

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

SALLES-CURAN

par

C. DELOR, J. P. BURG, A. F. LEYRELOUP, C. TEYSSIER

SALLES-CURAN

La carte géologique à 1/50 000
SALLES-CURAN est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : RODEZ (N° 207)
à l'est : SÉVÉRAC (N° 208)

Rieupeyroux	Rodez	Sévérac-le-Château
Naucelle	SALLES-CURAN	St-Beauzély
Carmaux	Réquista	Millau

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SALLES-CURAN A 1/50 000**

par

C. DELOR, J.P. BURG, A.F. LEYRELOUP, C. TEYSSIER

1989

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document, doit être faite de façon suivante :

— *pour la carte* : BURG J.P., LEYRELOUP A.F., DELOR C., TEYSSIER C., (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille SALLES-CURAN (908). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par DELOR C., BURG J.P., LEYRELOUP A.F., TEYSSIER C. (1989), 35 p.

— *pour la notice* : DELOR C., BURG J.P., LEYRELOUP A.F., TEYSSIER C. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille SALLES-CURAN (908). Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 35 pages. Carte géologique par BURG J.P., LEYRELOUP A.F., DELOR C., TEYSSIER C., (1989).

© BRGM, 1989. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

N° ISBN 2-7159-1908-5

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS</i>	7
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	18
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	19
<i>TECTONIQUE ET MICROTECTONIQUE</i>	19
<i>RELATIONS CRISTALLISATION - DÉFORMATION</i>	24
<i>MÉTAMORPHISME</i>	25
<i>CONCLUSION</i>	27
RESSOURCES DU SOUS-SOL	28
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	28
<i>GÎTES MINÉRAUX ET CARRIÈRES</i>	28
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	28
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	28
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	31
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	35
AUTEURS DE LA NOTICE	35

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Dans le département de l'Aveyron, la Montagne du Lévézou constitue les principaux reliefs du Rouergue cristallin oriental. Au sein des séries métamorphiques essentiellement paradérivées, des orthogneiss et une ceinture leptyno-amphibolique ont été reconnus (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 « détroit de Rodez » les séparent des séries de la Châtaigneraie et de Saint-Geniez-d'Olt. Les coupes des vallées encaissées du Céaur et de ses affluents, au Nord, et celles des affluents du Tarn, au Sud, présentent des affleurements quasi continus à travers les terrains cristallophylliens. Entre ces vallées, les affleurements sont rares et souvent altérés dans une région dont l'altitude décroît faiblement de 1 000 m à 600 m, d'Est en Ouest.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

On doit de nombreuses informations aux auteurs qui ont étudié le Rouergue oriental :

— Ad. Boisse (1852) 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 œillés. En 1904, il indique l'âge antéstéphanien de ce métamorphisme et en 1905 il reconnaît la continuité de la bande amphibolique sur la bordure occidentale du Lévézou.

— A. Demay reprend en 1931 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 œillés du Tarn » comme un granite syntectonique (granite du Pinet), 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 » (1935). 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 antéhercynien, est intrusif entre les phyllades et schistes cristallins du Sud, et une série plus métamorphique au Nord.

— H.R. Von Gartner (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 vers le Nord des structures entre Rodez et le Tarn. Pour lui, les séries sont rétomorphosées 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 mésozonal est suivi d'une rétomorphose 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 :

- il rattache à l'orogène calédonien une première phase « Ruthène » qui se traduit par un métamorphisme de faible degré (séricitoschistes). Ses arguments microtectoniques rendent compte d'une pression tangentielle SSW-NNE.

- il attribue à l'Hercynien la phase un peu plus sévère du « Bas Rouergue » (assemblages à muscovite - chlorite) et des plis d'axe NNW.

– L. Delbos *et al.* (1964-1965) datent entre temps les micas des séries cristallophylliennes par la méthode Rb/Sr (âges apparents) et mettent en évidence deux épisodes métamorphiques :

- le premier événement est daté 360 Ma*, ce qui rajeunit la phase Ruthène de Collomb. Les auteurs le rattachent à l'orogène Breton,

- la seconde phase datée 300 Ma* correspondrait à la phase du « Bas Rouergue ».

– J.M. Cantagrel et M. Piboule (1972) obtiennent avec la méthode Rb/Sr un âge de 446 ± 12 Ma* pour la mise en place de l'orthogneiss du Pinet. Ils mesurent par ailleurs des âges K/Ar répartis entre 350 et 300 Ma (J.M. Cantagrel et M. Piboule, 1971) sur des amphiboles des metabasites appartenant à la ceinture leptyno-amphibolique du Lévézou.

– C. Nicollet (1978) étudie le versant sud du dôme du Lévézou dans une région où l'orthogneiss du Pinet est intrusif entre la série grésopélimitique du Truel et le complexe leptyno-amphibolique. Il met en évidence deux phases de plis isoclinaux d'axes respectivement N-S et NW-SE, suivis d'une phase 3 de serrage, responsable des plis orientés N 100-110°. Ces épisodes tectoniques rattachés à l'Hercynien sont contemporains d'un métamorphisme régional plurifacial comprenant :

- un premier épisode de pression intermédiaire syn à post-phase 1 tangentielle et reconnu par la succession minéralogique : chlorite - muscovite - biotite - grenat - disthène - staurotide - sillimanite,

- un second épisode de basse pression post phase 2 - ante phase 3, est responsable de la succession minéralogique : biotite - grenat - cordiérite - sillimanite.

* âge recalculé avec $\lambda_{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}/\text{an}$.

Le caractère ancien de l'événement granulitique haute pression qu'il reconnaît dans certaines roches basiques est pour lui confirmé par la présence d'enclaves éclogitiques dans les orthogneiss de type Pinet. En effet, le métamorphisme de contact lié à ces orthogneiss est considéré par C. Nicollet 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 ancien de haute pression mis en évidence dans les roches basiques du groupe 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 Lévézou avant 450 Ma.

— N. Gignoux (1978) effectue une étude gravimétrique de la bordure du dôme du Lévézou et retrouve l'essentiel de la cartographie de Collomb (1970). La ceinture leptyno-amphibolique ne s'enracine pas.

— C. Pin (1981) rejoint les premiers auteurs quant au caractère syncinématique du Pinet. Il calcule un âge de mise en place à 360 ± 20 Ma par la méthode U-Pb sur zircon, âge plus ou moins bien défini dans la mesure où il met en évidence une importante fraction de zircons hérités dont l'âge apparent est de $1\,800 \pm 200$ Ma, ce qui s'accorde bien avec une source ancienne protérozoïque pour le magma.

— J.P. Burg et Ch. Teyssier (1983) observent la juxtaposition tectonique de deux unités cristallophylliennes dont le métamorphisme prograde est contemporain de la tectonique hercynienne. Parallèlement, ils étudient la déformation des laccolites syntectoniques de type Pinet et proposent que le métamorphisme de contact lié à ces orthogneiss soit d'ampleur régionale et à l'origine des termes les plus métamorphiques.

L'âge à 560^{+13}_{-10} Ma de la granodiorite de Caplongue (J.M. Lafon, 1984), obtenu par la méthode U/Pb sur zircons, suggère pour la première fois l'existence d'un socle cambrien dans le Rouergue oriental.

Plus récemment, Burg *et al.* (1986) reprennent l'étude pétrographique de cette région tout en conservant les trois grandes unités lithologiques reconnues par les auteurs précédents :

- les séries grésopélitiques,
- les métagranitoïdes,
- la ceinture leptyno-amphibolique.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS

Séries grésopélitiques

— A l'Ouest du massif du Lévézou, les termes paradérivés constituent deux grandes unités lithologiques situées géométriquement de part et d'autre du massif granitique du Pinet :

- des micaschistes et grauwackes indifférenciés (ξ^2), au Sud,
- des gneiss fins feldspathiques à passées schisteuses indifférenciées (ζ^2), au Nord.

Plus localement, des niveaux de quartzites massifs ($\xi^2\chi$) et de porphyroïdes ($\rho\lambda$) sont associés à ces unités.

— Le cœur du massif du Lévézou est constitué *pro parte* de paragneiss migmatitiques (M).

Au sein de ces différents termes, des cornéennes et schistes tachetés affleurent de façon ponctuelle.

ξ^2 . Micaschistes et grauwackes indifférenciés. Ces roches se débitent en grands feuillets et représentent le faciès dominant de la série. Dans ces termes, des exsudats centimétriques à décimétriques de quartz, feldspath et biotite dessinent localement des charnières de plis isoclinaux.

Les assemblages minéralogiques sont identiques à ceux des gneiss fins. De rares boudins d'amphibolites de petite taille (à amphibole calcique, andésine, plus ou moins biotite, minéraux opaques) peuvent être rencontrés.

$\xi^2\chi$. Quartzites. Ces roches, au débit en plaquettes caractéristiques, constituent des niveaux clairs, d'épaisseur décimétrique à décamétrique, continus sur de grandes distances de sorte qu'ils constituent les seuls marqueurs actuellement disponibles de la structure de cette série supérieure. Au microscope, tous les intermédiaires existent entre quartzites purs (à 90 % de quartz et quelques rares micas) et des métagreywackes fines acides à petits éléments détritiques de quartz et feldspath corrodé cimentés par une matrice à grain fin recristallisée.

