



LE BLEYMARD

La carte géologique à 1/50 000
LE BLEYMARD est recouverte par la coupure
LARGENTIÈRE (N° 197)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

LE BLEYMARD

par

B. BRIAND, R. COMBÉMOREL, J.P. COUTURIÉ,
P. BÉRARD, C. VAUTRELLE

St-Chély- d'Apcher	Langogne	Burzet
Mende	LE BLEYMARD	Largentière
Florac	Géolhac	Bessèges



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM

SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

**Secrétariat de la Carte
géologique**

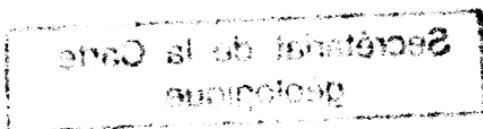
**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LE BLEYMARD À 1/50 000**

par

**B. BRIAND, R. COMBÉMOREL, J.P. COUTURIÉ,
P. BÉRARD, C. VAUTRELLE**

1993

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE



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

– *pour la carte* : BRIAND B., NÉGRON J., VIARD M., COMBÉMOREL R., COUTURIÉ J.P. (1994) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Le Bleymard** (863). Orléans : BRGM. Notice explicative par B. Briand, R. Combémorél, J.P. Couturié, P. Bérard, C. Vautrelle (1993), 61 p.

– *pour la notice* : BRIAND B., COMBÉMOREL R., COUTURIÉ J.P., BÉRARD P., VAUTRELLE C. (1993) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Le Bleymard** (863). Orléans : BRGM, 61 p. Carte géologique par B. Briand, J. Négron, M. Viard, R. Combémorél, J.P. Couturié (1994).

© BRGM, 1993. 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.

ISBN : 2-7159-1863-1

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>HISTORIQUE DES ÉTUDES</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	7
<i>ROCHES MAGMATIQUES ET FILONIENNES</i>	29
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	33
ÉVOLUTION DU SOCLE HERCYNIEN	36
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</i>	36
<i>ÉVOLUTION TARDI-HERCYNIENNE</i>	40
<i>RELATIONS ENTRE LES DIVERS DOMAINES CRISTALLOPHYLLIENS</i>	41
<i>PRINCIPAUX TRAITES DE LA STRUCTURE RÉGIONALE</i>	44
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	45
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	46
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	46
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	49
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	49
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	49
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	53
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	61
AUTEURS	61
ANNEXES	
<i>TABLEAU 1 : ANALYSES CHIMIQUES</i>	
<i>TABLEAU 2 : RELATIONS HYDRAULIQUES DÉMONTRÉES PAR TRACAGES</i>	
<i>TABLEAU 3 : PRISES D'EAU, SOURCES, PERTES ET CAVITÉS NATURELLES</i>	
<i>TABLEAU 4 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Le Bleymard se situe dans la partie la plus occidentale des Cévennes médianes, aux confins des départements de la Lozère et de l'Ardèche. Plusieurs régions peuvent être distinguées au plan morphologique. Le domaine nord-occidental, essentiellement granitique et calcaire, est à relief peu accusé, d'altitude comprise entre 1 100 et 1 450 m. Le domaine central présente au contraire une alternance de crêtes et de vallées d'orientation E-W : la montagne du Goulet (1 452 m) et le moure de la Gardille (1 503 m) séparent ainsi les vallées opposées du Lot et de l'Altier au Sud (altitudes moyennes 850 m), de la vallée du Chassezac au Nord (altitude moyenne 850 m). Ce domaine couvre les hautes vallées de l'Allier, du Lot, du Chassezac et de l'Altier, cours d'eaux alimentant à la fois les bassins de la Loire, de la Garonne et du Rhône. Le domaine oriental montre une région très accidentée, correspondant à la vallée de la Borne (altitude 630 m) bordée au Nord et au Sud par deux régions à relief moins accusé : la terminaison occidentale de la crête du Tanargue (culminant ici à 1 300 m) et le plateau granitique de la Borne (altitude moyenne 900 m), entaillé par la vallée du Chassezac.

HISTORIQUE DES ÉTUDES

Les grandes lignes de la géologie régionale ont été proposées par H. Longchambon (1935, 1939), A. Demay (1948), P. Lapadu-Hargues (1947) et P. Lapadu-Hargues et J. Rouire (1966). Elles ont été précisées, en domaine cristallophyllien, par les travaux de A. Weisbrod (1967, 1968, 1970a et b) F. Richier (1964), J. Négron (1979) et M. Viard (1981). Les formations granitiques ont fait l'objet de nombreuses études régionales et/ou thématiques, parmi lesquelles on peut citer celles de J.C. Van Moort (1966 : roches plutoniques du mont Lozère), J.P. Couturié (1977) et M. Laboué (1982) (granite de la Margeride), et J. Miahle (1980 : granite de la Borne).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés ont été effectués, pour les formations granitiques par J.P. Couturié (1976 et 1979), pour les formations cristallophylliennes par J. Négron (1976-1979), M. Viard (1977-1980) et B. Briand (1985-1988), et pour les terrains secondaires par R. Combémoré (1976-1980 et 1988).

CADRE GÉOLOGIQUE

Du point de vue géologique, la feuille Le Bleymard occupe une position particulière. Elle est en effet, d'une part, située sur la bordure méridionale du dôme granito-migmatitique du Velay et, d'autre part, elle est à la limite entre, à l'Est, la série des Cévennes médianes (largement représentée sur les feuilles Largentière et Burzet) et, à l'Ouest, les séries de

