1978) est plus difficile à retrouver à l'ouest et au nord où le groupe leptyno-amphibolique est essentiellement basique et où, par exemple, le staurotide n'a pas été observé dans les pélites. Seul, un staurotide réactionnel lié au réajustement de l'assemblage "disthène + grenat + quartz + zoisite" d'une trondhémite de haute pression (Fau de Dours, x = 626,7 ; y = 3212,1) est en accord avec la présence de staurotide du métamorphisme barrovien. Pour cette raison, nous n'avons pas prolongé l'isograde staurotide de la branche sud du groupe leptyno-amphibolique (fig. 14) dans la branche N-S de cette ceinture. Seule, une étude comparée "chimie des phases - chimie de la roche hôte" pourra préciser si cette "disparition" latérale du staurotide est un effet de composition chimique globale ou un biseautage d'isograde, par exemple.

Enfin, les réactions à l'état solide entre biotite et plagioclase donnant du grenat dans l'orthogneiss qui longe la bordure occidentale du Lézéou, et, l'assemblage "disthène + grenat" dans l'orthogneiss à grain fin de Font-Bonne (cf. II. 2. b.1) peuvent être rattachés à ce même métamorphisme barrovien.

La succession des zones d'isométamorphisme et des isogrades définis ci-dessus peut être aussi bien interprétée en termes de gradient métamorphique prograde, qu'en termes de gradient métamorphique rétrograde, de la périphérie vers le coeur du massif du Lézéou. En effet, les associations à grenat - disthène, muscovite situées à la bordure externe du massif, reflètent des conditions P.T. plus élevées, ou plus faibles que celles à sillimanite - muscovite du coeur du massif. La présence d'andalousite et de corindon non-transformés dans les cornéennes au centre du Lézéou (voir plus loin, c-1 de ce chapitre) laisse d'ailleurs supposer une baisse de pression rendant l'hypothèse rétrograde la plus plausible. A ce titre, nous venons de réaliser des mesures thermobarométriques (non publiées) qui confirment

ce point de vue ; le gradient métamorphique estimé à partir de ces calculs est reporté figure 15.

La synforme du Vibal est caractérisée par les associations à sillimanite, \pm muscovite \pm feldspath potassique dans les métapélites et apparaît donc légèrement plus métamorphique que le Lévézou, du moins si l'on admet que la réaction :

R6 : muscovite + quartz = sillimanite + feldspath potassique + H₂O (N.D. Chatterjee et E. Froese) a été franchie. Comme les associations à sillimanite + feldspath potassique n'existent que localement, au sein d'associations à sillimanite + muscovite, il est là aussi difficile de savoir si ces roches sont les termes les plus élevés du métamorphisme barrovien décrit dans la ceinture leptyno-amphibolique du Lévézou. Au contraire, les résultats thermobarométriques obtenus par F. Romney (1985) après la première rédaction de ce travail, semblent indiquer que ces roches se situent elles - aussi sur un trajet rétrograde représenté figure 15. Nous y avons indiqué par ailleurs le gradient provoqué par un dôme thermique, lequel se traduit essentiellement par une rapide chute de pression puis une baisse de température (L.S. Hollister, 1979 ; F.S. Spear *et al.*, 1984).

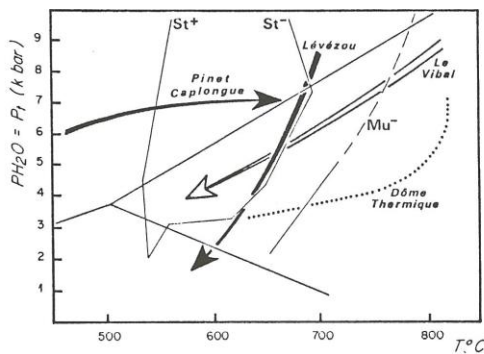


Fig. 15.- Evolutions des conditions P-T pour les différentes unités métamorphiques du Rouergue oriental.

Pinet, Caplongue : gradient métamorphique tardif à post-phase 2 estimé pour les séries externes du Lévézou autour des intrusifs calco-alcalins (C. Delor *et al.*, 1984). Lévézou et Le Vibal : Gradients métamorphiques syn-phase 2 pour chacune de ces unités (données inédites). Le gradient métamorphique caractéristique d'un dôme thermique (en pointillés, L.S. Hollister, 1979) est figuré pour comparaison. Champ de stabilité des polymorphes de silicate d'alumine d'après M.J. Holdaway (1971). Domaine du staurotide d'après M.J. Bickle et N.J. Archibald (1984). Mu- = disparition de la muscovite d'après B. Storre (1972).

Cette évolution des conditions P-T, à relier à l'ascension relativement rapide d'un diapir ne rend pas compte du gradient observé dans le massif du Lévézou. C. Nicollet (1978) reconnaît aussi un métamorphisme tardif "M₄" de basse pression auquel il rattache les biotites et les grenats équants des pélites extérieures à la ceinture basique, la pinite altérant le staurotide, la séricite altérant le disthène, et une sillimanite située dans les zones à grenat et

disthène que nous venons de définir. Nous voyons tout de suite que la succession d'apparition des minéraux telle qu'il l'avait évoquée ne peut être retenue puisqu'ils appartiennent à deux séries différentes ; en particulier la sillimanite n'existe que dans les métacornéennes déjà signalées (cf. II.3. a). Et pinite et séricite sont des produits classiques d'altération des silicates métamorphiques. En conclusion, l'épisode M₄ de C. Nicollet (1978) n'a aucune réalité.

c) Le problème des métacornéennes et métaschistes tachetés

Nous avons retrouvé des métacornéennes à l'intérieur comme à l'extérieur du massif du Lévézou. Il s'agit de roches ayant subi un métamorphisme de contact antérieur aux métamorphismes des deux séries (épisode granulitique de haute pression excepté). Certaines de ces métacornéennes avaient été mentionnées (J. Bergeron, 1889; J. Durand in A. Demay, 1935; M. Roques, 1941; J.M. Cantagrel et M. Piboule, 1972; C. Nicollet, 1978). Malgré une apparente similitude à l'observation macroscopique on sépare pétrographiquement celles qui proviennent de l'intérieur du Lévézou de celles provenant de l'extérieur. Leur analyse pétrologique et thermobarométrique a été publiée par C. Delor *et al.* (1985).