$\rho\lambda$. Porphyroïdes. Ce faciès est bien développé au Sud-Est de Cassagnes-Bégonhès où il atteint une puissance de 400 m ; mais les porphyroïdes forment en général des lentilles dispersées dans les schistes. Il s'agit de gneiss œillés à matrice fine dont les yeux sont des clastes de feldspath centimétriques légèrement fusiformes ou des clastes de quartz bleutés, souvent corrodés et légèrement étirés dans la foliation. En lame mince, les feldspaths aux contours parfois automorphes sont souvent constitués de microcline perthitique. Le quartz, à extinction onduleuse marquée, semble plus déformé. Le fond de la roche, de teinte claire, se compose essentiellement de quartz, de feldspaths alcalins, de rares oligoclases et en quantité variable de chlorite, muscovite et biotite. Grenats, apatite et zircons sont, avec quelques opaques, les minéraux accessoires les plus fréquents.

Depuis Bergeron (1889), tous les auteurs ont considéré qu'il s'agissait d'anciens termes effusifs acides (méta-rhyolites) ou de produits arkosiques de la destruction de tels épanchements volcaniques. Le nom de porphyroïde donné de façon descriptive à des gneiss œillés à quartz bleus a ensuite réuni de nombreuses lentilles dont les origines sont diverses. Ainsi, si certains porphyroïdes sont peut-être effectivement d'anciennes coulées rhyolitiques, des phénomènes de métamorphisme de contact sont observables au

toit et au mur d'autres lentilles qui s'interprètent mieux comme des sills et des laccolites intrusifs.

ζ². Gneiss fins feldspathiques à passées schisteuses indifférenciées.

Ces roches homogènes à grain fin, bien décrites par Collomb (1970) se débitent en petites plaquettes centimétriques de lits quartzofeldspathiques séparés par des lits réguliers plus micacés. Au microscope, la finesse et l'homogénéité du grain se vérifient. Le quartz constitue plus de 50 % de la roche, le plagioclase acide à intermédiaire inégalement réparti, est non ou mal maclé. La forme et la disparité de taille des cristaux évoquent une origine clastique. En ce sens, ces roches sont tout à fait identiques aux gneiss fins qui ont été décrits dans l'unité charriée de Najac, dans le Rouergue occidental (Bodiner et Burg, 1981). Au sein de ces roches, on trouve dispersés des gneiss amphiboliques à hornblende bleu-vert, clinozoïsite, quartz, oligoclase, grenat, sphène, parfois apatite et opaques. Collomb (1970) en a décrit quelques-unes.

D'un point de vue métamorphique, les termes pélitiques des séries grésopélitiques montrent les associations minéralogiques suivantes (cf. fig. 1) :

- quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, ± grenat (1)
- quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, ± grenat (2)
- quartz, plagioclase, chlorite, muscovite, biotite, 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, ± 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 constitue de grands blastes parfois maclés.

— 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 pœciloblastes millimétriques statiques sur la foliation.

— Le grenat apparaît généralement en petits cristaux limpides présentant un cœur de minéraux opaques. Plus localement, il forme des individus millimétriques à cœur d'inclusions sigmoïdes, ou bien des structures en atoll.

— Enfin, staurotide, disthène et rutile jalonnent la périphérie de métadiorites.

— 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 épidoite et calcite dans les termes épizonaux. L'ilménite souligne la foliation régionale, sous formes de petits individus allongés, en particulier quand les phénomènes de recristallisation sont peu marqués.

M. Paragneiss migmatitiques (métatexites par fusion partielle lit par lit).
Ces termes affleurent dans le massif du Lévézou.

Aucun caractère macroscopique (à une mobilisation incipiente près) ne permet de les séparer des gneiss fins qui affleurent à l'extérieur du Lévézou. Des faciès de convergence rendent parfois difficile la séparation entre roches ortho et paradérivées pour lesquelles les associations typomorphes 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)

La paragenèse (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 Lévézou.

Les paragenèses de types (8), (9) et (10) s'expliquent par un chimisme particulier de la roche totale. Les termes pélitiques au contact des orthogneiss de type Pinet ou en enclave dans ces derniers montrent des textures de cornéennes et schistes tachetés différentes de celles observées à l'extérieur du Lévézou. Ces roches contiennent sillimanite prismatique, corindon, andalousite (Nicollet, 1978), et également cordiérite et feldspath potassique. Le disthène est plus rarement observé.

Ko. Métacornéennes et schistes tachetés. Au sein des gneiss fins feldspathiques, des cornéennes et schistes tachetés ont été reconnus au voisinage des orthogneiss du Pinet et de Trémouilles et au sein des gneiss fins atypiques. Il s'agit souvent de roches sombres à petits nodules qui apparaissent sur la foliation en taches oblongues. En lame mince, ces ocelles sont formés d'agrégats de sillimanite et grenat à cœur de cordiérite limpide.

A l'intérieur du Lévézou, les affleurements de cornéennes et schistes tachetés sont :

- soit à la bordure des métagranites anatectiques (Salganset),
- soit en enclaves dans les métagranites porphyroïdes (Estallane).

Dans ces roches à stratification parfois préservée, on rencontre l'association minérale complexe typique du « pyroxène hornfels facies » (Winkler, 1979) :

± quartz, plagioclase, biotite, ± muscovite, grenat, ± corindon, andalousite, ± disthène, sillimanite prismatique, ± feldspath potassique.

Corindon et quartz ne coexistent jamais dans la même roche.

Métagranitoïdes

Ces roches constituent plusieurs massifs présentant chacun des caractères particuliers. Cependant, deux grandes lignées peuvent être séparées :

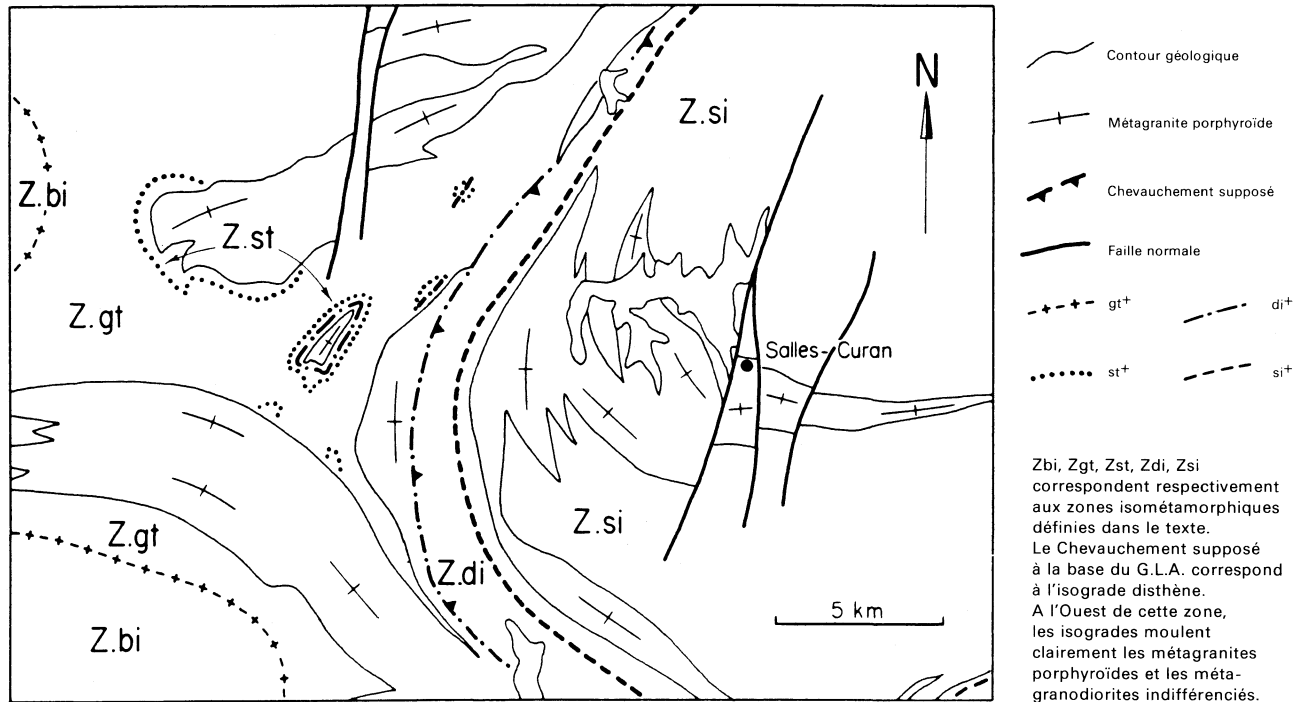


Fig. 1 - Carte géologique schématique des isogrades correspondant aux réactions discontinues
 décrites dans Delor et *al.* (1984) et Burg et *al.* (1984)

- les intrusifs alcalins qui ont subi 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 (Burg et Teyssier, 1983).

Les intrusifs alcalins

Deux unités sont séparées :

- au Nord-Ouest, un orthogneiss alcalin à quartz bleux ($\rho\zeta\gamma$),
- dans le Lévézou, une suite de métagranites anatectiques ($\zeta\gamma^1$) localement ocellés.