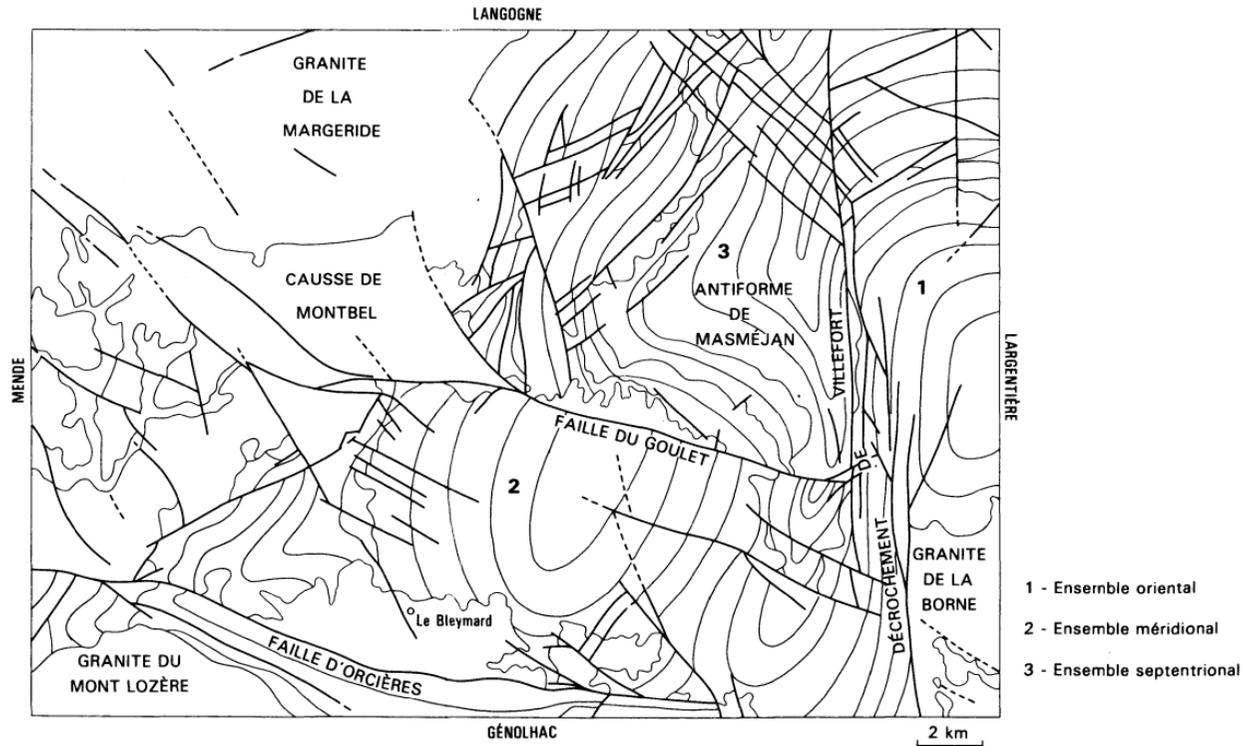


Fig. 1 - Situation des divers domaines cristallophylliens

Marvejols et du Lot (feuilles Mende et Saint-Geniez-d'Olt). Par ailleurs, si l'on se réfère au schéma d'organisation générale du Massif central en grandes unités lithotectoniques (Ledru *et al.*, 1989), la feuille Le Bleyard est située à la limite entre deux de ces grandes unités : l'« unité inférieure des gneiss » et les « complexes autochtones relatifs ».

Le socle cristallophyllien est ici essentiellement constitué de formations pélitiques et quartzo-feldspathiques, épi- à catazonales. On peut y distinguer deux domaines, séparés par l'accident de Villefort (fig. 1). Le domaine oriental est pélitique au Sud (schistes de la série cévénole) ; au Nord, il est pélitique et surtout quartzo-feldspathique (gneiss de la série cévénole et formations quartzo-feldspathiques de la série ardéchoise : Weisbrod, 1967 ; Weisbrod *et al.*, 1974, 1981 ; Elmi *et al.*, 1974 ; Marniac *et al.*, 1980 ; Bambier *et al.*, 1985). Dans ce domaine, le degré de métamorphisme varie régulièrement du Sud (épizone) vers le Nord (catazone). Le domaine occidental est lui-même subdivisé par la faille du Goulet en :

- un secteur méridional, schisteux et micaschisteux, épi- à mésozonal ;
- et un secteur septentrional, à lithologie plus variée, méso- à catazonal.

Les formations plutoniques sont largement représentées sur la feuille Le Bleyard. Le granite de la Margeride occupe ainsi tout le quart nord-ouest de la feuille, jusqu'à la rive droite du Lot. Les granites du mont Lozère et de la Borne, affleurant largement sur les feuilles Génolhac et Largentière, n'occupent par contre, ici, que des domaines d'extension limitée.

Le socle cristallophyllien et granitique est localement recouvert par des formations sédimentaires transgressives, triasiques et surtout liasiques. Ces marnes et calcaires constituent, dans la partie orientale de la feuille, un vaste plateau masquant largement le granite de la Margeride (cause de Montbel). Ailleurs, ils s'observent en « petits causses » situés sur les flancs nord du mont Lozère et de la montagne du Goulet, et jalonnent des accidents importants : faille nord du mont Lozère (faille d'Orcières) et faille du Goulet.

L'élément structural le plus marquant de cette feuille est l'accident de Villefort dont le jeu en décrochement senestre décale d'une douzaine de kilomètres, vers le Nord, le granite de la Borne par rapport au granite homologue du Pont-de-Montvert situé sur le flanc sud du massif du mont Lozère.

DESCRIPTIONS DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Trois principaux types de formations métamorphiques (schistes, micaschistes et gneiss, formations quartzo-feldspathiques) constituent l'essentiel du domaine cristallophyllien. Les termes intercalés, pour variés et nombreux qu'ils soient, n'en demeurent pas moins volumétriquement subordonnés et seront décrits avec l'ensemble encaissant.

Schistes des Cévennes

Cette appellation ne désigne pas ici, de manière précise, un faciès particulier strictement individualisé, mais regroupe plusieurs types pétrographiques souvent étroitement associés au sein d'une formation monotone, puissante de plusieurs milliers de mètres, affleurant largement dans les secteurs sud (hautes vallées du Lot et de l'Altier, fig. 2) et est (bordure du massif granitique de la Borne, fig. 3) de la feuille. Cette même formation s'étend très largement vers le Sud, sur la bordure méridionale du mont Lozère (Elmi *et al.*, 1967) et vers l'Est où elle constitue l'enveloppe cristallophyllienne du granite de la Borne (Weisbrod *et al.*, 1974).

Au sein de cet ensemble, plusieurs termes constitutifs peuvent être distingués.

ξ¹⁻². Schistes sériciteux et chloriteux à albite ocellaire. Ce sont des roches très fissiles, finement cristallisées, d'aspect satiné, luisant, de teinte générale gris verdâtre à gris argenté. Les lentilles et rods quartzeux sont fréquents, localement très abondants. L'albite, présente en proportions très variables, est en ocelles millimétriques dispersés dans la trame phylliteuse, plus rarement regroupés en lits millimétriques à centimétriques ; sa teinte est très variable (blanchâtre, rosée, noire) suivant la nature des inclusions (oxydes de fer, rutile, graphite,...). Ces schistes sont essentiellement constitués de quartz, parfois en rubans à une couche de grains ; de séricite et chlorite intimement associés ; et d'albite maclée (macles simples), pœcilitique, à inclusions soulignant fréquemment des stades précoces de la déformation. Un plagioclase (An 10-15) apparaît parfois en cristaux très séricitisés. La biotite, souvent présente, devient plus abondante vers la base de la formation. Le grenat ne s'observe que sporadiquement, en cristaux fracturés et cimentés par quartz et chlorite. Tourmaline (parfois abondante), zircon, minéraux opaques et apatite complètent la composition minéralogique.

À partir de ce terme moyen, très largement représenté et régionalement prédominant (montagne du Goulet, bordure septentrionale du granite de la Borne), les variations rapides des proportions relatives en micas, albite et quartz, permettent l'individualisation de divers autres types pétrographiques.

Par diminution des teneurs en albite, on passe ainsi à des *schistes phylliteux* dépourvus d'ocelles albitiques. Ce sont des roches finement cristallisées, extrêmement fissiles, de teinte gris-bleu à gris argenté, presque exclusivement constituées de quartz et minéraux phylliteux (séricite-chlorite) ; les amygdales quartzieuses peuvent être abondantes.

Les *schistes albitiques* et *gneiss albitiques* se caractérisent, au contraire des précédents, par une prolifération d'ocelles albitiques, parfois plurimillimétriques, leur conférant une texture plus massive que les schistes encaissants au sein desquels ils sont en niveaux de puissance centimétrique à plurimétrique.