1) A l'intérieur du Lévézou

Ces roches sont soit à la bordure des orthogneiss alcalins (Lissirou : x = 641,5, y = 3225,9; Salgans : x = 638,2, y = 3205,7), soit en enclaves dans les orthogneiss calco-alcalins (Estalane : x = 646,9 y = 3206,6). Dans ces roches à stratification parfois préservée (pl.2D), on rencontre l'association minérale complexe typique du "pyroxène hornfels facies" (H.G.F. Winkler, 1979) :

\pm quartz, plagioclase, biotite, \pm muscovite, grenat, \pm corindon, andalousite, \pm disthène, sillimanite prismatique, \pm feldspath potassique (34)

La succession andalousite, sillimanite, feldspath potassique caractérise un métamorphisme basse pression qui affecte des pélites peu ou pas métamorphiques. Dans l'orthogneiss d'Estalane, la présence de corindon dans ces cornéennes indique une sous-saturation et une richesse en alumine rappelant les compositions que l'on rencontre dans les restites d'anatexie. Corindon et quartz ne coexistent jamais dans la même roche.

L'analyse thermobarométrique (C. Delor *et al.* 1985) montre que ces métacornéennes se sont équilibrées à des conditions de pression et température de 3 à 5 Kbars et environ 580°C.

2) A l'extérieur du Lévézou

Ces roches présentent une diversité plus grande. Près du Pinet, ce sont des "cornes" noirâtres à cassure conchoïdale présentant des agrégats de biotite et muscovite non orientés sur lesquels pousse un minéral à fort relief, cryptocristallin, non identifiable au microscope mais rappelant la sillimanite naissante. J. Bergeron (1889) et J.M. Cantagrel et M. Piboule (1972), puis C. Nicollet (1978) décrivent dans la même région des schistes tachetés à ocelles de quartz, feldspath et muscovite qui, selon ces auteurs, pourraient pseudomorphoser d'anciennes andalousites, ce qui n'a pu être démontré.

Dans les gneiss fins atypiques (Moulin de Sarlit : $x = 623,4$, $y = 3205,8$; Espinassettes : $x = 627,9$; $y = 3216$), nous avons trouvé des cornéennes où la sillimanite se forme aux dépens de nucléi primaires à biotite + cordiérite fraîche". Le long de la bordure nord du Pinet ($x = 638,5$, $y = 3196,8$) on trouve des enclaves de gneiss fins cornéifiés dans le faciès à grain fin associé au faciès porphyroïde du Pinet. Ces roches noirâtres, hyperquartzéuses et non foliées présentent des traces de fusion. Elles contiennent comme assemblage minéralogique :

quartz, \pm plagioclase, \pm muscovite, biotite, sillimanite, cordiérite pinitisée, grenat (35)

Enfin, toujours dans la même zone, une cornéenne de roches carbonatées présente la paragenèse :

quartz, trémolite, grossulaire, épidote, sphère (36)

C. Delor *et al.* (1984) ont montré que ces métacornéennes se sont rééquilibrées dans des conditions pression-température équivalentes à celles estimées dans les séries paradérivées encaissantes, c'est à dire entre 5 et 6 kbars et à environ 580°C. Notons que pour des conditions de température semblables, les conditions de pression sont significativement plus élevées que celles calculées pour les métacornéennes et schistes tachetés de l'intérieur du Lézérou.

Les cornéennes de l'intérieur et de l'extérieur du Lézérou présentent des associations minérales polymétamorphiques. Nous en voulons pour preuve :

-à l'intérieur du Lézérou, la présence de disthène se surimposant aux minéraux de contact

-à l'extérieur du Lézérou, la présence de grenat framboïde, lié au contact de l'orthogneiss du Pinet, croissant postérieurement aux ocelles à "cordiérite + biotite" décrits précédemment (photo 6C).

L'existence des paragenèses à "andalouite \pm cordiérite \pm corindon" contre les intrusifs anatectiques de Lissirou et Salgans, ou précoces dans les assemblages polymétamorphiques à disthène du Lézérou, semble accréditer l'hypothèse d'un métamorphisme basse pression ancien de type contact. L'observation microscopique des cornéennes et schistes tachetés montre que leur texture s'est développée dans des roches peu ou pas métamorphiques et peu ou pas déformées. Elles reflètent donc un métamorphisme "basse pression-haute température" précoce dans l'histoire tectonique de la région. Deux scénarios doivent être envisagés quant à l'histoire de ces roches :

a) Une histoire discontinue ; ces cornéennes sont dues au métamorphisme de contact des granitoïdes alcalins anciens (par exemple l'orthogneiss infracambrien des Palanges) et ont été rééquilibrées par les événements tectono-métamorphiques hercyniens, environ 250 MA plus tard. La présence de telles cornéennes dans la klippe du Vibal semble accréditer cette hypothèse.

b) Une histoire continue ; ces cornéennes représentent le premier stade basse pression du métamorphisme de contact des granitoïdes calco-alcalins hercyniens comme pourrait le suggérer leur étroite proximité avec les orthogneiss de ce type. Les conditions de basse pression auraient ensuite évolué

vers des conditions de pression intermédiaire pendant la mise en place syn-métamorphique de ces orthogneiss.

Remarquons qu'aucune de ces cornéennes n'a été trouvée au contact des métagranodiorites dont le subsolidus est à plus haute température que celui des orthogneiss granitiques de cette suite calco-alcaline.

Nous avons insisté (III.1) sur le fait que l'apparition des minéraux du métamorphisme est géométriquement liée aux contacts des orthogneiss calco-alcalins, en particulier celle du staurotide et du disthène autour de la granodiorite de Caplongue dont l'âge U-Pb est incompatible avec l'interprétation syn-cinématique de ce massif. Les deux remarques finales faites en présentant les scénarios a et b, ci-dessus, nous poussent à considérer l'histoire (a) comme la plus tentante, outre l'intérêt qu'elle réconcilie toutes les données radiochronologiques. De plus, elle rend bien compte du caractère syn à tardi tectonique du staurotide et du disthène, apparus localement dans une zone à grenat (cf. discussion en V-2-a), leur apparition étant induite par une baisse de pression partielle d'eau dans des roches déshydratées (métamorphisme de contact ancien) avant le métamorphisme hercynien dont la source est soit l'orthogneiss du Pinet, soit la mise en place de la nappe du Vibal et du massif du Lézérou.

VI. Interprétation

VI.1. A propos du Lézérou

Ni les sens de cisaillement relevés dans les orthogneiss calco-alcalins (le Lézérou est descendant par rapport aux régions externes), ni les données pétrographiques (absence de diatexites, de granites d'anatexie et d'auréole thermique autour du Lézérou) ne permettent de continuer à interpréter le massif du Lézérou comme un dôme diapirique.