$\rho\zeta\gamma$. **Orthogneiss alcalin à quartz bleu.** Ce massif de teinte claire, rose, parfois jaunâtre et à grains fins, est pauvre en quartz (localement bleuté). Les 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'Agen d'Aveyron à l'Ouest. Mal classé comme « gneiss métasomatique » par Collomb (1970), cet orthogneiss est constitué de quartz, feldspath potassique plus ou moins perthitique en phénocristaux et dans la mésostase, de plagioclase (An. 5-20), de muscovite et de biotite. Les principaux minéraux accessoires sont apatite, leucoxène, opaques et zircons. Géochimiquement, il s'agit d'un ancien granite alcalin (Lafon, 1983).

$\zeta\gamma^1$. **Métagranites 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 convergences 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 Collomb (1970). C'est en particulier le cas entre Viarouge et Boulois 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 de feldspath, est une roche à foliation et litage anatectique marqués, sur lesquels une linéation minérale est exceptionnellement préservée. L'anatexie confère à la roche une texture plus ou moins saccharoïde, granoblastique. La roche est essentiellement constituée 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 de cet orthogneiss qui a une patine rose ou jaunâtre, toujours claire et souvent altérée 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 macroscopiquement à l'orthogneiss de Lissirou (Collomb, 1970) dont il est cartographiquement séparé.

Au Sud du Lévézou, un massif comparable à boudins basiques de haute pression affleure en particulier entre Bouloc et Saint-Beauzély.

Les orthogneiss calco-alkalins

$p\sigma\gamma^2$. **Monzogranites et syénogranites calco-alkalins à texture porphyroïde.** Ils forment trois massifs principaux :

- le massif du Pinet qui s'étend vers l'Ouest, au-delà de Cassagnes-Bégonhès,
- un massif qui s'étend à l'Est de Comps-la-Grandville et au Nord-Est de Trémouilles,
- un massif qui longe le dôme de Lévézou depuis le Sud-Est de Villefranche-de-Panat, jusqu'à Pont-de-Salars au Nord.

Le massif du Pinet. Ce laccolite, long de plus de 35 km, atteint une épaisseur d'environ 2 500 m à l'Est de Cassagnes-Bégonhès. La foliation qui l'affecte est dans son ensemble fortement pentée vers le Sud. Au moins deux faciès principaux peuvent être séparés ; tous deux affleurant en blocs erratiques de roche équante aussi bien qu'en orthogneiss très schisteux :

- un massif à faciès fin homogène à petits yeux de feldspath potassique et à albite dominante ; le quartz y est plutôt rare. Dans ce granitoïde leucocrate, une muscovite et une rare biotite verte sont magmatiques. Apatite, zircon, fluorine et opaques constituent les minéraux accessoires,
- le faciès porphyroïde a déjà été largement décrit par les auteurs précédents et analysé par Collomb (1970) puis Nicollet (1978) qui propose qu'il s'agit d'un syénogranite de type S. Les phénocristaux de feldspath potassique peuvent atteindre 10 cm. Le quartz parfois bleuté, constitue souvent de grands rubans. La muscovite est généralement dominante sur la biotite bien représentée et plus ou moins chloritisée. La matrice est constituée de quartz, feldspath potassique et oligoclase, avec zircon, apatite, opaques et parfois sphène comme minéraux accessoires ; à l'Ouest quelques rares grenats magmatiques ont été observés.

Le faciès peut varier autour de ce type minéralogique surtout par :

- appauvrissement en biotite vers l'Ouest (Nord de Cassagnes-Bégonhès où elle est rare),
- enrichissement en biotite vers le Sud-Est,
- une diminution de la taille moyenne du grain (faciès de bordure).

Le massif de Trémouilles—Comps-la-Grand-Ville. Les faciès les plus gneissiques dérivent clairement d'un granitoïde déformé puisque l'on retrouve, ici aussi, des zones à texture équante dont le débit en « boules » est caractéristique (Trémouilles). Macroscopiquement, les roches de ce massif ne diffèrent pas de celles qui constituent le laccolite du Pinet. Cette identité se vérifie au microscope puisque l'on observe les mêmes minéraux dans les mêmes proportions et avec les mêmes relations texturales.

L'orthogneiss longeant la ceinture leptyno-amphibolique du Lévézou. Nous avons cartographié un laccolite allongé en gros N-S, qui moule le dôme du Lévézou depuis Villefranche-de-Panat jusqu'à Pont de Salars, au Nord. Il se différencie des massifs précédents par la rareté de ses faciès peu déformés. C'est le plus souvent une L-tectonite qui présente macroscopi-

quement de nombreux caractères communs avec les gneiss ocellés du Pinet. Localement, on observe des réactions de type « charnockitique » (couronnes réactionnelles de grenat entre biotite et plagioclase) comparables à celles décrites par Lasnier *et al.* (1973).

A l'intérieur du Lévézou des massifs comparables ont été cartographiés (massifs d'Estalane, Malpérié, Salles-Curan - Pareloup - Tour-d'Alrance) auxquels s'associent de nombreuses lentilles isolées que nous ne pouvons citer (Collomb, 1970, pp. 62 à 72). Tous ces massifs ont pour caractère commun de présenter d'une part un faciès remarquable de part la taille des phénocristaux de feldspath potassique, d'autre part de montrer sur le terrain des faciès équants au débit en boule préservés au cœur de faciès très gneissifiés et enfin d'avoir des contours localement sécants sur la foliation régionale.

Ces orthogneiss sont constitués de quartz, microcline perthitique, oligoclase, chlorite secondaire, biotite, muscovite et localement grenat et cordiérite.

Outre cette identité pétrographique, ils ont en commun d'avoir des faciès à grain fin, souvent équants, qui contiennent des enclaves de cornéennes à sillimanite et de gneiss fins plissés. A Font Bonne (SE d'Arvieu, coordonnées Lambert : $x = 627$, $y = 209.5$), ce 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 » décrites dans le laccolite qui longe la ceinture leptyno-amphibolique, semblent avoir la même origine, mais dans un degré métamorphique moins élevé puisque le disthène n'est pas produit.

Plusieurs massifs ont été analysés successivement par Collomb (1970), Nicollet (1978) et Lafon (1983). Ce sont tous des monzogranites calco-alcalines (Streckeisen, 1976).

$\zeta\gamma^4$. **Métagranodiorites.** Comme les métagranites porphyroïdes, ces roches affleurent à l'extérieur et à l'intérieur du Lévézou :

— la métagranodiorite de Caplongue est un petit massif reconnu par Burg et Teyssier (1983) qui présente un faciès à amphibole et un faciès à biotite. Roche finement foliée et à un grain moyen, elle montre une texture granonématoblastique qui indique que la paragenèse magmatique a complètement recristallisé. Son assemblage métamorphique est à hornblende verte, grenat, épidote, plagioclase et quartz pour le premier faciès, et à biotite, grenat, épidote, plagioclase et quartz pour le second. Rattachons à ce massif le petit affleurement de Préviala (dit amphibolite de Trémouilles par Collomb, 1970, p. 198) qui contient de belles enclaves schistosées de microdiorites quartziques et le petit affleurement du Vioulou (Nord de Bonnuéjous). L'analyse de cette dernière lentille (Burg *et al.*, 1986), comme celle de la métagranodiorite à amphibole de Caplongue (Lafon, 1983) montrent leur affinité calco-alcaline,

— 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 retrouve 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 ces méta-granodiorites, on trouve des amphibolites à hornblende verte et plagioclase. L'une d'entre elles présente une paragenèse exceptionnelle à plagioclase, hornblende bleu-vert, grenat, magnétite, spinelle vert, corindon et zircon.

Groupe leptyno-amphibolique

Cet horizon particulier a été individualisé en Rouergue par Bergeron (1905) puis étudié en détail par Collomb (1970). Cet auteur définit cette série comme une « ceinture basique » formée essentiellement de gneiss amphiboliques dans lesquels restent préservées des éclogites (déjà découvertes par Brière, 1920), des serpentinites et des norites (Lacroix, 1893-1895).

Si cette définition s'applique relativement bien à la partie occidentale du groupe leptyno-amphibolique, elle n'est pas aussi restrictive dans la retombée sud du Lézou où l'encaissant des reliques basiques de haute pression est formé essentiellement de leptynites et micaschistes pélitiques indifférenciés.

● Au Sud

λ. **Leptynites et micaschistes pélitiques indifférenciés.** Ces termes constituent des niveaux décamétriques que l'on retrouve interlités dans les amphibolites. Ce sont souvent des schistes bruns à ocres, riches en feldspath, contenant les associations minéralogiques suivantes :

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat (13)

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide (14)

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide, disthène (15)

quartz, plagioclase, biotite, grenat, staurotide, disthène (16)

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, disthène (17)

quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat, sillimanite (18)

quartz, plagioclase, biotite verte, grenat, disthène, sillimanite (19)

Ilménite, ± 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 (13) et (14) sont interlités à divers niveaux de la série au sein des assemblages (15) à (19), et ne représentent donc pas nécessairement les associations les moins métamorphiques.