Les *schistes quartzeux*, de couleur sombre, verte à grise, montrent une alternance millimétrique de lits quartziteux et phylliteux leur conférant un débit en plaquettes. Les amandes quartzieuses y sont fréquentes, ainsi que

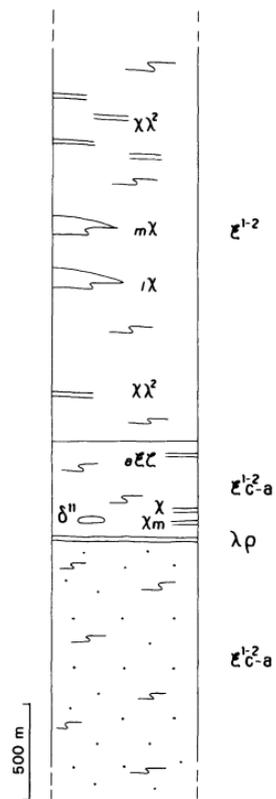


Fig. 2
Colonne lithotectonique
schématique de l'ensemble
méridional

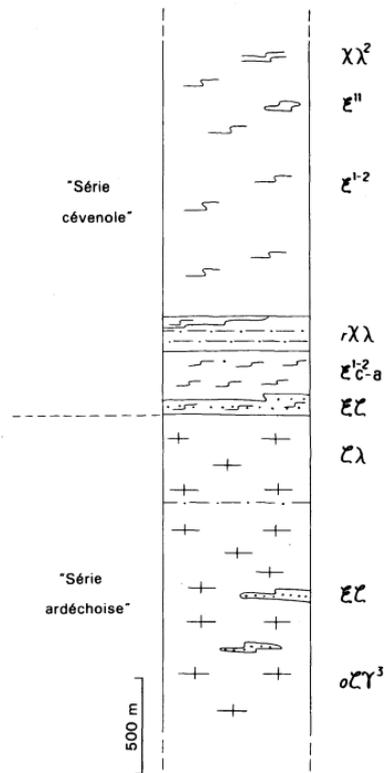


Fig. 3
Colonne lithotectonique
schématique de l'ensemble
oriental

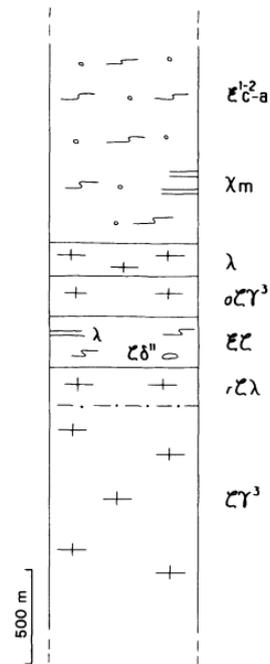


Fig. 4
Colonne lithotectonique
schématique de l'ensemble
septentrional

les intercalations centimétriques à décimétriques de quartzites lités. La biotite y est généralement plus développée que dans les termes pélitiques associés. Ces schistes quartzeux sont observables à tous les niveaux de l'ensemble schisteux, avec un développement plus particulier dans la vallée de l'Altier, sur le flanc de la montagne du Goulet, depuis Rochettes-Hautes et jusqu'aux environs de Combret.

Si certains de ces types particuliers peuvent devenir localement largement prépondérants vis-à-vis du faciès moyen (termes albitiques ou quartzeux en particulier), ils lui sont le plus souvent étroitement associés (intercalations centimétriques à plurimétriques, passages latéraux,...), rendant ainsi leur individualisation cartographique délicate, à l'échelle considérée.

lX. **Quartzites lités.** Ce sont les quartzites les plus largement représentés dans l'ensemble des schistes des Cévennes. De teinte variable mais généralement sombres, ils s'observent en bancs ou lentilles décimétriques à décamétriques ; ils peuvent être plus ou moins micacés et présentent un litage régulier, millimétrique à pluricentimétrique. Les minéraux sont : quartz, albite granulaire, \pm plagioclase séricitisé et parfois feldspath potassique clastique dans les lits quartzeux ; muscovite, \pm chlorite, \pm biotite et parfois albite ocellaire dans les interlits phylliteux ; apatite, zircon et minéraux opaques. Les lits quartzeux peuvent être de texture isogranulaire ou fortement hétérogranulaire, avec localement présence de grandes plages millimétriques de quartz, mono- ou polycristallines, dispersées dans un fond de grain plus fin.

Ces quartzites, associés à des schistes quartzeux, sont fréquents dans toute la vallée de l'Altier et sur le flanc sud de la montagne du Goulet (Bonètes), où ils constituent localement des ensembles individualisables.

mX. **Quartzites massifs.** Ces quartzites se distinguent des précédents par un caractère plus massif, l'absence locale de litage, une cassure conchoïdale, un débit en bancs décimétriques à métriques, la finesse des interbancs phylliteux. Au village d'Altier, ces quartzites, blancs à rosés, étroitement associés à des quartzites lités et des schistes quartzeux, constituent une puissante intercalation au sein des schistes des Cévennes (Lapadu-Hargues, 1947 ; Pellet, 1972). Des quartzites noirs (graphiteux) sont également présents dans cet ensemble, en bancs décimétriques.

Composition minéralogique : quartz constituant le fond isogranulaire de la roche, albite ocellaire très subordonnée, plagioclase séricitisé, séricite, chlorite, biotite discrète plus ou moins chloritisée, tourmaline, apatite, zircon, minéraux opaques.

lXm. **Quartzites lités à muscovite.** Ces quartzites, d'extension très locale, n'ont été reconnus qu'aux environs d'Alzons (Nord-Est de Prévenchères) ; ils se caractérisent par leur couleur blanche et leur richesse en muscovite. Ils s'associent dans ce secteur à des quartzo-leptynites claires riches en lentilles et rods quartzeux.

Composition minéralogique : quartz largement prédominant, rare plagioclase (An 20) en cristaux xénomorphes fracturés, muscovite, chlorite, rare biotite, tourmaline, zircon, minéraux opaques.

$\chi\lambda^2$. **Quartzo-leptynites.** Ces roches s'observent en lits ou bancs centimétriques à décimétriques, avec une fréquence toute particulière à la base de l'ensemble des schistes des Cévennes. Elles constituent également des horizons plus massifs, métriques à plurimétriques, d'extension seulement locale et n'ayant pas valeur de niveau-repère. Ce sont des roches claires, blanchâtres à jaunâtres à l'affleurement, plus sombres lorsqu'elles sont très fraîches.

Les minéraux sont : quartz, albite ocellaire pœcilitique, séricite, muscovite et chlorite disséminées dans le fond quartzeux (termes massifs) ou parfois groupées en minces lits (faciès à débit en plaquettes).

mcX. **Microconglomérats.** Ces roches sont en lentilles métriques situées à la partie supérieure ou au toit même de la formation des quartzites d'Altier (Pellet, 1972). Elles s'observent également en lentilles décamétriques intercalées dans les quartzo-leptynites de la base de l'ensemble des schistes des Cévennes, aux environs de La Fare (Sud-Ouest de Prévencières). Ces termes, de couleur gris bleuté, à foliation peu marquée, se distinguent des quartzites ou quartzo-leptynites associés par la présence de grains ou amandes millimétriques à plurimillimétriques de quartz limpide ou bleu opalescent, conférant à leur surface de débit un aspect bosselé très caractéristique.