La cartographie en couronne de la ceinture leptyno-amphibolique du Lézérou avait été reconnue depuis longtemps (J. Bergeron, 1905) ainsi que les pendages de foliation vers le sud, au sud et au nord, et subverticaux à l'ouest. Cet aspect cartographique et ces pendages ont conduit à interpréter le Lézérou "en large dôme, avec du granite et des migmatites granitiques ou gneissiques, des gneiss d'injection au centre, et une couronne de paragneiss, amphibolites et micaschistes" (A. Demay *et al.* 1958). Cette structure a généralement été admise par tous les auteurs qui nous ont précédé (M. Roques, 1941 ; P. Collomb, 1970 ; C. Nicollet, 1978). Nous avons vu cependant que la zone de charnière anticlinale nécessaire entre les flancs est difficile à définir (fig.8) surtout dans la partie orientale où les foliations ont un pendage régulier de 30° à 40° sud jusqu'au flanc méridional de la synforme du Vibal. L'interprétation en dôme du Lézérou impliquait aussi que les isogrades du métamorphisme régional barrovien (M. Chenevoy et J. Ravier, 1971 ; C. Nicollet, 1978) soient géométriquement liés à ce dôme. En réalité, nous avons montré que deux séries, présentant des histoires métamorphiques différentes, sont situées de part et d'autre de la bordure externe de la ceinture basique :

-à l'extérieur du Lévézou, les pélites ont subi un métamorphisme de pression intermédiaire autour des orthogneiss type Pinet. Les isogrades sont sécants sur la foliation régionale S_{1-2} et, par là même, indépendants de la limite du "dôme".

-à l'intérieur, le métamorphisme qui se superpose à un métamorphisme granulitique dans la ceinture leptyno-amphibolique est barrovien et semble rétrograde vers le centre du Lévézou où l'on atteint à peine le domaine des métatexités à sillimanite, sans retrouver les diatexités et granites d'anatexie jusque là évoqués.

Cette répartition des isogrades paraît difficilement réconciliable avec une structure en dôme thermique. Par contre, les enclaves d'amphibolites à corindon remontées par la granodiorite de "Fraysse" (voir II.2.b.1) et les enclaves granulitiques observées dans les orthogneiss calco-alcalins du Lévézou (voir II.2.b.2) sont des arguments que nous avons utilisés pour préférer l'hypothèse synforme à l'interprétation antiforme (C. Delor *et al.* 1985). Cette synforme demande plus de documentation, en particulier au point de vue géophysique. Il n'en reste pas moins vrai que dans l'état actuel des connaissances, on doit l'envisager au même titre que toute autre solution qui apparaît plus plausible. Le Lévézou constituerait le nez d'un vaste pli couché, voire en fourreau, ce qui serait en accord avec le grand pli que nous avons discuté au III.2. Une autre solution consiste à accepter un comportement plus ou moins diapirique du "socle" (les séries environnantes) sous une nappe de matériel ophiolitique (le Lévézou) comme cela a été décrit ailleurs (C.P. Andrews-Speed et C.C. Johns, 1985). Mais encore une fois, la difficulté à définir une charnière post-foliale 3, qu'elle soit anticlinale ou synclinale, dans le Lévézou, n'est pas en faveur de cette hypothèse. Le Lévézou pourrait donc bien être une tête plongeante syn-phase 2, déversée alors vers le sud avant d'être basculée par la phase 3 dont la vergence nord n'est pas à discuter.

VI.2. A propos de la synforme du Vibal

La synforme du Vibal, déversée vers le nord (voir aussi l'article de A. Demay, 1947), est une klippe charriée vers le sud dont la mise en place est syn à tardif phase 2.

La synforme du Vibal, au nord, représente une zone à "sillimanite, biotite, \pm muscovite, \pm feldspath potassique" qui repose par l'intermédiaire de mylonites et de phyllonites sur une zone à staurotide du métamorphisme des séries sous-jacentes. Cette saute de température (supérieure à 100°C) et l'absence de termes mésozonaux intermédiaires traduisent l'allochtonie des gneiss à sillimanite avec les reliques basiques et ultrabasiques (dont certaines de haute pression) qu'ils contiennent. La présence de termes mésozonaux au nord-est de La Clau ainsi que sous les calcaires des Causses (cf. II.3.c et d) permet d'envisager, pour les mêmes raisons, un contact anormal entre l'unité du Vibal et les paragneiss moins métamorphiques au nord-est (fig.4 et carte hors texte). Notons que le contact de base tel que nous l'avons défini recoupe l'isograde "disthène+" ce qui traduit un mouvement tardif (mais antérieur au plissement en synforme 3) le long de ce plan de chevauchement. Précisons que depuis ce travail, F. Romney (1985) a pu mettre en évidence, sur une coupe E-W du Vibal à Compolibat qui est extérieur à

notre carte hors texte, une disposition inverse des isogrades du métamorphisme syn-folial dans l'autochtone relatif de la klippe du Vibal.

Les microstructures observées dans les mylonites et phyllonites qui soulignent le chevauchement (linéations, plis d'entraînement, bandes de cisaillement) montrent que le déplacement de cette unité s'est fait du nord vers le sud, de façon relativement ductile, et avant plissement par la phase 3. Cette série charriée témoigne ici que pendant l'orogène varisque, des nappes se sont avancées vers le sud jusque dans le Rouergue oriental, comme d'ailleurs dans le Rouergue occidental (J.L. Bodinier et J.P. Burg, 1980-1981).

En plus des roches éclogitiques d'affinité tholéitique qu'elle renferme, l'existence de la klippe du Vibal conduit à envisager un contact anormal majeur au niveau de la ceinture basique du Lévézou. Nos données pétrographiques montrent que si ce contact est réel, il doit se situer sur le périmètre externe de cette ceinture, en impliquant l'orthogneiss périphérique à réactions "charnockitiques" (J.P. Burg et C. Teyssier, 1980-1981). En conséquence, la ceinture leptyno-amphibolique ne peut-être la semelle d'une nappe charriée par dessus un dôme du Lévézou comme cela a été discuté par C. Nicollet (1978), J.P. Bard *et al.* (1980), et J.P. Burg *et al.* (1984b). Il reste alors à savoir si la structure du Lévézou n'a été qu'un chevauchement comparable à celui que l'on connaît au nord dans le Haut-Allier, et à Marvejols (J.P. Burg et P. Matte, 1978). Dans ce cas, le métamorphisme que nous avons décrit dans les séries paradérivées adjacentes correspond au métamorphisme inverse sous la nappe du Lévézou (venue par dessus la nappe du Vibal puisque les pressions dans le Lévézou semblent plus faibles que dans le Vibal, C. Delor *et al.*, 1985), perturbé par les laccolites syntectoniques et les gradients thermiques qui leur sont associés.

VI.3. A propos de la forêt des Palanges

L'ensemble des roches de la forêt des Palanges a subi quant à lui un métamorphisme plus proche de celui décrit au delà du détroit de Rodez dans les séries de Saint-Geniez-d'Olt (B. Briand, 1973 ; C. Pin, 1980-1981) et de la Châtaigneraie (J.P. Burg *et al.* 1984b). Donc, malgré les apparences géographiques, la forêt des Palanges ne semble pas appartenir aux séries cristalphylliennes du Rouergue au sens strict, mais aux séries septentrionales auxquelles elle se raccroche par le horst de Vimenet. Les roches à grenat, staurotide \pm andalousite des Palanges, et connues à Vimenet ont des associations minéralogiques semblables à celles des métapélites décrites vers l'ouest par F. Romney (1985). Elles pourraient être dues au métamorphisme inverse maintenant documenté sous la nappe du Haut-Allier-Marvejols (J.P. Burg *et al.* 1984), et qui s'étend vers le sud sous la klippe du Vibal, au moins.