ζ d-s. **Micaschistes phyllonitiques à disthène-sillimanite et quartzites subsidiaires.** Cet horizon affleure sur la bordure sud-est de la carte et s'amincit avant de disparaître au Nord, à la hauteur du Mas Vialaret (Est d'Arviu). On retrouve dans les termes pélitiques les associations (16) à (19). Bien visible à l'œil nu, la sillimanite constitue des fuseaux nacrés plurimillimétriques allongés sur la linéation régionale à biotite et muscovite.

● A l'Ouest

Le groupe leptyno-amphibolique devient essentiellement basique et les termes grau-wackopélitiques ou orthodérivés acides sont rares. De ce fait,

seules les associations typomorphes (13), (14), (18) et (19) ont été observées dans les termes pélitiques. La plupart des roches basiques sont des amphibolites banales et gneiss fins à amphibole indifférenciés qui peuvent comme les métapélites, contenir divers types de péridotites serpentinisées (πA), norites coronitiques et flaser gabbros (θ), écloğites et écloğitoïdes (ψ), microtroctolites et allivalites coronitiques ($\mu\theta^T$), amphibolites de haute pression, ($\delta\psi$) et micronorites ($\mu\theta$).

Par opposition aux écloğites et écloğitoïdes où les minéraux de haute pression forment la paragenèse primaire, on distinguera les coronites où les minéraux métamorphiques de haute pression sont réactionnels autour des minéraux magmatiques (norites, allivalites et microtroctolites).

Les minéraux magmatiques réagissent entre eux lors du refroidissement de subsolidus et de ce fait, ces roches témoignent d'une écloğitisation tardive, la paragenèse écloğitique étant alors représentée par la couronne la plus externe (B. Lasnier, 1970). Le plus souvent, cette écloğitisation se marque par la formation de grenat-pyrope que l'on retrouve aussi dans les stades évolués (écloğites en nids d'abeille).

Ces paragenèses de haute pression sont bien sûr reprises par le métamorphisme mésozonal ; les termes de transition entre écloğites et amphibolites à grenat par exemple ont été reconnus dès 1970 par Piboule et Coffrant.

δ . Amphibolites banales et gneiss fins à amphiboles indifférenciés. Ces roches constituent environ 90 % de la branche occidentale du groupe leptyno-amphibolique et atteignent 1,5 km d'épaisseur dans la région d'Arvieu où elles sont exploitées en carrière. Deux paragenèses principales décrivent ces metabasites mésozonales, qu'elles contiennent ou pas des reliques de haute pression :

— amphibole verte à brun-vert, plagioclase An 40-60, \pm biotite,
 \pm grenat, \pm clinopyroxène (20)

— amphibole bleu-vert à verte, plagioclase An 40-60, \pm biotite,
 \pm grenat, \pm clinopyroxène (21)

Les accessoires sont rutile, sphène, ilménite, zircon, \pm allanite. Au Sud, de l'épidote est secondaire dans les plagioclases de flaser-gabbros.

Les gneiss amphiboliques ont des paragenèses du type (20) et (21) auxquels il faut ajouter du quartz jamais associé à du clinopyroxène.

Sk. Skarns. Interlités dans les gneiss amphiboliques, des septas de roches carbonatées existent, l'assemblage minéralogique étant : plagioclase calcique, quartz, grenat grossulaire, \pm amphibole incolore à verte, \pm clinopyroxène, \pm épidote, \pm sphène.

πA . Péridotites serpentinisées. Plusieurs niveaux de péridotites serpentinisées ont été reconnus entre Dournets et Villefranche-de-Panat. Ces corps montrent une foliation fruste et sont allongés dans la foliation régionale. A l'affleurement, la roche est massive d'un vert sombre et montre l'altération

en « peau de serpent » caractéristique. En lame mince, l'olivine, l'orthopyroxène et le diopside sont le plus souvent conservés à l'état de reliques dans les grandes plages d'antigorite maillée auxquelles sont associés du chrysotile fibreux et de la trémolite asbestiforme. Le litage magmatique est encore visible dans ces péridotites (Girman) et souligne l'alternance « wherlitharzburgite » originelle. De telles roches rappellent les péridotites litées à allure de tectonites, classiques dans les ophiolites. Localement, on observe une leuchtenbergite secondaire.

θ. Norites coronitiques et flaser-gabbros. Toutes les lentilles basiques à plagioclase riche en anorthite dominant et à orthopyroxène et clinopyroxène primaires, ont été regroupées sous le vocable gabbro et constituent le plus souvent des niveaux très déformés (flaserisés).

Les flaser-gabbros *sensu-stricto* sont complètement rétrotransformés en amphibolites. Les pyroxènes primaires sont encore reconnaissables.

Des structures granuloblastiques sont parfois « conservées » au cœur de ces boudins. Dans la région de Pentezac et celle de Dournets, les lentilles gabbroïques sont abondantes et présentent une texture ophitique relictuelle à clinopyroxène pseudomorphosé par de la hornblende verte (Nicollet, 1982).

Un affleurement plurimétrique de norite coronitique équante (assemblage primaire à orthopyroxène, plagioclase, \pm clinopyroxène) est depuis longtemps reconnu près de Pentezac (Lacroix, 1893-1895 ; Nicollet, 1982), dans une matrice de péridotite serpentinisée. Les cristaux de bronzite schilérisée, pluricentimétriques et jointifs dessinent des formes arrondies, entre lesquelles pousse un plagioclase basique. Orthopyroxène et plagioclase réagissent pour donner une couronne à amphibole + disthène \pm grenat.

Plus localement, toujours associés à la norite, à l'intérieur de la péridotite serpentinisée, on observe des niveaux métriques d'hypersthénite ou bronzite.

ψ. Éclogites et éclogitoïdes. Ces reliques granulitiques affleurent toujours en lentilles de taille réduite dans les amphibolites banales. Elles sont généralement à grain fin et de teinte sombre à verdâtre. Les associations minéralogiques types rencontrées sont les suivantes :

– quartz, grenat kélyphitisé, clinopyroxène (transformé en kélyphitoïde à clinopyroxène secondaire et plagioclase), \pm disthène (transformé en corindon secondaire et plagioclase), \pm zoïsite, rutile (transformé en ilménite et sphère), \pm amphibole primaire (transformée aussi en kélyphitoïde à amphibole secondaire et plagioclase) (23)

– \pm quartz, amphibole brun-vert (zonée à la périphérie bleu-vert), plagioclase basique, grenat (kélyphitisé en amphibole bleu-vert et plagioclase), \pm zoïsite, rutile (\pm transformé en ilménite et sphère), apatite, zircon. (24)

$\mu\theta^T$. Microtroctolites et allivalites coronitiques. Les péridotites à diallage décrites par Collomb (1970, p. 164-165) à Arviu, sont en réalité des micro-

troctolites, voire des allivalites coronitiques à olivine et plagioclase cumulatifs. L'augite titanifère ou le diallage, selon les cas, constitue la phase intercumulat. A Arvieu, ces microtroctolites contiennent des enclaves homogènes gabbroïques, plus grenues, présentant des textures de cumulat bien conservées attestant de l'origine magmatique de toutes ces roches. 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.

Une microtroctolite comparable affleure à Pentezac associée à la norite coronitique. A Dournets, elle contient une éclogite à disthène.

$\delta \Psi$. **Amphibolites haute pression.** Elles se reconnaissent sur le terrain par la taille des grenats plurimillimétriques, par opposition aux éclogites à grains plus fins. Au microscope, le clinopyroxène primaire est absent et le grenat se déstabilise en symplectite de hornblende bleu-vert et plagioclase.

Les niveaux trondjhemitiques de haute pression n'ont pas été individualisés de par leur faible épaisseur (1 mm à 10 cm). Ces roches décrites par Nicollet et Leyreloup (1978) constituent des rubanements tant dans les éclogites et éclogitoïdes que dans les amphibolites haute pression.

L'assemblage minéralogique type est à quartz, plagioclase, disthène, \pm staurotide, zoïsite, \pm grenat, \pm muscovite, rutile.

Comme les roches qui les contiennent, ces trondjhemites montrent des phénomènes de coronitisation rétrograde (Nicollet et 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 rétromorphose en climat mésozonal se traduit par la déstabilisation conjointe du disthène et du grenat et une symplectite à spinelle vert, quartz, \pm staurotide. Cette dernière paragenèse est en accord avec la zone à staurotide décrite dans les métapélites encaissantes du groupe leptyno-amphibolique.

Roches filoniennes

Q. **Quartz.** Des filons de quartz d'épaisseur variable ont été reconnus au sein des gneiss fins feldspathiques.

Erratum. Un petit affleurement au Nord de la carte a été indicé par erreur γ (teinte rouge) : il s'agit en fait d'une lentille de quartz. Il n'y a donc pas de granite sur la feuille Salles-Curan.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Secondaire

t-11. **Trias terminal, Hettangien basal ? Grès arkosiques et cherts.** Sur la

feuille voisine Rodez, il s'agit de grès grossiers, tendres, à stratification fruste et irrégulière, de teinte rose à brunâtre, à quartz, feldspath et éléments lithiques mal roulés, à ciment parfois carbonaté. Localement, s'observent des éléments argileux dolomitiques de taille centimétrique.