Le fond granoblastique isogranulaire est essentiellement constitué de quartz, avec quelques très rares plagioclases très séricitisés ; muscovite, séricite, biotite verte et chlorite s'associent en minces lits continus. Le quartz est également en amandes mono- à polycristallines à inclusions de muscovite, apatite, et surtout inclusions opaques et inclusions fluides, ces dernières étant très régulièrement orientées et d'orientation commune dans toutes les plages quartzieuses (La Fare).

Ces deux microconglomérats diffèrent par quelques points particuliers : à La Fare, où la foliation est mieux définie et le fond de grain plus fin, les plages quartzieuses monocristallines sont prépondérantes et leur forme amygdalaire très marquée ; à Altier, où le fond est plus grossier, les plages quartzieuses polycristallines sont au contraire prédominantes et accompagnées de « copeaux charbonneux » (fragments de microquartzite noir : Pellet, 1972, p. 78 et planche XXVI). Les lentilles du sommet des quartzites d'Altier sont rapportées par J. Pellet (*ibid.*) aux lentilles conglomératiques du « faisceau de l'Espinasse », ensemble lithologique défini plus au Sud, à la bordure méridionale du granite du mont Lozère.

ξ^{11} . **Chloritoschistes à albite-zoïzite.** Ce sont des roches sombres, massives, se débitant en bancs décimétriques compacts ; elles forment plusieurs lentilles métriques à décamétriques aux environs des Fagoux (Sud-Est de La Bastide). Le passage aux schistes des Cévennes encaissants est progressif, par augmentation des proportions en minéraux phylliteux.

Composition minéralogique : albite en ocelles millimétriques abondantes, limpides mais extrêmement pœcilitiques (quartz, clinozoïzite, calcite, chlorite, apatite, sphène, minéraux opaques), plus exceptionnellement

en phénocristaux automorphes ; plagioclase séricitisé en plages xénomorphes et pœcilitiques (quartz) albitisées en périphérie, ou en îlots relictuels au cœur des blastes d'albite limpide ; chlorite très abondante en petits individus et surtout en grandes plages polycristallines à inclusions de zircon, sphène, calcite, clinozoïzite et minéraux opaques ; calcite fréquente en larges plages interstitielles et pœcilitiques, également en petits îlots en bordure des plagioclases en voie d'albitisation. La muscovite est abondante, associée au quartz, au niveau des interbancs mais beaucoup plus discrète dans le chloritoschiste lui-même, associée à la chlorite. La clinozoïzite se présente en fines aiguilles incluses dans albite et chlorite. Le sphène et les minéraux opaques sont abondants. La richesse en minéraux calciques et en chlorite, et la présence de phénocristaux automorphes de plagioclase, permettent d'envisager, pour ces matériaux, une origine volcanique basique (tuf basique remanié par exemple).

La partie basale de l'ensemble des schistes des Cévennes se caractérise sur quelques centaines de mètres de puissance par une abondance toute particulière de niveaux quartziteux (dont un graphiteux) et quartzo-leptynitiques, alternant en bancs centimétriques à décimétriques avec des termes pélitiques. Cette association lithologique particulière se suit de manière continue dans tout le secteur limité au Nord par la faille du Goulet et à l'Est par la faille de Villefort ; elle se retrouve vers l'Est au-delà de cet accident, et se poursuit sur la feuille voisine Largentièrre (« formation schisto-quartzo-leptynique » du Sud de Saint-Laurent et de la vallée de la Drobie : Leroy *et al.*, 1977). C'est au niveau de cette formation que l'on peut observer, en descendant la série : l'apparition et/ou le développement de la biotite dans les horizons quartzo-leptynitiques ; puis l'apparition de ce minéral dans les termes phylliteux ; puis l'apparition de la cordiérite dans les lits phylliteux (« cordiérite palmée »), suivie presque immédiatement de celle de l'andalousite (ici en individus subautomorphes plurimillimétriques noir violacé associés au grenat). La biotite apparaît ici clairement « plus tôt » dans les formations quartzo-feldspathiques que dans les formations phylliteuses, et cordiérite et andalousite apparaissent pratiquement au même niveau, comme souligné dans les formations analogues de la feuille Largentièrre (Leroy *et al.*, *ibid.*).

Zone d'influence du granite de la Borne. Les contacts massif de la Borne – schistes épizonaux sont généralement concordants, le granite plongeant sous les schistes avec un plan de contact proche du plan de foliation (Mialhe, 1980). Les données géophysiques (gravimétrie et magnétisme) s'accordent avec ces observations (Mialhe, *ibid.*).

L'influence du granite de la Borne se traduit, dans la zone la plus externe, par l'apparition de muscovite puis de biotite en lames transverses pœcilitiques ; en se rapprochant du granite, apparaissent la cordiérite en amas pinitisés et l'andalousite (souvent séricitisée). Au contact même du granite, les schistes deviennent plus massifs et passent à des cornéennes. Composition minéralogique : quartz en rubans continus, feldspath potassique discrètement perthitique, plagioclase, andalousite séricitisée, cordiérite pinitisée, biotite, muscovite en lames transverses, minéraux opaques.

Formations micaschisteuses et gneissiques

Les formations micaschisteuses sont largement représentées sur le territoire de la feuille. Elles affleurent dans trois secteurs différents :

- dans la partie sud-ouest de la feuille, de part et d'autre de la vallée du Lot, en bordure des massifs granitiques de la Margeride et du mont Lozère : ensemble méridional (fig. 2) ;
- dans la partie nord-ouest de la feuille, entre la vallée du Chassezac et le granite de la Margeride (forêt de Mercoire, moure de la Gardille) : ensemble septentrional (fig. 4) ;
- à l'Est de l'accident de Villefort, où elles constituent une mince bande entre les schistes des Cévennes au Sud et les formations quartzo-feldspathiques au Nord : ensemble oriental (fig. 3).

Dans ces trois domaines distincts peuvent s'observer des micaschistes à première vue très voisins, tant par leur aspect sur le terrain que par leur composition minéralogique (micaschistes à deux micas, cordiérite, andalousite). Cependant, considérés dans leur ensemble, ces trois domaines micaschisteux montrent quelques différences d'ordre lithostratigraphique : la nature et la fréquence des intercalations, la disposition et les proportions relatives entre les divers termes constitutifs (micaschistes lamelleux, micaschistes quartzeux, quartzites, gneiss amphiboliques,...) peuvent en effet différer sensiblement d'un ensemble à l'autre.

Ensemble méridional

Il fait suite en toute continuité aux schistes des Cévennes et se caractérise par l'abondance et la variété de ses intercalations. Il peut être divisé en deux horizons séparés par un mince mais très continu niveau métarhyolitique (Richier, 1964 ; Viard, 1981) : un horizon supérieur où prédominent les termes phylliteux ; et un horizon inférieur, essentiellement constitué de faciès quartzeux (micaschistes quartzeux et quartzites associés) (fig. 2).

Horizon supérieur

Cet horizon est à large dominante micachisteuse mais quelques niveaux particuliers, pouvant prendre valeur de niveaux-repères, ont été individualisés.