VI.4. Une interprétation géodynamique

Nous avons montré que deux types de métagranites (l'un alcalin et l'autre calco-alcalin) coexistent tant à l'intérieur qu'à l'extérieur du Lévézou. Dans les roches basiques du groupe leptyno-amphibolique, la lignée calco-alcaline est retrouvée (M. Piboule, 1977, C. Nicollet, 1978 ; A. Giraud, 1985) associée à une lignée tholéitique océanique (M. Piboule et J. Pontier, 1977) à laquelle se rattachent péridotites

litées et harzburgites (cf. II.3.f). Ces trois types magmatiques, dans une même région, représentent tout à fait les roches que l'on s'attend à trouver dans des zones de suture qui impliquent, compte tenu du magmatisme calco-alkalin, la proximité d'un arc ou d'une marge continentale. Les éclogites et les granulites de haute pression reflètent quant à elles, les stades précoces en subduction.

Remerciements :

Ce travail a été financé par le BRGM (lever à 1/50000 de la carte de Salles-Curan).

Mr A. Autran et J.P. Bard ont bien voulu critiquer et discuter de façon constructive un premier manuscrit, ainsi que R. Caby qui a ajouté son enthousiasme pointilleux sur le terrain. B. Lasnier, J. Marchand et C. Nicollet nous ont aimablement communiqué toutes les données dont ils disposaient.

Nous tenons à remercier également Mr Ripert (Société COGEMA) pour avoir mis à notre disposition toutes les carottes de sondages concernant le socle sous les calcaires des Causses. Nous devons à C. Dupuy les analyses inédites de roches totales. P. Viela et J.P. Téjedo ont réalisé les 1500 lames minces utilisées dans ce travail.

Références bibliographiques

- ALTHAUS E. (1968) - Der Einfluss des Wassers auf metamorphe Mineralreaktionen. *N. Jb. Miner. Mh.*, 9, pp. 289-306.
- ANDREWS SPEED C.P., JOHNS C.C. (1985).- Basement diapirism associated with the emplacement of major ophiolite nappes : some constraints. *Tectonophysics*, 118, pp. 43-59.
- BARD J.P. (1980).- Microstructures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson Ed., Paris, New-York, Barcelone, Milan, 192p.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P., RIBEIRO A. (1980) - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26^{ème} congrès géol. internation. Paris ; Mem. BRGM Fr., 108, pp. 233-246.
- BERGERON J. (1889).- Etude géologique du massif ancien situé au sud du Massif central. Thèse, Paris, *Ann.Soc. géol.*, 22, 362p.
- BERGERON J. (1904).- Feuilles de Saint-Affrique et du Vigan. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*(CR Collab.), 16, (105), pp. 94-97.
- BERGERON J. (1905).- Feuille de Rodez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 16, (110), pp. 362-363.
- BHATTACHARYYA D.S. (1981).- Geometry of isograds in metamorphic terrains. *Tectonophysics*, 73, pp. 385-395.
- BICKLE M.J., ARCHIBALD N.J. (1984).- Chloritoid and staurolite stability : implications for metamorphism in the Archean Yilgarn Block, Western Australia. *J. metamorphic géol.*, 2, pp. 179-203.
- BODINIER J.L., BURG J.P. (1980-1981).- Evolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. BRGM, Fr.*, 2, section I, (4), pp. 315-339, 1 carte h.t.
- BOISSE A.(1852).- Recherches sur les gîtes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits plutoniques. *Ann. Mines*, (5,2).
- BOISSE A.(1858).- Carte géologique à 1/200 000 du département de l'Aveyron, Paris, Imprimerie nationale.
- BONIN B. (1977).- Les complexes granitiques subvolcaniques de Corse : caractéristiques, signification et origine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 19, n°4, pp.865-871.
- BRIAND B. (1973).- Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols. *Bull. BRGM, Fr.*, 2, section I, (4), pp. 183-198.
- BRIERE Y. (1920).-Les éclogites françaises. Leur composition minéralogique et chimique, leur origine. Thèse Paris Ed. M. Giard et E. Brière, 142p.
- BRUN J.P. (1983).-Isotropic points and lines in strain fields. *J. Struct. Geol.*, 5, pp. 321-327.
- BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1984a).- Structures tangentielles en Rouergue oriental : arguments tectoniques et métamorphiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 298 D, II, n°8, pp. 375-378.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE P. (1984b).- Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan belt : an example in the French Massif central. *Geol. Soc. London, special publication*, 14, in : *Variscan tectonics of the North Atlantic region*, pp. 47-61. Ed. D.H.W. Hutton, D.J. Sanderson, Blackwell Scientific Publications.
- BURG J.P., MATTE P. (1978).- A cross section through the french Massif central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. dt. Geol. Ges.* 129, pp. 429-460.
- BURG J.P., TEYSSIER C. (1983).- Contribution à l'étude tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue oriental. La déformation des laccolites syntectoniques, type Pinet. *Bull. BRGM Fr.*, (2) 1, n° 1-2, pp. 3-30, 9 fig., 1 carte h.t., 3 pl. photo.
- CANTAGREL J.M., PIBOULE M. (1971).- Mesure par la méthode à l'argon, de l'âge du métamorphisme de quelques métabasites du Rouergue cristallin (Massif central français). *C.R.Acad. Sci Fr.*, 272 D, pp. 1731-1734.
- CANTAGREL J.M., PIBOULE M. (1972).- Nouvelles données radiométriques Rb/Sr sur les formations granitiques du Rouergue oriental (Massif central français). *C.R.Acad. Sci.Fr.*, 274 D, pp. 2125-2128.
- CHATTERJEE N.D., FROESE E. (1975).- A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system KAl Si₃O₈-Na Al Si₃O₈-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Amer. Min.*, 60, pp. 985-993.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1971).- Caractères généraux des métamorphismes du Massif central. In: J. Jung Symposium : Géologie, Géomorphologie et Structure profonde du Massif central français. Plein Air Service Ed. Clermont- Ferrand, pp. 109-132.
- COFFRANT D., PIBOULE M. (1975).- Les métavulcanites du Bas-Limousin (Massif central français). Etude géochimique des éclogites et des dolérites. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 17, n° 4, pp.620-628.