Faute de données paléontologiques, l'âge de cette formation est toujours controversé (fin du Trias ? ou Hettangien basal ?)

t. **Grès blancs et argiles bariolées du Trias transgressif.** Le Trias transgressif affleure au cœur du massif du Lévézou sous forme de grès blancs et argiles bariolées avec, à la base, des niveaux conglomératiques. Les deux affleurements de Trias (Salles-Curan et Bouloc) sont limités sur leur bordure est par une faille présentant un jeu normal apparent de 200 à 300 mètres en prenant la base du Trias comme plan de référence.

Tertiaire

e. **Grès, sables à galets siliceux, argiles rouges (Éocène supérieur ?)**
Près de la ferme des Bastries, en limite nord de la feuille, affleurent des grès fauves, quartzeux, à grain fin, à minces passées argileuses et à éléments de socle ferruginisé.

Sur la feuille voisine Rodez, la série paraît constituée par une succession de lentilles irrégulières de conglomérats à éléments variés de socle, de calcaires mésozoïques et d'argiles sableuses rouge-jaune, à pisolites ferrugineux. Cette série n'a fourni aucun élément de datation.

Quaternaire

F. **Alluvions.** Elles ont été individualisées dans plusieurs vallées, associées à quelques éboulis et dépôts de pente.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

TECTONIQUE ET MICROTECTONIQUE

La diversité lithologique et pétrographique déjà décrite se retrouve également au niveau microtectonique. Les séries grésopélitiques se distinguent ainsi du groupe leptyno-amphibolique et des métatexités, ces deux dernières formations constituant le massif du Lévézou au sens strict.

Dans les séries grésopélitiques

Trois familles de microstructures superposées correspondant à trois phases majeures de plissement ont été décrites par Matte et Nicollet (1976) et Burg et Teyssier (1983) dans les séries paradérivées :

La phase 1 est responsable de la schistosité de flux S_1 née sub-horizontale et dans laquelle se sont formées quelques lentilles de quartz d'exsudation. Au Sud du Pinet, cette foliation est plan axial de rares plis isoclinaux aigus P_1

décimétriques à décamétriques aux charnières dispersées de Nord-Sud à N 60° E, et de sens de déversement réel inconnu. Des linéations L₁ d'intersection S₀/S₁ sont parallèles à de fines linéations minérales de micas blancs et aux axes des plis P₁. Les niveaux les plus compétents sont boudinés dès ce premier stade.

La phase 2 est aussi une phase tangentielle représentée par un plissement isoclinal d'axe N 80° E à N 150° E de S₁, des lentilles de quartz associées, et des L₁. Ce replissement s'effectue dans des conditions synschisteuses. Dans les charnières arrondies des plis P₂, une schistosité de crénulation S₂ matérialise la trace moyenne du plan axial de ces plis ; mais de façon générale, on ne peut la distinguer de S₁ et la foliation régionale apparaît comme une schistosité composite S₁₋₂. Une linéation de micas blancs ou noirs suivant les secteurs, est parallèle à l'axe de ces plis décimétriques à hectométriques. Comme l'ont remarqué Von Gaertner (1937), puis Matte et Nicollet (1976), la vergence apparente de ces plis est préférentiellement vers le Nord-Est.

La phase 3 correspond à un plissement en chevrons ouverts des structures précédentes. Les plans axiaux de ces plis P₃ décimétriques à kilométriques, sont redressés. Une schistosité fruste de crénulation S₃ en éventail apparaît localement. Les axes de ces plis matérialisent également une linéation L₃ de crénulation régionalement orientée N 80° E à N 120° E.

Une analyse précise montre que leurs axes tournent autour du massif du Lévézou, à l'approche de l'orthogneiss qui le ceinture. Là, les sens de déversement apparent, opposés des plis situés de part et d'autre de la charnière synclinale dessinée sur la carte, indiquent que cette structure est associée à la phase 3. Enfin, le long du dôme, et en bordure du massif du Pinet, les foliations très redressées sont souvent réutilisées par des cisaillements tardifs.

Dans l'orthogneiss alcalin à quartz bleu

Il a subi les mêmes phases de déformation que les paragneiss. De rares charnières isoclinales post foliales et parallèles à la linéation minérale en gros Est-Ouest, sont attribuées à la phase 2. Les microstructures de phase 3 sont peu représentées, ce que nous attribuons à la rigidité de ce type de matériel. Cependant, une reconnaissance vers le Nord nous a montré que ce massif dessine une large voussure attribuable à ces derniers plissements.

De par leurs similitudes en direction et/ou en styles, nous considérons, en l'absence d'autres marqueurs, que les phases 1, 2 et 3 dans l'orthogneiss alcalin correspondent aux phases 1, 2 et 3 décrites dans les séries grésopéliques.

Dans les métagranites à texture porphyroïde

A l'extérieur du Lévézou :

Dans ces roches, une déformation planolinéaire à linéaire est développée de façon hétérogène. Dans leurs faciès les plus communs, ces gneiss sont caractérisés par une foliation S bien marquée par les micas et/ou par des

rubans de quartz qui moulent les yeux de feldspath. Cette schistosité S est parallèle à la schistosité des séries environnantes (Demay, 1931) et porte une linéation minérale et d'étirement dont le pitch est en moyenne de 50° vers le Sud-Est. L'hétérogénéité de la déformation se manifeste par la présence de « boules » de granitoïde équant préservé au sein des orthogneiss auxquels il passe en continuité. Dans leurs termes les plus déformés, les yeux de feldspath voient leur taille et leur nombre très réduits, ce qui a fait souvent confondre ces roches avec les paragneiss fins.

Cette linéation L et cette foliation S sont les seules microstructures pénétratives à l'échelle des massifs. Seuls quelques plis d'entraînement centimétriques peuvent être tardivement associés à ces microstructures.

Localement, des plis droits décimétriques replissent S et L ; ils sont rattachés à la phase 3 décrite dans la série grésopélitique. Les plans de foliation sont ensuite tardivement réutilisés par des cisaillements froids de jeu normal (en particulier le long de la ceinture leptyno-amphibolique).

A l'intérieur du Lévézou

Les métagranites à texture porphyroïde qui affleurent à l'intérieur du Lévézou ont le même type de déformation cisailante que ceux qui affleurent à l'extérieur. Ce cisaillement s'est fait dans la direction de la linéation minérale de ces orthogneiss suivant des directions variables. Les trajectoires sont Est-Ouest à l'intérieur du massif du Lévézou (avec toujours déplacement vers l'Ouest du compartiment supérieur) et sub-méridiennes à l'extérieur de ce massif (avec cisaillement de sens opposé au Sud et au Nord ; Burg et Teyssier, 1983). Pour ce qui concerne l'orthogneiss qui longe la ceinture basique, ces sens de cisaillement indiquent toujours que le massif du Lévézou est descendant par rapport aux parties externes (fig. 2,3 A). Cette observation que l'on peut faire aussi dans les micaschistes phyllonitiques de la ceinture basique permet d'exclure deux hypothèses :

- Le Lévézou ne peut pas être un dôme diapirique ascendant. Ceci vient à l'appui du fait que ni diatexites, ni granites d'anatexie n'affleurent dans cette structure. (fig. 3 Ba).
- Ces cisaillements ne peuvent être interprétés comme dus à un chevauchement replissé (fig. 3 B b ou c).

Deux solutions peuvent être envisagées :

- Ces cisaillements sont contemporains d'un anticlinal tardif et sont dirigés vers la charnière (Ramsay, 1967 ; Powell et Mac Queen, 1976) car les contrastes rhéologiques entre ceinture basique rigide, d'une part, et gneiss fins plus orthogneiss d'autre part, rendent le plissement actif (fig. 3 Bd). Mais la charnière anticlinale est mal définie aussi bien cartographiquement qu'à partir des sens de déversement entre plis parasites des deux flancs.
- 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. 3 Be). Remarquons en effet que cartographiquement, 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.