¹⁻²_{ζc-a}. **Micaschistes phylliteux à cordiérite-andalousite.** Ces micaschistes sont les termes prédominants dans l'horizon supérieur et se retrouvent en intercalations décimétriques à métriques dans l'horizon inférieur. Ce sont des roches sombres, à surface de foliation fréquemment tapissée d'une patine rouille d'oxydes de fer ; les amandes quartzieuses sont fréquentes ; grenat, cordiérite et andalousite peuvent être centimétriques. Dans certains niveaux particuliers, hyperlamelleux et de couleur noire, ces minéraux peuvent atteindre des tailles encore supérieures, en particulier l'andalousite en baguettes automorphes ; ces « micaschistes noirs » sont fréquents à la base de l'horizon supérieur des micaschistes, au voisinage des bancs quartziteux (quartzites clairs micacés et quartzites noirs). Ces micaschistes peuvent localement passer à des micaschistes semi-lamelleux ou même à

des gneiss finement lités (environs de Villaret au Nord de Bagnols-les-Bains par exemple).

Composition minéralogique : quartz, albite, oligoclase, biotite abondante, muscovite, grenat, cordiérite constamment altérée en pinite, andalousite poëcilitique, automorphe et xénomorphe, graphite, tourmaline, minéraux opaques. La staurotide est très rare et très localisée, en petites plages relictuelles, cicatrisées et blindées par l'andalousite (mont Daunis à l'Ouest de Prévencières).

À divers niveaux de cet ensemble de micaschistes phylliteux peuvent s'intercaler des horizons, souvent peu épais mais suffisamment typés et continus pour constituer de bons niveaux-repères à l'échelle de la carte ; certains d'entre eux peuvent en outre être utilisés à des fins de corrélations avec les séries voisines.

αξξ. Micaschistes et gneiss micro-amygdalaires. Dans un fond mica-schisteux massif ou gneissique finement lité, apparaissent des amygdales millimétriques de feldspath rosé, accompagnées de nodules millimétriques de quartz bleuté ; le fond de la roche est constitué de quartz, oligoclase séricité, biotite, muscovite, chlorite, grenat, profondément transformé en agrégats micacés, apatite et zircon. Les amygdales feldspathiques sont des agrégats polycristallins de plagioclase fortement séricité et de feldspath potassique, ou des plages monocristallines de feldspath potassique ou de plagioclase en voie d'albitisation. Le quartz est en plages mono- ou polycristallines.

Ces termes n'ont été reconnus qu'aux abords de Villaret (Nord de Bagnols-les-Bains) où ils constituent deux horizons plurimétriques intercalés dans la série pélitique ; ces mêmes faciès s'observent sur la feuille voisine Mende (environs du hameau de La Rouvière).

χ_{III}. Quartzites clairs micacés. Ces roches, de couleur variable mais toujours claire (blanche, rose, verte), sont en bancs centimétriques à décimétriques constituant, malgré cette faible épaisseur, un bon niveau-repère à la partie basale de l'horizon mica-schisteux supérieur (fig. 2). Ce sont des quartzites à grain fin, massifs ou plus souvent discrètement lités, à débit en plaquettes centimétriques.

Composition minéralogique : quartz largement prédominant, muscovite en fines lamelles incluses dans le quartz ou en minces lits discontinus, biotite discrète, chlorite, grenat en cristaux fortement aplatis dans la foliation, sphène, apatite, zircon, tourmaline. Ces quartzites montrent une texture mylonitique, en partie oblitérée par une recristallisation post-dynamique du quartz, avec croissance secondaire.

χ. Quartzites noirs graphiteux. Ils constituent plusieurs niveaux d'épaisseur très variable (quelques centimètres à un mètre). Ces quartzites apparaissent à la limite schistes-micaschistes (L'Hermet, mont Daunis, Nord-Est du hameau de Sauvage), mais ils sont tout particulièrement abondants à la base de l'horizon mica-schisteux supérieur (fig. 2), au voisinage immédiat

des quartzites clairs micacés, par exemple aux environs de Bagnols-les-Bains où ils furent signalés par P. Lapadu-Hargues (1947, 1949) et F. Richier (1964) ; quelques passées s'observent également au sommet de l'horizon micaschisteux inférieur, au sein de micaschistes finement lités ou dans les quartzites massifs de l'ensemble des schistes des Cévennes (quartzites d'Altier par exemple).

Ce sont des roches noires, tachant fortement les doigts, finement litées et se débitant en plaquettes centimétriques très régulières. La surface de foliation porte une linéation d'étirement très marquée, soulignée par des traînées de minéraux micacés, minéraux qui peuvent également former des queues de cristallisation de part et d'autre de nodules noirs millimétriques.

Composition minéralogique : quartz largement prédominant, localement riche en traînées d'inclusions fluides, graphite disséminé aux limites des grains de quartz ou en lits d'épaisseur irrégulière séparant les lits quartzeux, muscovite associée au graphite dans ces lits, biotite, tourmaline, minéraux phylliteux jaunes, nodules opaques. La texture est mylonitique mais, à la différence des quartzites clairs micacés, le phénomène de surcroissance post-dynamique du quartz est ici plus discret, limité aux rares lits ou lentilles quartzeux dépourvus de graphite. Dans les charnières des plis reprenant cette foliation mylonitique, le quartz subit une déformation plastique accompagnée seulement de fines recristallisations aux limites des grains.

δ¹¹. Amphibolites. Elles sont en lentilles métriques isolées, situées à divers niveaux de l'horizon supérieur des micaschistes (à proximité de la limite avec les schistes des Cévennes, au voisinage des quartzites clairs micacés et des quartzites noirs ; fig. 2) mais peuvent également apparaître dans l'horizon inférieur des micaschistes. Ce sont des roches à gros grain, massives (Le Villaret) ou finement litées (Chadenet à l'ENE de Bagnols-les-Bains).

Composition minéralogique : hornblende verte pœcilitique en gerbes centimétriques, plagioclase extrêmement séricitisé, sphène abondant en cristaux centimétriques (associé au plagioclase dans les faciès lités), clinozôizite abondante, ilménite auréolée de sphène, apatite fréquente en cristaux de grande taille, rares grenats (Chadenet), prehnite dans les fractures, calcite et fluorine (Chadenet) interstitielles.

Kδ¹¹. Tactites. Elles apparaissent elles aussi en lentilles métriques à pluri-métriques, à la bordure nord du granite du mont Lozère, aux environs des Sagnes en particulier (Van Moort, 1966) et peuvent se suivre de proche en proche jusqu'au col de Montmirat (Collin-Dufresne *et al.*, 1959). Elles sont de deux types : massives, de couleur sombre, sans litage bien individualisé, rappelant alors les amphibolites précédentes ; ou litées, avec une alternance millimétrique à centimétrique de lits amphiboliques sombres et de lits plagioclasiques ou pyroxéniques plus clairs. Sphène, tourmaline en gerbes et sulfures sont fréquents ; en lumière ultraviolette, des scintillements soulignent la présence locale de scheelite, signalée au col de Montmirat (Collin-Dufresne *et al.*, *ibid.*).

Composition minéralogique : clinopyroxène (proche de la ferrosalite) amphibolitisé, amphibole (hornblende pargasitique) en grandes gerbes ou en lits de cristaux pœcilitiques à inclusions de sphène et minéraux opaques, plagioclase calcique séricitisé, sphène abondant en grands cristaux, épidote, minéraux opaques, fluorine et calcite interstitielles, scheelite discrète associée à la fluorine et parfois accompagnée d'idocrase, grenat, quartz, chlorite.

Les textures et la composition minéralogique des tactites des Sagnes soulignent leur analogie avec les tactites du col de Montmirat où le grenat est cependant plus abondant.