- COLLOMB P. (1970).- Etude géologique du Rouergue cristallin. *Mem. Serv. expl. Carte géol. det. Fr.*, Paris, 419 p.
- DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-1965).- Géochronologie et rétrogenèse dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). *Sci. Terre*, Nancy, 10, (3-4), pp. 329-342.
- DELOR C., BURG J.P., LEYRELOUP A. (1984).- Staurolite producing reactions and geothermobarometry of a high pressure thermal aureole in the french Massif central. *J. metamorphic Geol.*, 2, pp. 55-72.
- DELOR C., LEYRELOUP A., BURG J.P. (1985).- Nouveaux arguments pétrologiques en faveur de l'allochtonie du Lézérou (Massif central français) : Les enclaves basiques des granites calco-calciques et les métacornéennes associées. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 301, II, pp. 1037-1042.
- DEMAY A. (1931a).- Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne anté-stéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, (1), pp. 663-696.
- DEMAY A. (1931b).- Sur la tectonique hercynienne des Cévennes méridionales et du Rouergue. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 193, pp. 944-946.
- DEMAY A. (1935).- Sur les relations des schistes sériciteux des Cévennes méridionales et du Rouergue et du Massif granito-gneissique du Ségala et du Lézérou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, (5), pp. 3-18.
- DEMAY A. (1942).- Microtectonique et tectonique profonde. *Mem. Serv. expl. carte géol. Fr.*, 260p.
- DEMAY A. (1947).- Sur l'orientation des poussées apparentes et du cheminement dans les arcs antéstéphanien du Massif central, entre l'arc des Cévennes méridionales et la zone morvano-rouennaise. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 159-160.
- DEMAY A., DURAND J., BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y., LAPADU-HARGUES P., AGALEDE M., ROUIRE J., GEZE B. (1958).- Carte géologique de la France à 1 / 80 000, feuille de Séverac, 2^{ème} édition Serv. Carte géologique Fr.
- DEN TEX E. (1975).- Thermally mantled gneiss domes : the case for convective heat flow in more or less solid orogenic basement. In : Progress in Geodynamics. Roy. Neth. Acad. Arts. Sci., pp. 62-79, Amsterdam.
- DIDIER J. (1961).- Les roches malgachitiques de la région de Lamastre (Ardèche, Massif central français). *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 84, pp. 2-5.
- DUPUY C., LEYRELOUP A., VERNIERES J. (1977). The lower continental crust of the Massif central (Bournac, France) with special references to REE, U and Th composition, Evolution, heat flow production. In ; Origin and distribution of the elements. Ed. L.H. Ahrens, *Phys. Chem. Earth*, 11, pp. 401-415.
- DURAND J., (1937).- Sur la structure du pays cristallin du Rouergue et de l'Albigeois. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 205, pp. 160-162.
- DURAND J., RAGUIN E. (1932).- Sur le granite de la région du Pinet (Aveyron). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 195, pp. 580-582.
- EMMET T.F. (1982).- The petrography and geochemistry of corona-bearing dolerites from the Jotun Nappe, central Southern Norway. *Min. Mag.*, 46, pp. 43-48.
- GAERTNER H.R. Von (1937).- Der bau des Französischen Zentralplateaus. *Geol. Rundsch.*, Bd 28, pp. 48-68.
- GALWEY A.K., JONES K.A. (1962).- Inclusions in garnet. *Nature*, 193, pp. 471-472.
- GANGULY J. (1972).- Staurolite stability and related parageneses : Theory, experiments and applications. *J. Petrol.*, 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. (1978).- Etude gravimétrique du complexe leptyno-amphibolique du Lézérou (Rouergue). Dipl. Ing. Doct. IPG, Strasbourg, 39p.
- GIRAUD A. (1985).- Apport de la géochimie des éléments en trace aux problèmes suivants : 1) caractérisation des groupes leptyno-amphiboliques du Massif central (Haut-Allier, Marvejols, Rouergue). 2) genèse des ignimbrites de Toscane. Thèse, Montpellier, non publiée, 209p.
- 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). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 273 D, pp. 128-131.
- GRIFFIN W.L. (1971).- Genesis of anorthosites of the upper Jotun nappe, Indre Sogn, Norway. *J. Petrol.*, 12, pp. 219-243.
- GRIFFIN W.L., HEIER K.S. (1973).- Petrological implications of some corona structures. *Lithos*, 6, pp. 315-335.
- HIETANEN A. (1937).- On the facies series in various types of metamorphism. *J. Geol.*, 75, pp. 187-214.
- HOLDAWAY M.J. (1971).- Stability of andalusite and the aluminium-silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, 271, pp. 97-131.
- HOLLISTER L.S. (1979).- Metamorphism and crustal displacements : new insights. *Episodes IUGS*, 3, pp. 3-8.
- HOSCHEK G. (1969).- The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22, pp. 208-232.
- LACROIX A. (1893-1895).- Minéralogie de la France, 1, pp. 550-555.
- LACROIX A. (1901).- Sur un nouveau groupe de roches très basiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 132, p. 352.
- LACROIX A. (1917).- Sur la transformation de quelques roches éruptives basiques en amphibolites. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 164, p. 969.
- LAFON J.M. (1984).- La granodiorite de Caplongue, nouveau témoin d'un magmatisme cambrien dans le Rouergue oriental. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 298, série II, pp. 595-600.
- LAFON J.M. (1986).- Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif central français : le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse, Montpellier, non publiée, 152p.
- LANCELOT J.R., ALLEGRET A., LEVEQUE M.H. (1983).- Datation d'intrusions granitiques précambriennes en Europe méridionale et conséquence sur l'évolution anté-hercynienne de la croûte continentale. *Terra Cognita*, 3, (4), pp. 348-349.
- 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^{ème} cycle, Nantes, 297p.