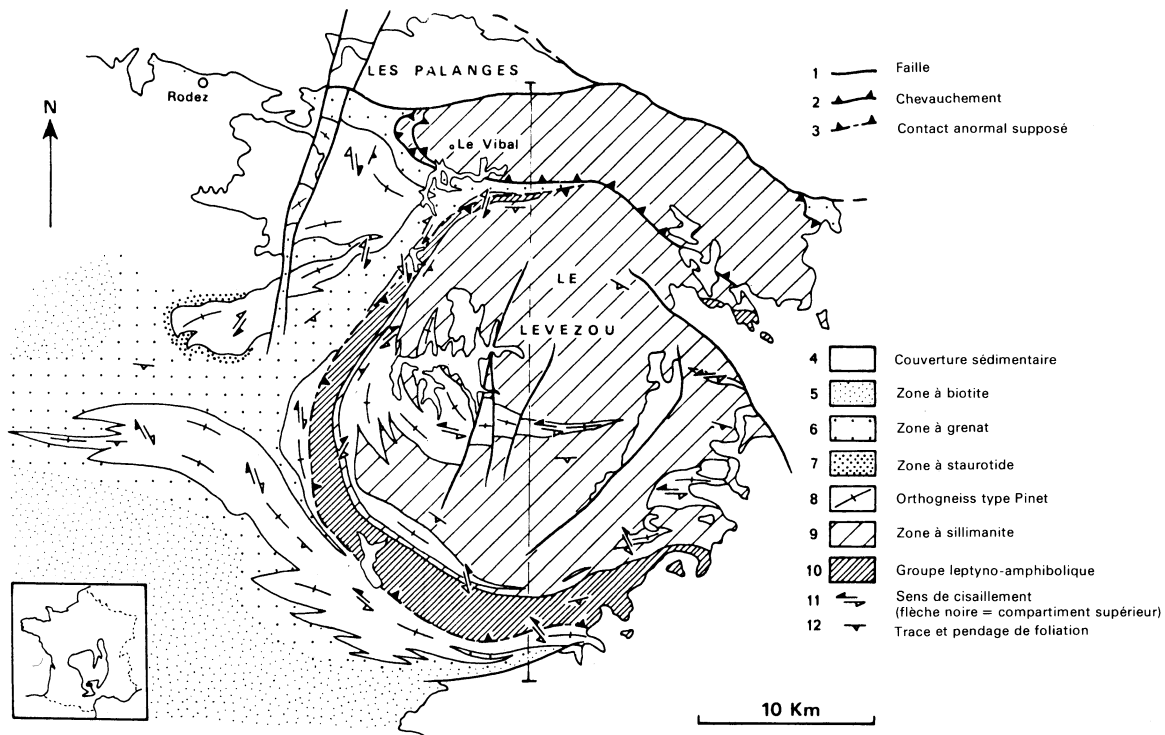


Fig. 2 - Schéma structural du massif du Lézou

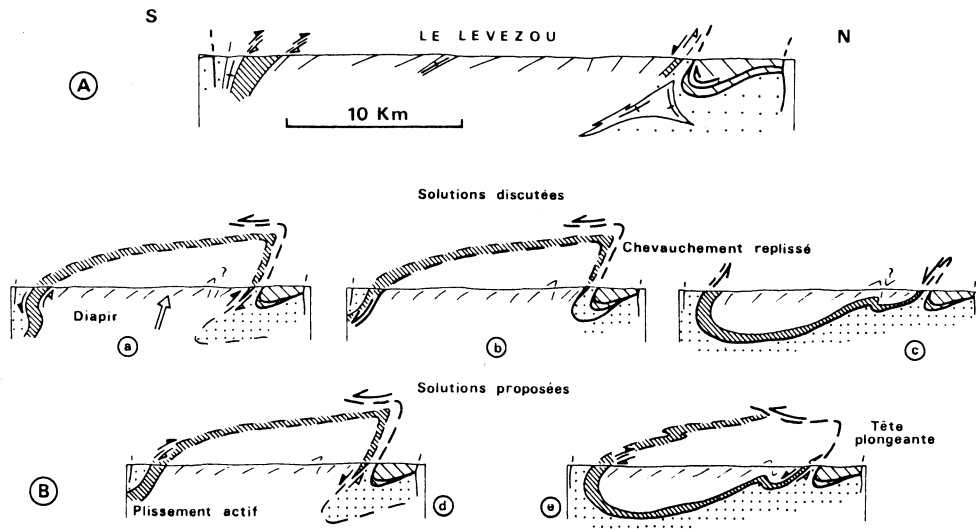


Fig. 3 - A, coupe Nord-Sud recoupant le massif du Lézou
 (située figure 2, mêmes figurés). B, interprétations discutées dans le texte

La charnière d'une telle structure se situerait au Nord de Pareloup. Le passage des trajectoires de cisaillement Est-Ouest aux trajectoires N 150° à sub-méridiennes peut en effet s'interpréter comme un replissement sub-isoclinal N 120° à N 130° de ces directions avec continuité des sens de cisaillement. Notons qu'aucune de ces deux hypothèses ne présume de la nature antérieure du contact groupe leptyno-amphibolique - séries externes.

RELATIONS CRISTALLISATION-DÉFORMATION

Les critères classiques de relations cristallisation-déformation ont été appliqués (Bard, 1980). Ces 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.

A l'extérieur du massif du Lézou :

Phase 1. Dans l'ensemble des séries grésopélitiques, la S_2 isole des micro-lithons dans lesquels sont préservés sur S_1 : muscovite, chlorite et albite et plus rarement grenat calcomanganésifère. Bien visibles au Sud, ces micro-structures disparaissent au contact des métagranitoïdes à texture porphyroïde. Du Sud au Nord, la permanence des paragenèses à muscovite-chlorite sur S_1 témoigne des conditions épizonales de phase 1 dans toute la région.

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.

A l'approche des métagranites à texture porphyroïde, la biotite est stable sur S_2 et les grenats présentent des cœurs hélicitiques sigmoïdes.

Phase 3. Des poeciloblastes millimétriques de biotite et, en plus faible proportion de muscovite, sont alignés sur la S_3 de crénulation.

Les cœurs hélicitiques et sigmoïdes des grenats s'entourent, à la périphérie des orthogneiss type Pinet, d'une bordure sub-automorphe, pauvre en inclusions et statique sur la S_{1-2} . Par ailleurs, ces 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.

La staurotide, statique sur la S_{1-2} , définit autour de la granodiorite de Caplongue une linéation minérale conforme à la linéation de crénulation L_3 .

Le disthène est essentiellement localisé autour du massif de Caplongue. Le caractère imbriqué des isogrades St^+ et Di^+ sur quelques centaines de mètres et le parallélisme des cristaux de disthène avec les baguettes de staurotide laissent envisager une cristallisation post-phase 2, syn-phase 3.

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.

Dans le groupe leptyno-amphibolique

Cette série a subi les trois phases de déformation hercyniennes 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 (Matte et Nicollet, 1976).

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 auxquels sont rarement associés plagioclase, biotite et grenat parfois sigmoïdes.

La staurotide, le disthène et la sillimanite sont à l'équilibre textural avec la biotite et la muscovite dans S_{1+2} .

Dans les roches basiques, les minéraux mésozonaux sont syntectoniques. Les reliques haute pression sont au moins antérieures à S_2 .

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 Lévézou, des aiguilles de sillimanite dans les stries qui affectent la S_{1+2} sont certainement attribuables à la phase de déformation 3.

MÉTAMORPHISME

Le métamorphisme granulitique

Ce stade est observable dans les boudins d'éclogites, éclogitoïdes, amphibolites haute pression et trondjhémities de la ceinture du Lévézou. Cet épisode granulitique est plus localement observable en enclaves dans les orthogneiss du Lévézou. Nicollet (1978) a estimé les conditions entre 12.5 et 20 Kb et 750 et 840° sur le même matériel granulitique affleurant sur la feuille à 1/50 000 Réquista.

Les assemblages de haute pression à l'équilibre textural peuvent être contenus à l'état de septa dans les coronites en voie d'éclogitisation (Nicollet, 1983) et représentent les premiers stades du métamorphisme haute pression, haute température. Cette observation vient à l'appui du fait qu'aucune figure d'anatexie n'est observable dans les amphibolites et éclogites affectées par le métamorphisme barrovien et encaissant les niveaux trondjhémities. De ce fait, la genèse des métatrandjhémities de haute pression par fusion partielle d'amphibolites (Nicollet et Leyreloup, 1978) n'a pu se faire que dans les premiers stades de ce métamorphisme haute pression.

Les métamorphismes régionaux

La succession des associations minéralogiques typomorphes, leur cartographie et les relations cristallisation-déformation permettent d'individuali-

ser deux unités métamorphiques de part et d'autre de la bordure externe du groupe leptyno-amphibolique, c'est-à-dire dans le massif du Lévézou d'une part et dans les séries environnantes d'autre part.

A l'extérieur du Lévézou. L'apex du métamorphisme est clairement post-folial. Les zones isométamorphiques à biotite (bi), grenat (gt) et staurotide (st) reflètent cartographiquement la géométrie des métagranites à texture porphyroïde et non celle du Lévézou comme on aurait pu s'y attendre dans une interprétation en dôme thermique de ce massif (Talbot, 1971 ; Den Tex, 1975). Les isogrades bi^+ , gt^+ , et st^+ sont sécants sur la foliation régionale S_{1-2} ; cette obliquité progressive à l'Ouest du Pinet est plus marquée à l'Ouest de l'orthogneiss de Trémouilles où ils recoupent la limite de l'orthogneiss alcalin à quartz bleu, confirmant ainsi le caractère antémétamorphique de ce métagranite alcalin. La cartographie des isogrades montre également que cette région atteint au maximum la zone à grenat contre la bordure occidentale du groupe leptyno-amphibolique.

Les conditions P-T calculées à partir des isogrades (bi^+ , gt^+ , st^+ , di^+) du géothermomètre « bi-gt » (Thompson, 1976) et du géobaromètre « gt-pla » (Newton et Haselton, 1981) mettent en évidence des gradients de 100° à $200^\circ/km$ près des laccolites type Pinet pour une profondeur d'environ 20 km (Delor *et al.*, 1984).

De tels gradients et de telles relations cristallisation-déformation peuvent s'interpréter en termes d'auréoles thermiques syntectoniques (Delor *et al.*, 1984). La présence de staurotide et de disthène autour du massif granodioritique de Caplongue peut s'intégrer dans le même schéma.