λρ. Métarhyolite. Ce niveau métarhyolitique, dont l'existence et l'intérêt en tant que niveau-repère ont été soulignés par F. Richier (1964), sépare clairement l'horizon micaschisteux supérieur phylliteux de l'horizon inférieur essentiellement quartzeux (fig. 2; Viard, 1981). Malgré une puissance réduite (2 à 3 m maximum), ce banc métarhyolitique unique, situé quelques mètres sous les quartzites clairs micacés et le principal niveau de quartzites noirs, se suit de manière continue dans tout le domaine méridional des micaschistes. C'est une roche rose clair, extrêmement massive, de grain fin, pratiquement dépourvue d'orientation, sauf localement à ses épontes qui peuvent être discrètement affectées par la même crénulation que les mica-schistes encaissants.

Dans un fond granoblastique, hétérogranulaire, à quartz, plagioclase, feldspath potassique perthitique, muscovite, s'observent des phénocristaux millimétriques de quartz globulaire, de feldspath potassique xénomorphe, de plagioclase séricitisé automorphe et de muscovite en lames trapues. L'apatite est abondante dans le fond ou en inclusions dans le plagioclase. La tourmaline et le grenat, localement déstabilisé en biotite verte et cordiérite, sont plus rares.

Horizon inférieur

À la différence du précédent, cet horizon est lithologiquement monotone et aucun niveau-repère n'a pu y être individualisé.

ξ^{1-2}
 ζ^c -a. **Micaschistes, micaschistes quartzeux et gneiss à cordiérite-andalousite.** Ces micaschistes, de teinte générale sombre, grise à verte, se débitent en bancs centimétriques à décimétriques très réguliers, d'épaisseur variable (1 à 10 cm). Ce débit très bien réglé permet leur exploitation dans les lauzières situées dans la vallée du Lot, en amont de Bagnols-les-Bains (lauzières du hameau de Tournel). Le grenat, souvent présent dans les inter-bancs phylliteux, confère aux surfaces de foliation un aspect bosselé caractéristique. Ces termes peuvent passer en toute continuité à des faciès plus massifs où les micas, moins abondants, ne peuvent constituer des lits continus (quartzites micacés).

Dans ces micaschistes quartzeux s'intercalent des bancs ou lentilles décimétriques à métriques de micaschistes finement lités, riches en biotite, prenant à l'altération un aspect « tacheté » caractéristique. Ces termes plus

lamelleux sont particulièrement abondants à la partie sommitale de l'horizon inférieur (environs de Bagnols-les-Bains par exemple).

Les minéraux présents sont : quartz très abondant, plagioclase séricitisé, biotite abondante, muscovite discrète, chlorite, grenat transformé en nodules biotitiques, tourmaline, apatite, zircon, pyrite, mispickel ; les interlits phylliteux sont à cordiérite et andalousite.

Les micaschistes quartzeux montrent fréquemment des lits centimétriques, blancs à verts, de quartzite calcique ; la partie centrale de ces lits est un quartzite sériciteux à amphibole, grenat, chlorite, calcite ; le passage au micaschiste encaissant est rapide mais progressif. Composition minéralogique : quartz, séricite, biotite, muscovite discrète, grenat, amphibole, chlorite, calcite interstitielle envahissant grenat et amphibole, sphène, apatite et minéraux opaques.

Zone d'influence du granite du mont Lozère. L'influence thermique du granite du mont Lozère est tout d'abord soulignée par l'apparition de muscovite en lames pœcilitiques transverses sur la foliation, puis d'une biotite très pléochroïque, en lames elles aussi non orientées. Dans les termes épizonaux, ce métamorphisme de contact se traduit ensuite, en se rapprochant du pluton, par la cristallisation de cordiérite et d'andalousite. Dans les termes mésozonaux, déjà à cordiérite et andalousite, il se traduit par la restauration des andalousites et plagioclases déformés par les plis en chevrons, la déstabilisation du grenat en agrégats biotitiques.

Au contact du granite se développent des cornéennes massives ou litées à quartz, feldspath potassique, oligoclase pœcilitique à extinction franche, muscovite et biotite très pléochroïque en lames trapues non orientées, cordiérite (très pinitisée) en lits discontinus ou en amas, sillimanite (séricitisée) se développant aux dépens de la biotite et de l'andalousite, hercynite incluse dans l'andalousite, tourmaline abondante. Les tactites sont également à rapporter à l'influence thermique du pluton granitique.

Les observations relatives à la structure de l'andalousite (andalousite restaurée postérieurement au plissement tardif en chevrons) sont confirmées plus au Sud, sur le territoire de la feuille Génolhac : le granite est ici intrusif dans des schistes épizonaux et la cordiérite apparaît alors très clairement postérieure aux plis en chevrons.

Ensemble septentrional

Cet ensemble, affleurant largement entre la bordure du granite de la Margeride et l'accident du Goulet, se distingue du précédent par ses caractères lithologiques (Lapadu-Hargues, 1947 ; Richier, 1964 ; Négron, 1979 ; Viard, 1981) : il ne présente ni les nombreux horizons-repères, ni la nette opposition niveau inférieur quartziteux – niveau supérieur phylliteux, caractéristiques de l'ensemble méridional. Il montre au contraire une alternance, le plus souvent irrégulière, de termes gneissiques, quartziteux ou très phylliteux. On peut cependant noter (Négron, 1979) à l'échelle de la carte, une

localisation des termes gneissiques à sa partie supérieure (gneiss à deux micas finement lités de P. Lapadu-Hargues, 1947 ; ζ^2 de P. Lapadu-Hargues et J. Rouire, 1966) et une large prédominance des termes phylliteux à sa partie basale. La partie médiane montre une alternance irrégulière de quartzites, quartzo-leptynites et micaschistes ; il s'y intercale des niveaux de quartzite micacé rubané (fig. 4) constituant localement un bon niveau-repère (flanc sud du moure de la Gardille), et quelques lentilles métriques d'amphibolites et gneiss amphiboliques.

ξ_{c-a}^{1-2} . **Micaschistes phylliteux, micaschistes quartzeux et gneiss à cordiérite, andalousite, grenat.** Le terme dominant de cet ensemble est un micaschiste largement lamelleux, à foliation soulignée par des rubans quartzeux millimétriques. Les amandes quartzieuses d'exsudation sont fréquentes et montrent parfois quelques amas roses d'andalousite (Négron, 1979).