- LASNIER B. (1977).- Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif central français (Haut-Allier) . Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'état, Nantes, 351 p.
- LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973).- Découverte d'un granite "charnockitique" au sein des "gneiss oeilés". Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif armoricain méridional (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, pp. 131-144.
- LEVEQUE M.H. (1983).- Contribution géochronologique par la méthode U/Pb à l'évolution anté-hercynienne du Rouergue (Massif des Palanges) et à la genèse du gisement d'uranium de Bertholène. D.E.A. Montpellier.
- LEVEQUE M.H. (1985).- Mise en évidence d'un témoin d'un socle précambrien dans le Massif central français : l'orthogneiss des Palanges (Aveyron). *C.R.Acad. Sci. Fr.*, 300, série II, pp. 277-282.
- MALUSKI H. (1985).- Méthode Argon 39-Argon 40. Principe et applications aux minéraux des roches terrestres. In : Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels ; applications . E. Roth et B. Poty éditeurs. Masson. Paris. pp. 343-372.
- MARRE J. (1965).- Contribution à l'étude géologique de la région des Palanges (Aveyron). Dipl. Géol. Petr. Univ. Clermont Ferrand., 79p.
- MATTE P., NICOLLET C. (1976).- Succession et style des déformations hercyniennes dans le substratum anté-permien du versant sud du dôme du Lévezou; 4^{ème} RAST, p. 290.
- MEYZINDI C. (1985).- La jonction Albigeois cristallin-Rouergue cristallin (Tarn et Aveyron) et son interprétation géodynamique dans l'évolution hercynienne du Massif central français. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Bordeaux III, 349p., une carte hors texte.
- NEWTON R.C., HASELTON H.T., (1981).- Thermodynamics of the garnet-plagioclase Al_2SiO_5 quartz geobarometer. In : Thermodynamics of Minerals and Melts (Ed. Newton R.C. Navrotsky A., Wood B.J.) pp. 131-147, Springer Verlag, New York.
- NICOLLET C. (1978).- Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévezou (Rouergue, Massif central). *Bull. BRGM. Fr.*, (2), I, (3), pp. 225-263.
- NICOLLET C. (1982).- Associations réactionnelles à amphibole, disthène et grenat dans la métanorite du Bois de Verdus (Aveyron). *Bull. Mineral.*, 105, pp. 691-696.
- 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,(5), pp. 696-707.
- NICOLLET C., LEYRELOUP A., DUPUY C. (1979).- Petrogenesis of high temperature trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from southern Massif central, France. In : Trondhjemitic, dacitic and related rocks. Ed. F. Barker, pp. 435-463.
- PIBOULE M. (1977).- Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la reconnaissance de la nature des magmas parents des amphibolites. Application à quelques metabasites du Rouergue et du Limousin (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 19, pp. 1133-1143.
- PIBOULE M. (1979).- L'origine des amphibolites : Approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif central français. Thèse d'état, Lyon, 2 vol., 1003 p.
- 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 D, 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 metabasites rutènes et conséquences sédimentologiques. 5^{ème} RAST, Rennes, p. 379.
- PIN C. (1979).- Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3^{ème} cycle Montpellier, 205p. 25 pl. ph.
- PIN C. (1980-1981).- Données microstructurales sur les terrains métamorphiques de la série du Lot. *Bull. BRGM Fr.* (2), section I, n° 4, pp.293-313.
- PIN C. (1981).- Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids : the "granite du Pinet" and the "orthogneiss de Marvejols" (southern french Massif central). *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, (1), pp. 27-48.
- PIN C., LANCELOT J.R. (1982).- U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif central and of its further metamorphic Evolution . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, pp.1-12.
- POWELL D., MAC QUEEN J.A. (1976).- Relationship between garnet shape, rotational inclusion fabrics and strain in some Moine Metamorphic rocks of Skye, Scotland. *Tectonophysics*, 35, pp. 391-402
- POWELL R. (1978).- Equilibrium Thermodynamic in Petrology. Ed. Harper et Row, London, New-York, Hagerstown, San Francisco, Sidney, 240p.
- RAMSAY J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New York, 568p.
- ROMNEY F. (1985).- Mise en évidence d'un métamorphisme inverse associé aux charriages varisques dans le Rouergue cristallin : Etude pétrologique et structurale de la région Le Vibal-Rieupeyroux . DEA, Montpellier, non publié. 78 p., 1 carte hors texte.
- ROQUES M. (1941).- Les schistes cristallins de la partie sud ouest du Massif central français. *Mem. Serv. Expl. Carte géol. dét. Fr.* 530p.
- SAINT-ONGE M.R. (1981).- "Normal" and "inverted" metamorphic isograds and their relation to syntectonic proterozoic batholiths in the Wopmay orogen, Northwest territories, Canada. *Tectonophysics*, 76, pp. 295-316.
- SCHMITT J.M., BAUBRON J.C., BONHOMME M.G. (1984).- Pétrographie et datation K-Ar des transformations minérales affectant le gîte uranifère de Bertholène (Aveyron-France). *Mineral Deposita*, 19, pp. 123-131.
- SPEAR F.S., SELVERSTONE J., HICKMOTT D., CROWLEY P., HODGES K.V. (1984).- P-T paths from garnet zoning : A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, 12, pp.87-90.
- SPRY A. (1969).- Metamorphic textures. Pergamon press. London 350p.
- STORRE B. (1972).- Dry melting of muscovite + quartz in the range $P_s = 7$ kb to $P_s = 20$ kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 37, pp. 87-89.

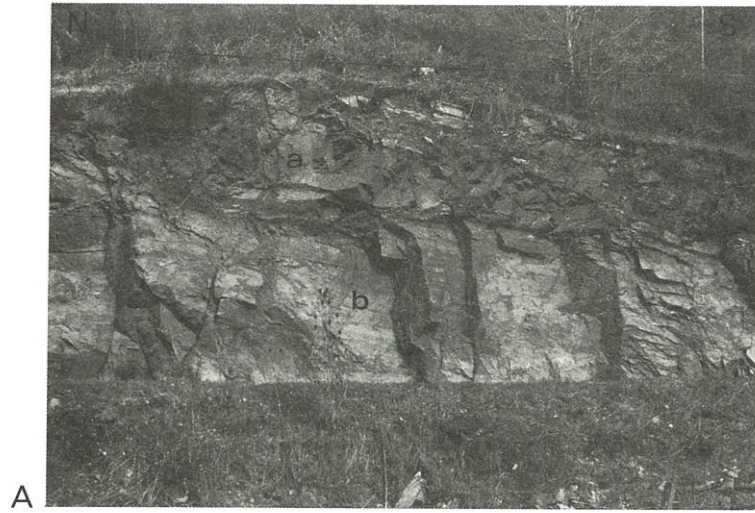
- STRECKEISEN A. (1975).- To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**, pp. 1-33.
- STRECKEISEN A. (1976).- Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition . A provisional attempt. *N. Jb. Miner. Mh.*, **1**, pp. 1-14.
- TALBOT C.J. (1971).- Thermal convection below the solidus in a mantled gneiss dome, Fungui Reserve, Rhodesia. *J. Geol. Soc. London*, **127**, pp.377-410.
- THOMPSON A.B. (1976a).- Mineral reactions in pelitic rocks : I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.*, **276**, pp. 401-424.
- THOMPSON A.B. (1976b).- Mineral reactions in pelitic rocks : II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.*, **276**, pp. 425-454.
- THOMPSON P.H.. (1976).- Isograd patterns and pressure temperature distribution during regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **57**, pp. 277-295.
- TURNER F.J. (1968).- *Metamorphic Petrology*. Mc Graw-Hill book company Ed. 403 p.
- VERNON R.H. (1978).- Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. *Geol. Rundsch.*, **67**, pp. 288-305.
- WILSON G. (1961).- The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **84**, pp. 423-548, 4 pl.
- WINKLER H.G.F. (1979).- *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 5th Ed. New York, Springer-Verlag, 348 p.
- YARDLEY B.W.D. (1977).- The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. *Contrib. Mineral. Petrol.* **65**, pp. 53-58.
- YODER H.S., CHINNER G.A. (1960).- Grossularite-pyropo-water system at 10,000 bars. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook*, **59**, pp. 78-81.