A l'intérieur du massif du Lévézou. Le métamorphisme affecte la matrice grauwacko-pélitique, basique ou carbonatée et les reliques catazonales. Comme on se situe dans le degré moyen de métamorphisme, seules les compositions grauwacko-pélitiques de l'encaissant permettent de cerner l'évolution des conditions P-T de ce métamorphisme. En effet, les metabasites montrent très peu de variations minéralogiques. Dans la série pélitique, les paragenèses observées montrent que le métamorphisme est typiquement barrovien, avec de l'extérieur vers l'intérieur du massif, les isogrades successifs gt^+ , di^+ , st^+ , $sill^+$, st^- , di^- et au cœur du Lévézou, les métatexités à muscovite-sillimanite. Cette succession est bien définie au Sud où les pélites sont abondantes (Nicollet, 1978). Elle est plus difficile à définir à l'Ouest où le groupe leptyno-amphibolique est essentiellement basique (fig. 1).

Le problème des métacornéennes. Ces roches ont subi un métamorphisme de contact antérieur aux métamorphismes des deux séries (épisode granulitique de haute pression excepté).

— Pour les métacornéennes affleurant dans le dôme du Lévézou, la succession andalousite, sillimanite-feldspath potassique, indique le caractère basse pression d'un métamorphisme qui affecte des pélites peu ou pas métamorphiques.

Dans l'orthogneiss d'Estalane, la présence de corindon dans ces cornéen-

nes indique une sous-saturation et une richesse en alumine rappelant les compositions que l'on rencontre dans les restites d'anatexie.

— L'absence d'andalousite dans les cornéennes affleurant dans les gneiss fins feldspathiques, suggère qu'elles ont pu se former à plus grande profondeur que celles du Lévézou.

CONCLUSION

La cartographie en couronne de la ceinture basique du Lévézou avait été reconnue depuis longtemps (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 Lévézou 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 » (Demay *et al.*, 1958).

Il apparaît cependant que la zone de charnière anticlinale nécessaire entre les deux flancs est difficile à définir (Burg *et al.*, 1984). L'interprétation en dôme thermique du massif du Lévézou impliquait aussi que les isogrades du métamorphisme régional barrovien (Chenevoy et Ravier, 1971 ; Nicollet, 1978) soient géométriquement liés à ce dôme. En réalité, deux séries métamorphiques sont situées de part et d'autre de la bordure occidentale de la ceinture basique :

à l'extérieur du massif, les pélites ont subi un métamorphisme de pression intermédiaire à l'approche des orthogneiss type Pinet. Les isogrades sont sécants sur la foliation régionale et par là même indépendants de la limite du « dôme » ;

à l'intérieur, le métamorphisme qui se superpose à un métamorphisme granulitique est typiquement barrovien et prograde vers le centre du Lévézou où l'on atteint à peine le domaine des métatexites à sillimanite.

Nous avons là un schéma notablement différent de celui qui était admis jusqu'à présent, dans le cadre d'une interprétation en dôme thermique. Par ailleurs, l'hypothèse en dôme thermique est incompatible avec les sens de cisaillements observés dans les métagranites porphyroïdes, voire même dans les micaschistes phyllonitiques à la base géométrique de la ceinture basique. Ces cisaillements indiquent que le Lévézou est descendant par rapport aux séries externes, ce qui ne peut s'interpréter qu'en termes de charriage (Burg *et al.*, 1984). Des arguments supplémentaires sont maintenant nécessaires pour savoir si la structure du Lévézou n'est qu'un chevauchement comparable à celui que l'on connaît au Nord dans le Haut-Allier, et à Marvejols (Burg et Matte, 1978), replissé de façon précoce (tête plongeante) ou tardive (dôme ou bassin). Dans ce cas, il reste à trouver le métamorphisme inverse qui devrait lui être associé.

Les trois lignées magmatiques (alcaline, calco-alcaline et tholéitique) reconnues dans cette 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-alcalin, la proximité d'un arc ou d'une marge continentale.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

HYDROGÉOLOGIE

Dans les terrains primaires du Lévézou, les sources sont nombreuses et de faible débit. Leur émergence semble conditionnée la plupart du temps par la topographie (dans les combes). Les nappes aquifères, de petites tailles, sont essentiellement localisées dans la zone d'altération des roches cristallophylliennes. La perméabilité y est faible. Le comportement hydrologique des grès triasiques sur le socle semble proche de celui des terrains antérieurs. De manière générale, la composition des eaux est de type chloruré sodique, carbonaté calcique.

Le captage des divers aquifères se fait actuellement presque exclusivement au niveau des exutoires. Le lac de Pareloup est le plus grand des lacs artificiels de la région et constitue d'importantes réserves en eau qui servent en outre à la production d'électricité (centrale hydroélectrique du Truel, plus au Sud).

GÎTES MINÉRAUX ET CARRIÈRES

– A l'Ouest du massif du Lévézou, les gneiss fins feldspathiques offrent dans leurs niveaux bien lités un matériel adéquat pour la confection des lauzes. Ces gisements restent néanmoins très ponctuels et sont exploités de façon sporadique (carrière d'Espinasses).

– Dans la ceinture leptyno-amphibolique, les amphibolites massives et gneiss amphiboliques sont exploités comme matériau d'empierrement. Les deux carrières d'Arviu constituent les seules exploitations de caractère industriel.

– Toutes les autres formes d'exploitation, même de caractère local, ont depuis longtemps été abandonnées (quartzites graphiteux, serpentinites).

– Les orthogneiss anatectiques d'affinité alcaline, connus à l'intérieur du massif du Lévézou n'ont offert jusqu'à ce jour aucune minéralisation digne d'intérêt, comme cela est le cas plus au Nord dans le massif d'orthogneiss de la forêt des Palanges (mine d'uranium de Bertholène).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

En abordant la feuille Salles-Curan au Nord-Est par la N 111, on pénètre dans l'important massif d'orthogneiss anatectiques qui constitue la partie nord-est du Lévézou. A hauteur de Prades-Salars, on peut rejoindre Salles-Curan par la D 95 puis la D 593 n. La D 577 qui longe le lac de Pareloup, permet de recouper l'important massif d'orthogneiss œillés et les digitations de métadiorites. Au bord du lac, à hauteur de Charouzet, on pourra examiner l'affleurement de métadiorites à enclaves d'amphibolites à corindon. On peut ensuite rejoindre la D 56 qui permet de suivre entre Pont-de-Salars et Arviu, l'horizon basique formé essentiellement d'amphibolites et de

TABLEAU DES GÎTES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Tire cabre	2.4001	Gra	Graphite	Stratiforme	Gneiss Micaschiste	Les concentrations de graphite semblent localisées selon 3 alignements principaux, parallèles, allongés sur 800 à 1 200 m, espacés de 500 à 1 200 m. La découverte remonte à 1839 où grattage et tranchées mettent en évidence une couche de graphite de 25 cm d'épaisseur. Un puits et 70 m de galeries superposées montrent à 10 m de profondeur une couche de 50 cm de graphite. La concession de 1844 est abandonnée en 1919. Reprise des travaux en 1940. En 1943, une prospection électrique conclura à des gîtes insuffisants.
Girman-Haut	2.4002	Am	Chrysotile	Stratiforme	Serpentine	En 1942, une tranchée de 40 m de long et 0,70 m de profondeur montre une couche d'amiante à fibre longue de 20 cm d'épaisseur. 1t d'amiante a été récupérée de ces travaux.
Paulhe	2.4003	Am	Chrysotile	Stratiforme	Serpentine	Petits travaux de recherche sur un affleurement.
Dournets	2.4004	Gra	Graphite	Stratiforme	Gneiss Micaschiste	Grattages et tranchées.
Dours	2.4005	Mic	Muscovite Phlogopite Kaolin Feldspath	Stratiforme Dissemine	Gneiss Micaschiste	Minéralisation en rognons de 5 à 6 cm dans les filonnets de kaolins et feldspath.
Pentezac	6.4001	Ti	Rutile Labrador Bronzite	Dissemine	Norite Serpentine Amphibolite	Petite carrière dans le Bois de Verdus.

TABLEAU DES GÎTES MINÉRAUX (Suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
			Hypersthène Actinote Anthophyllite			
La Galinière	6.4002	Mic	Muscovite Phlogopite Kaolin	Stratiforme	Micaschiste	Minéralisation en nodules de 8 x 8 cm. Tranchée.
Maignals	8.4002	Sn	Cassitérite	Placer	Micaschiste Paragneiss Alluvions	Prospection à la batée. Mesures électrique et géophysique. Teneur en lit vif : 45 à 800 g/m ³ SnO ₂ .
Bouloc	8.4003	Sn	Cassitérite	Placer	Micaschiste Paragneiss Alluvions	Recouvrement : 1 m environ. Alluvions : 1 à 3 m.

gneiss amphiboliques. Les affleurements les plus importants existent aux abords du lac de Bage et dans les carrières d'Arviou. Plus ponctuellement, les affleurements de métatroctolites (Arviou, Est de Dournets), de métanorites (Bois de Pentezac) et d'éclogites (Est de Dournets) sont positionnés précisément sur la carte. En quittant vers l'Ouest le massif du Lévézou, on entre dans la série de gneiss fins que l'on peut suivre le long de la D 25, sur la bordure septentrionale de l'orthogneiss du Pinet.