Dans ces micaschistes, le quartz est parfois en rubans à une couche de grains incluant des traînées discontinues de biotite et muscovite ; ces rubans présentent constamment des bandes de déformation obliques sur la foliation générale et montrent systématiquement les traces d'une recristallisation avec réduction de la taille du grain (sous-grains et grains néoformés). Le plagioclase est un oligoclase (An 20) séricitisé. La muscovite est en petits individus disposés en charnière polygonale dans les plis admettant la foliation comme plan axial, en amandes allongées suivant cette foliation et déformées par une crénulation tardive, et enfin en lames transverses, en plan axial ou en charnières polygonales de ces derniers plis. La biotite est associée à la muscovite dans les charnières polygonales précoces et dans le plan de foliation principal ; elle est également en lames transverses sur cette foliation et affectées par la crénulation, enfin en plan axial ou en charnières polygonales de cette même crénulation. Le grenat, très fréquent, présente le plus souvent un cœur déstabilisé, remplacé par un agrégat de biotite-muscovite (quartz). La cordiérite est en plages pinitisées, à inclusions de quartz, biotite, muscovite, grenat et staurotide. L'andalousite, souvent à tendance automorphe, inclut quartz, biotite, muscovite, minéraux opaques, produits graphiteux, alignés suivant la foliation principale, grenat et staurotide ; cette andalousite est facteur d'hétérogénéité vis-à-vis de la crénulation tardive, ou est parfois engagée dans ces plis ; cependant, bon nombre d'andalousites montrent une frange extérieure d'extinction franche dont les très nombreuses inclusions soulignent la trace de ces plis tardifs. La staurotide est extrêmement répandue dans tous les micaschistes de ce secteur, au point d'être localement prépondérante sur l'andalousite et la cordiérite ; elle est cependant, le plus souvent, en plages relictuelles d'orientation optique commune, emballées dans la cordiérite et surtout l'andalousite. Chlorite, minéraux opaques, tourmaline, apatite, zircon et produits graphiteux complètent la composition minéralogique.

Ces termes lamelleux sont prédominants à la base de l'ensemble mica-schisteux septentrional, mais ils peuvent également s'observer à tous ses niveaux, associés aux gneiss, quartzo-leptynites ou quartzites.

Les autres termes constitutifs de cet ensemble septentrional présentent une composition minéralogique qualitative souvent très proche de celle du

terme moyen lamelleux et les minéraux y présentent les mêmes relations chronologiques ; seules les compositions quantitatives et les textures peuvent différer sensiblement.

À divers niveaux de l'horizon micaschisteux basal, et plus particulièrement à sa partie inférieure, quelques mètres ou quelques dizaines de mètres au-dessus des formations quartzo-feldspathiques sous-jacentes, s'individualisent localement des niveaux métriques souvent graphiteux, extrêmement riches en grenat, et surtout andalousite automorphe chiastolite en baguettes pluricentimétriques.

Les gneiss pélitiques du sommet de l'ensemble se caractérisent par une texture finement rubanée, très régulière, et par une plus forte teneur en quartz et oligoclase ; cordiérite et andalousite y sont moins abondantes et la staurotite généralement absente. Les gneiss fins à biotite, quartzo-leptynite à biotite, plus particulièrement abondants dans l'horizon médian de cet ensemble, sont à quartz, oligoclase, biotite, muscovite, \pm andalousite, \pm cordiérite, \pm grenat, chlorite, minéraux opaques, zircon, apatite et tourmaline localement abondantes.

λ. Quartzites micacés rubanés. Ce sont des roches de teinte claire, de grain généralement fin, localement feldspathiques et pouvant passer alors à des quartzo-leptynites. Composition minéralogique : quartz, largement prédominant, oligoclase séricitisé présent en proportions très variables, en individus isolés, groupés en amygdales polycristallines ou en minces lits discontinus, muscovite, biotite généralement peu abondante, chlorite, tourmaline, apatite parfois abondante, zircon et minéraux opaques. Ces quartzites portent les traces d'une déformation et d'une recristallisation tardive très intenses ; on peut cependant reconnaître encore quelques traces discrètes de rubans quartzeux mylonitiques.

ξ. Micaschistes, micaschistes massifs, gneiss et quartzites, localement à sillimanite. Dans le domaine occidental, cet ensemble se suit en toute continuité depuis la vallée du Chassezac, au Sud de Puylaurent, jusqu'aux environs du moure de Estombes où il disparaît, à la fois par amincissement et par le jeu d'un accident SSW-NNE. Au-delà, en direction du Nord-Est, il ne s'observe plus qu'en lentilles décamétriques intercalées au sein de l'ensemble des formations quartzo-feldspathiques. Sur le flanc ouest de l'antiforme de Masméjan, cet horizon pélitique s'intercale entre un mince horizon quartzo-feldspathique «supérieur» et le reste des formations quartzo-feldspathiques constituant ici le cœur de l'antiforme (fig. 4). Ce même horizon constitue un liseré continu sur le flanc oriental de l'anticlinal, depuis La Bastide jusqu'au hameau du Ranc. À l'Est de ce hameau, ces gneiss à sillimanite passent, en toute continuité, à leur sommet, à des micaschistes gneissiques à andalousite-sillimanite puis à des micaschistes à andalousite-cordiérite.

Cet horizon est lithologiquement très varié : il est constitué dans le détail d'une association étroite de micaschistes lamelleux (subordonnés), gneiss micaschisteux, gneiss fins à biotite à débit en plaquettes, gneiss feldspathiques ocellaires, gneiss quartzeux et quartzo-leptynites sombres à biotite. À sa partie basale, juste au-dessus des formations quartzo-feldspathiques,

ces formations sont lardées de filons et lentilles discordantes de leucogranite rose à biotite et de passées subconcordantes de matériaux quartzofeldspathiques (lits, lentilles ou bancs centimétriques à métriques de granite, aplite et leptynite). Ces faciès (« épibolites » de A. Weisbrod, 1967, « micaschistes et gneiss granulitisés » de P. Lapadu-Hargues, 1947 et H. Longchambon, 1939, « migmatites micaschisteuses » de P. Lapadu-Hargues et J. Rouire, 1966) s'observent tout particulièrement dans le ravin de Malaval (Sud-Est de L'Hermet) et surtout à l'aplomb du hameau du Ranc et au Sud de l'étang de La Bastide.

Composition minéralogique (gneiss fins à biotite) : quartz en grains ou amandes mono- ou polycristallines ; oligoclase (An₂₀) séricitisé, localement abondant, en individus isolés ou associés en lits discontinus ; feldspath potassique discrètement perthitique, incluant biotite et fibrolite ; biotite alignée dans la foliation ou en charnière polygonale de plis en chevrons ; muscovite rare ou totalement absente dans la foliation, plus fréquente en lames transverses tardives ; sillimanite associée à la biotite ; andalousite localement présente de même que grenat, chlorite, apatite, tourmaline, zircon et minéraux opaques.

La sillimanite n'est systématiquement présente dans cet horizon que dans son extrémité sud-est où elle peut former des placages millimétriques sur le plan de foliation. En se dirigeant vers l'Ouest, elle est plus sporadique (Nord de Chasseradès) et disparaît totalement vers le Nord-Est ; andalousite et cordiérite sont par contre toujours présentes.

Les gneiss micaschisteux à andalousite-sillimanite sus-jacents se distinguent des termes précédents par l'abondance de la muscovite associée à la biotite dans la foliation, et une moindre teneur en plagioclase. Le grenat est généralement plus fréquent. Le quartz peut être en amandes jointives séparées par un fin liseré de sillimanite ou en amandes incluant de fins alignements de biotite.

ζδ¹¹. **Gneiss amphiboliques, amphibolites, chlorites associées.** Au Nord du hameau de L'Estampe (Sud-Ouest de Chasseradès) affleurent quelques lentilles décimétriques à métriques de gneiss amphiboliques intercalés dans les micaschistes quartzeux et gneiss à cordiérite-andalousite. Ce sont des roches massives, sombres, de grain fin, sans reliques de texture magmatique originelle. Composition minéralogique : plagioclase séricitisé très abondant (33 % de la roche) et pœcilitique (quartz, apatite, amphibole), hornblende verte (21 %), biotite discrète chloritisée, chlorite, quartz (25 %), apatite, sphène abondant et minéraux opaques.