PLANCHE 1

A : Niveau décamétrique de monzosyénite mésocrate (a) associé à l'orthogneiss alcalin (b) du massif de Rodez. Sud de Rodez (x = 620,1, y = 3226,1).

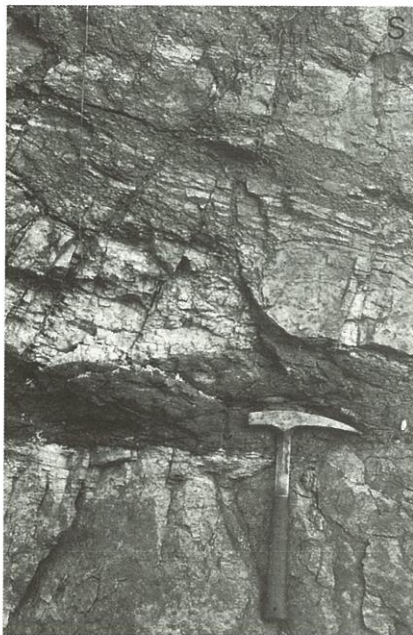
B : Litage magmatique acide-basique, massif de Rodez, sud de Rodez (x = 619,6; y = 3228,1)

C : Boudin de skarn dans les amphibolites du groupe leptyno-amphibolique. Remarquer la schistosité interne du boudin (Si) transverse sur la schistosité externe régionale ($S_{1+2} = S_e$) d'Ayssènes (x = 634,6, y = 3198, 4).

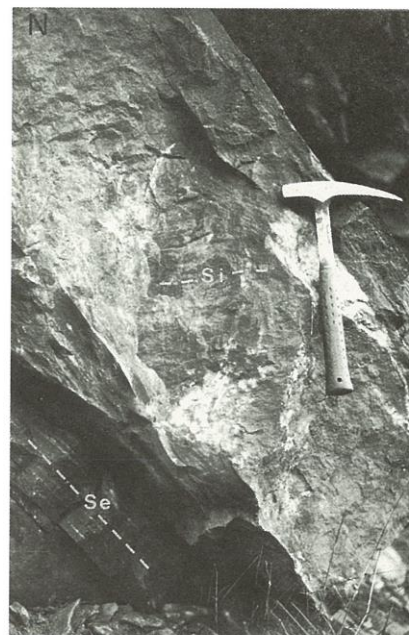


A

Planche 1



B



C

PLANCHE 2

A : Plis de phase 2 dans les métagreywackes de la série des gneiss fins . Nord-ouest de Sabin
($x = 607,2$, $y = 3211,4$)

B : Schistes de la série grésopélitique. S_0 = stratification, S_{1+2} = foliation régionale .
Nord de Réquista ($x = 615$, $y = 3194,9$).

C : Gneiss à ocelles de sillimanite (sill.). Contact de base de la nappe du Vibal, à l'est de Ségur
($x = 641,5$, $y = 3222$).

D : Schiste tacheté du Lévézou . Les taches à biotite et sillimanite sont sécantes sur la stratification
(S_0) et allongées sur la foliation régionale (S_{1+2}) ($x = 638,1$, $y = 3205,7$).



Planche 2



5 cm



PLANCHE 3

A : Microlithon de phase 2 à "muscovite-chlorite" sur la foliation 1 (S1). L.N. Echelle = 1 mm, Série grésopélitique, sud de Sabin (x = 607,8, y = 3210,2).

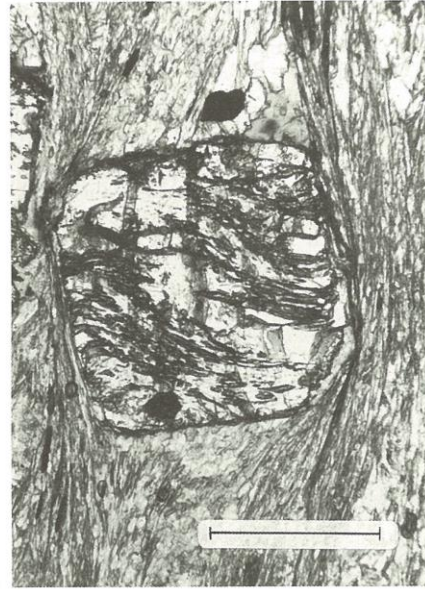
B : Grenat hélicitique isolé dans les microlithons de phase 1 à oxychlorite et muscovite .
L.N. Echelle = 2 mm. Série grésopélitique ,sud de Naucelle (x = 620,5 , y = 3197, 9).

C : Muscovite syn-phase 3 de crénulation . L.N. Echelle = 0,5 mm. Série des gneiss fins, est de Salmiech (x = 622,6, y = 3206,3).

D : Grenat syn à post phase 2. Remarquer la déflexion de la schistosité externe S_{1+2} sur une bordure du grenat (a), la bordure opposée restant statique sur S_{1+2} (b) L.N. Echelle = 1 mm. Série grésopélitique, sud de Sabin (x = 607,8, y = 3210,2).

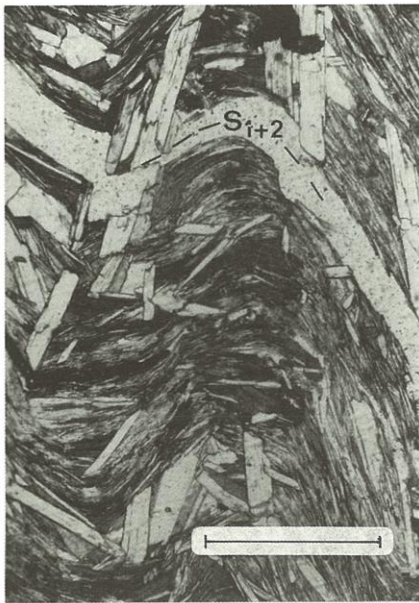


A



B

Planche 3



C



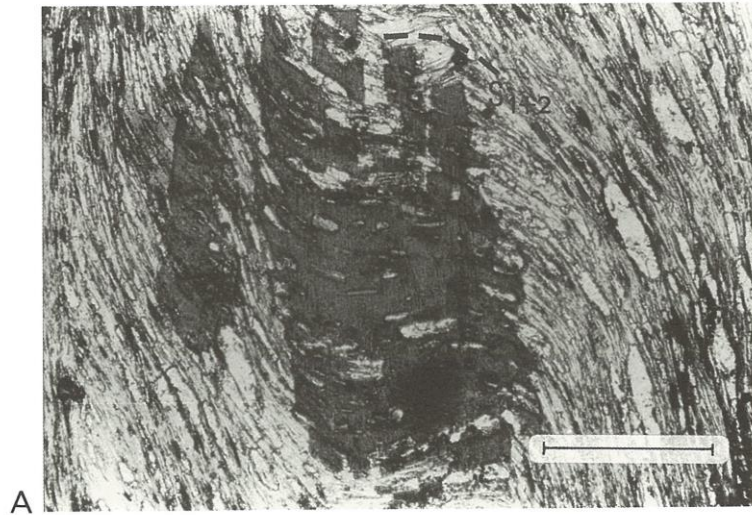
D

PLANCHE 4

A : Biotite syn-phase 3 de crénulation . L.N. Echelle = 0,5 mm. Série grésopélitique, sud de Durenque (x = 622,8, y = 3200,2).