C'est sur cette route que l'on pourra trouver des affleurements de métacornéennes noirâtres. Les ocelles remarquables à l'œil nu sont formés de cordiérite et biotite. D'une manière générale, les minéraux de métamorphisme de haut degré sont peu discernables macroscopiquement. Signalons cependant l'affleurement du moulin de Chazottes (Nord de Caplongue) qui offre aux collectionneurs, des cristaux centimétriques de grenat, staurotide et disthène.

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires dans **le Guide géologique régional : Causses, Cévennes, Aubrac**, par J. Rouire, C. Rousset, 2^e édition, 1980, Masson, Paris.

En particulier, *l'itinéraire 10* : Millau - Espalion - Decazeville.

BIBLIOGRAPHIE

BARD J.P. (1980) — Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson Éd., Paris, New-York, Barcelone, Milan, 192 p.

BERGERON J. (1889) — Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Massif central. Thèse, Paris. *Ann. Soc. géol.*, 22, 362 p.

BERGERON J. (1904) — Feuilles de Saint-Affrique et du Vigan. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr. (C.R. Collab.)*, 16 (105), pp. 94-97.

BERGERON J. (1905) — Feuille de Rodez. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XVI, n° 110, p. 362-363.

BODINIER J.L., BURG J.P. (1980-1981) — Évolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue Occidental : Mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. BRGM Série 2. Section I* (4). pp. 315-339.

BOISSE A. (1852) — Recherches sur les gîtes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits plutoniques. *Ann. Mines*, 5^e série, t. II.

BRIÈRE Y. (1920) — Les éclogites françaises. Leur composition minéralogique et chimique, leur origine. Paris, Thèse, éd. M. Giard et R. Brière, 142 p.

BURG J.P., MATTE P. (1978) — A cross-section through the Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *z. dt. Geol. Gess.*, 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 Série 2. Section I, 1-2*, pp. 3-30.

BURG J.P., DELOR C.P., LEYRELOUP A.F. (1986) – Le Massif du Lévézou et les séries adjacentes du Rouergue Oriental. Nouvelles données pétrographiques et structurales. *Bull. BRGM « Géologie de la France », n° 3*, pp. 229-272.

CANTAGREL J.M., PIBOULE M. (1971) – Mesure par la méthode à l'argon, de l'âge du métamorphisme de quelques metabasites du Rouergue cristallin (Massif central français). *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 272, pp. 1731-1734.

CANTAGREL J.M., PIBOULE M. (1972) – Nouvelles données radiométriques Rb/Sr sur les formations granitiques du Rouergue oriental (Massif central). *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 274, pp. 2125-2128.

CHENEVOY M., RAVIER J. (1971) – Caractères généraux des métamorphiques du Massif central. *Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français*, Plein Air-Services éd., Clermont-Ferrand, pp. 109-132.

COLLOMB P. (1970) – Étude géologique du Rouergue cristallin. *Mém. Serv. expl. carte géol. dét. Fr.*, Paris, 419 p.

COSSON J. (1974) – Quelques substances utiles du Massif central et de sa bordure en région Midi-Pyrénées - Rap. BRGM : 78 SGN 384 MPY.

DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-1965) – Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). *Sci. Terre*, Nancy, 10 (3-4), pp. 329-342.

DELOR C.P., BURG J.P., LEYRELOUP A.F. (1984) – Staurolite producing reactions and geothermobarometry of a high pressure thermal aureole in the French Massif central. *J. metamorphic Geol.* 2, pp. 55-72.

DEMAY A. (1931) – Contribution à l'étude de la Tectonique hercynienne antéstéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5 (1), pp. 663-696.

DEMAY A. (1935) – Sur les relations des schistes sériciteux des Cévennes méridionales et du Rouergue et du massif granito-gneissique du Ségala et du Lévézou. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5 (5), pp. 3-18.

DEMAY A. (1942) – Microtectonique et tectonique profonde. *Mém. serv. carte géol. Fr.*, 260 p.

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 Sc.* : 62-79 ; Amsterdam.

DURAND J., RAGUINE. (1932) – Sur le granite de la région du Pinet (Aveyron). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 195, pp. 580-582.

GAERTNER H.R. Von (1937) – Der bau des Französischen Zentralplateaus. *Geol. Rundsch.*, Bd 28, pp. 48-68.

GIGNOUX N. (1978) – Étude gravimétrique du complexe leptyno-amphibolique du Lévézou (Rouergue). Dipl. Ing. Doct. I.P.G., Strasbourg, 39 p.

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, 209 p.

GIROD M., PIBOULE M. (1971) – Sur le caractère exceptionnel des paragneèses des roches basiques et des amphibolites dérivées du Viala du Tarn, Aveyron (Massif central français). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 273, pp. 128-131.

HUOT J. (1944) – Prospection électrique dans la région d'Arviou. Trémouille. Rapport C.G.G.

LACROIX A. (1893-1895) – Minéralogie de la France, t. I, 723 p.

LAFON J.M. (1983) – Contribution géochronologique par la méthode U/Pb à l'évolution antéhercynienne du Rouergue : la métadiorite de Caplongue et l'orthogneiss de Rodez. D.E.A. Montpellier.

LAFON J.M. (1984) – La granodiorite de Caplongue nouveau témoin d'un magmatisme cambrien dans le Rouergue oriental. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 298, série II, pp. 595-600.

LASNIER B. (1970) – Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricaïn et du Massif des Maures (France). Thèse 3^e cycle, Nantes, 297 p.

LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973) – Découverte d'un granite « charnockitique » au sein de « gneiss œillés ». Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif armoricaïn méridional (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, pp. 131-144.

MATTEP., NICOLLET C. (1976) – Succession et style des déformations hercyniennes dans le substratum anté-permien du versant sud du dôme du Lévézou. *Réunion. Ann. Sc. Terre*. Paris, p. 290.

NEWTON R.C., HASLTON 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 Lévézou (Rouergue, Massif central). *Bull. BRGM*, 2^e série, I (3), pp. 225-263.

NICOLLET C. (1982) — Associations réactionnelles à amphibole, disthène et grenat dans la métanorite du Bois de Verdus (Aveyron). *Bull. Minéral.*, 105, 691-696.

NICOLLET C., LEYRELOUP A. (1978) — Pétrologie des niveaux trondhjémiques de haute-pression associés aux élogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif central français. *Canad. J. earth Sci.*, Canada, 15 (5), pp. 696-707.

PIERROT *et al.* (1977) — Inventaire minéralogique de la France, n° 7, Aveyron.

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.

PIBOULE M. (1977) — Mise en évidence par les méthodes statistiques multivariées de deux séries magmatiques à l'origine des ortho amphibolites rutènes. *5^e R.A.S.T.* Rennes, p. 377.

PIBOULE M., COFFRANT D. (1970) — Métagabbros coronitiques dans le Rouergue et le Limousin (Massif central français) : un stade banal de l'éclo- gisation. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, pp. 22-24.

PIBOULE M., PONTIER J. (1977) — Géochimie comparée des amphibolites en bancs et des métagabbros associés : application des méthodes statistiques multivariées à l'étude des metabasites rutènes et conséquences sédimentologiques. *5^e R.A.S.T.* Rennes, p. 379.

POWELL D., Mac QUEEN J.A. (1976) — Relationships between garnet shape, rotational inclusion fabrics and strain in some Moine Metamorphic rocks of Skye, Scotland. *Tectonophysics*, 35, pp. 391-402.

PROUHET J.P., COLLIN-DUFRESNE (1960) — Campagne de sondages géophysiques de première reconnaissance dans la région de Curan. Rapp. R 3027. Rapports du service des Mines, Toulouse.

RAMSAY J.C. (1967) — Folding and fracturing of rocks. Mc. Graw Hill, New-York, 568 p.

ROQUES M. (1941) — Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Mas- sif central français. *Mém. Serv. Expl. Carte Géol. dét. Fr.*, 530 p.

STANUDIN A. (1960) — Prospection géophysique par sondages électriques dans les flats de la région de Curan - Rapp. A 1707.

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 Fungwi Reserve Rhodesia. *J. Geol. Soc.* London, 127, 377-410.

THOMPSON A.B. (1976) — Mineral reactions in pelitic rocks : II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.*, 276, 425-454.

WINKLER H.G.F. (1979) — Petrogenesis of Metamorphic rocks, 5th ed. New-York. Springer-Verlag.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *SÉVÉRAC* (208) 2^e édition (1958) par DEMAY A., DURAND J., BOISSE de BLACK du CHOUCHE Y., LAPADU-HARGUES P., AGALÈDE H., ROUIRE J., GÈZE B.

Feuille *RODEZ* (207) 1^e édition (1910) par J. BERGERON, DEREIMS, THEVENIN.

2^e édition (1938) par J. DURAND.

3^e édition (1969) par B. GÈZE, A. CAVAILLÉ, P. COLLOMB.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *MARSEILLE* (1980) coordination par J. MELOUX.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse, ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

Cette notice a été rédigée par :

- C. DELOR, étudiant de 3^e cycle, Montpellier ;
 - J.P. BURG, chargé de recherches au CNRS ;
 - A.F. LEYRELOUP, maître de conférences à l'université de Montpellier ;
 - C. TEYSSIER, étudiant de 3^e cycle, Montpellier ;
- avec la collaboration de C. VAUTRELLE pour les tableaux des gîtes minéraux.