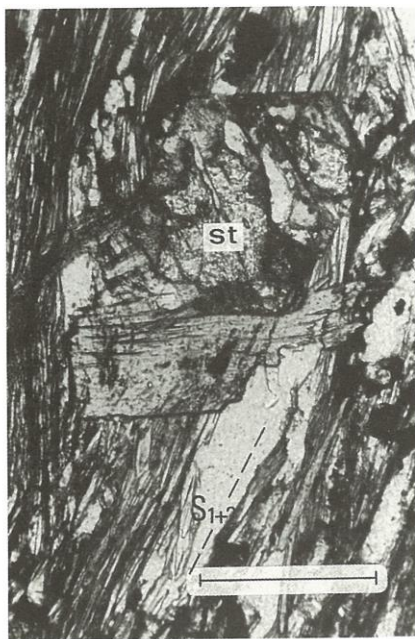
B : Staurotide (st) post phase 2. L.N. Echelle = 0,5 mm. Série des gneiss fins, est de Salmiech (x = 623,5 y = 3205,8).

C : Paragneiss à disthène. Le disthène (di) est allongé sur la linéation minérale qui plonge de 30° au sud-ouest . Contact de la granodiorite de Caplongue , nord-ouest de Caplongue (x = 623,6 , y = 3210,4).



A

Planche 4



B



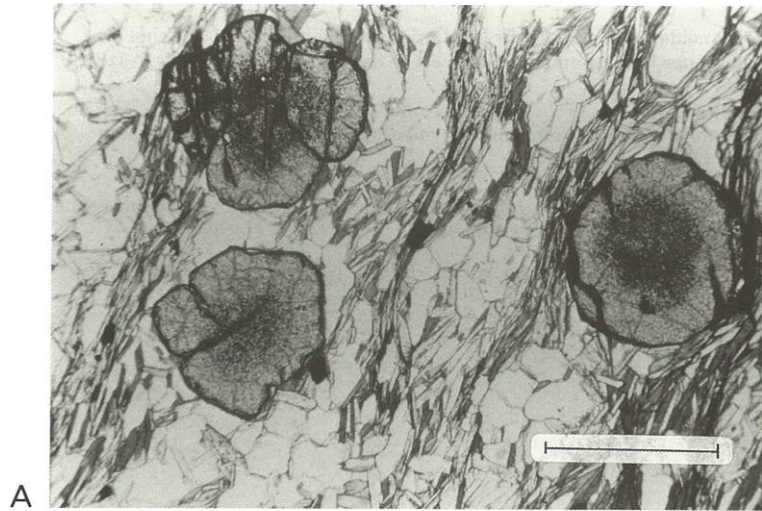
C

PLANCHE 5

A: Grenats framboïdes à coeur riche en inclusions d'ilménite manganésifère. L.N. Echelle = 1 mm. Série des gneiss fins, est de Salmiech (x = 623,2, y = 3205,4).

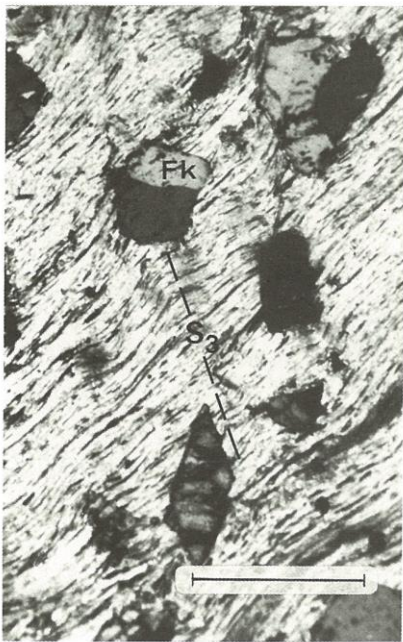
B: Feldspath potassique (Fk) post phase 2.L.P. Echelle = 1 mm. Série grésopélitique, contact de l'orthogneiss de Longanhès (x = 624,1, y = 3192,2).

C: Rosette de chlorite incolore tardi métamorphique L.N. Echelle = 1 mm. Série grésopélitique, ouest de Durenque (x = 622,8, y = 3200,6).



A

Planche 5



B



C

PLANCHE 6

A: Disthène "sigmoïdal" (Di) allongé sur la foliation régionale S_{1+2} . L.N. Echelle = 1mm.
Métapelites du groupe leptyno-amphibolique, est de Saint-Joseph (x = 643, y = 3199,2).

B: Croissance de sillimanite fibrolite (si) entre staurotide (st) et quartz (qz). L.N.
Echelle = 0,5 mm. Métapelites du groupe leptyno-amphibolique, nord de Montjoux
(x = 645,9, y = 3202,5).

C: Grenats automorphes statiques sur les ocelles à "biotite- muscovite" d'une cornéenne. L.P.
Echelle = 1mm. Série des gneiss fins, est de Salmiech (x = 623,5, y = 3205,8).

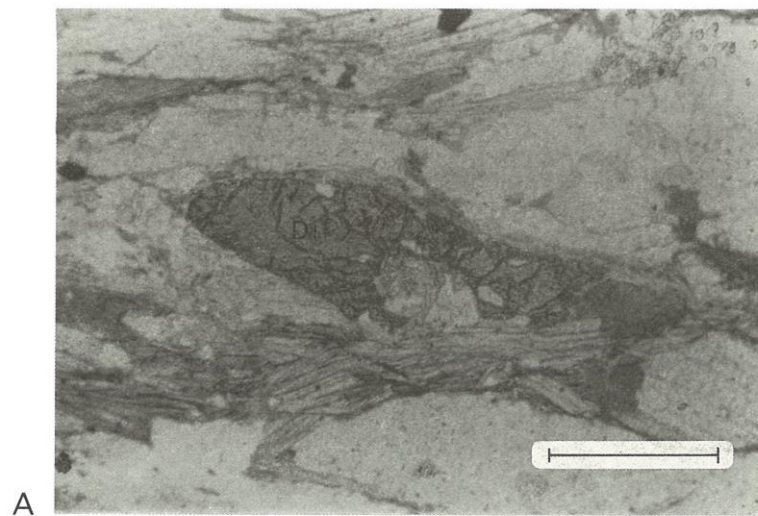


Planche 6