Des termes amphiboliques s'observent également en lentilles métriques dans l'horizon des micaschistes, micaschistes massifs, gneiss et quartzites (Ouest de Bertail, Nord du plot de la Felgère, étang de La Bastide, flanc sud de l'anticlinal de Masméjan,...). Ce sont des roches vertes, de grain plus gros et de teinte plus claire que les termes précédents, dépourvues elles aussi de texture magmatique relictuelle. Composition minéralogique : plagioclase zoné abondant, quartz, hornblende verte, apatite localement abondante et chlorite formant un fond isogranulaire auquel se surimposent quelques

larges plages de minéraux opaques et des prismes trapus ou de larges plages (0,5 cm), localement jointives ou associées en gerbes, de hornblende pœcilitique, riche en inclusions de minéraux opaques. L'amphibolite de La Bastide montre, en plus des précédentes, une amphibole aciculaire se développant localement aux dépens de la hornblende verte.

Sur le flanc oriental de l'antiforme de Masméjan, au Nord du hameau du Ranc, ces amphibolites sont associées à des lentilles métriques de chlorites à plages centimétriques de minéraux opaques. Composition minéralogique : chlorite incolore magnésienne, minéraux opaques, plagioclase et amphibole incolore en petits individus automorphes et trapus constituant le fond de la roche auquel se surimposent une amphibole incolore en prismes orientés et des amas centimétriques de chlorite, minéraux opaques et oxydes pseudomorphosant un minéral antérieur totalement déstabilisé.

Compte tenu de leur situation lithostratigraphique (encaissées dans des gneiss équivalents des gneiss et micaschistes de « l'unité supérieure » de la série ardéchoise : Weisbrod, 1970a ; Weisbrod *et al.*, 1974 ; Elmi *et al.*, 1974), de l'absence de diopside et de l'absence de termes pyroxéniques associés, ces amphibolites correspondraient aux « amphibolites composites » de l'unité supérieure plutôt qu'aux « amphibolites rubanées » telles que celles observées au Sud de Langogne (Weisbrod 1967, 1970a). Composition chimique : celle de matériaux basiques remaniés pour les gneiss amphiboliques ; celle de matériaux basiques (basaltes ou dolérites) à tendance alcaline pour l'amphibolite de La Bastide (Négron, 1979) (tabl. 1, en annexe).

Zone d'influence du granite de la Margeride. L'influence thermique du granite de la Margeride n'est sensible que dans un domaine d'extension restreinte, limité à la proximité immédiate du corps plutonique. Dans la partie la plus externe de cette zone d'influence, elle se marque par l'apparition, dans les micaschistes à cordiérite-andalousite, d'une muscovite en larges lames automorphes, trapues, extrêmement pœcilitiques, dépourvues d'orientation et postérieures à la crénulation tardive. En se rapprochant du granite, cette muscovite s'accompagne d'une biotite rouge, xénomorphe ou en lames trapues, elle aussi très pœcilitique. Dans ce domaine, l'influence du granite peut également se marquer par une restauration des charnières des andalousites engagées dans la crénulation tardive.

À quelques mètres seulement du granite apparaissent de véritables cornéennes massives, seuls les rubans quartzeux rappelant la texture originelle des micaschistes. Cordiérite et andalousite présentent ici un habitus totalement différent de celui observé dans les micaschistes ; le fond de ces roches est en effet constitué d'amas polycristallins d'andalousite xénomorphe extrêmement pœcilitique associée à une cordiérite de même caractère. Biotite et muscovite, en individus dépourvus de toute orientation, atteignent des tailles millimétriques. La sillimanite se développe localement aux dépens de la biotite. Le quartz des rubans est en larges grains, le plus souvent d'extinction franche. Le feldspath potassique demeure discret. La tourmaline est abondante, disséminée dans le fond de la roche ou associée au quartz en filonnets tardifs.

Ensemble oriental

Cet ensemble fait suite aux formations micaschisteuses et gneissiques largement représentées sur la feuille voisine Largentière (Weisbrod *et al.*, 1974 ; Elmi *et al.*, 1974) où elles ont été considérées (Marignac *et al.*, 1980) comme la partie basale de la « série cévenole ». Sur la feuille Le Bleymard, elles constituent un mince horizon continu entre les schistes des Cévennes et les formations quartzo-feldspathiques, et apparaissent également pour certaine d'entre elles ($\xi\zeta$) en intercalations au sein de ces mêmes formations quartzo-feldspathiques (fig. 3).

Trois types lithologiques principaux peuvent y être distingués.

$\xi\zeta$ ¹⁻²_{c-a}. **Micaschistes phylliteux à cordiérite-andalousite.** Ce sont des micaschistes souvent très lamelleux, noduleux, de teinte brune, avec des plans de foliation tapissés d'oxydes de fer. Ils sont à quartz, oligoclase, muscovite, biotite, cordiérite, andalousite souvent abondante en cristaux centimétriques, graphite et tourmaline. La sillimanite accompagne l'andalousite à leur partie basale. Ces termes sont les équivalents des « micaschistes inférieurs de la Baume » ($B\xi_a^1$) de la feuille Largentière.

λ . **Quartzites rubanés à biotite, leptynites micacées et rubanées à biotite.** Au sein des micaschistes précédents s'intercalent des bancs métriques de quartzites et leptynites micacés. Ce sont des roches claires, finement litées, à biotite prédominante. Ce minéral est souvent en petits amas ellipsoïdaux alignés suivant la direction axiale de plis en chevrons très marqués dans ce domaine. Composition minéralogique : quartz, oligoclase, biotite, muscovite, grenat déstabilisé en amas biotitiques, \pm cordiérite à la partie sommitale de l'ensemble, \pm sillimanite à sa partie basale, apatite, sphène, tourmaline, zircon. Ces termes sont les équivalents latéraux des « quartzites de St-Laurent » (Bq) de la feuille Largentière à 1/50 000. Très localement, s'intercalent dans cet ensemble quelques lentilles métriques d'une leptynite rose à grain fin.

$\xi\zeta$. **Micaschistes, micaschistes massifs, gneiss et quartzites à sillimanite.** Ces formations, bien développées à l'Est de Notre-Dame-des-Neiges, font suite aux « gneiss et micaschistes » ($C\zeta$) de la feuille voisine. Composition minéralogique : quartz, oligoclase, feldspath potassique, biotite et sillimanite abondantes, tourmaline, apatite, zircon.

Sur les feuilles voisines Largentière et Burzet, les deux premiers termes lithologiques ont été constamment rapportés à la « série cévenole » (Weisbrod, 1967 ; 1970a et b ; Weisbrod *et al.*, 1974, 1981 ; Marignac *et al.*, 1980). Par contre, les derniers termes (notés « gneiss et micaschistes » $C\zeta$ sur la feuille Largentière) ont été, dans un premier temps (Weisbrod, 1967 ; 1970a et b ; Weisbrod *et al.*, 1974) intégrés à l'unité supérieure de la « série ardéchoise ». La présence, au sein de ces gneiss et micaschistes, d'un mince niveau-repère à minéraux calciques, localement minéralisé en scheelite (formations notées Cq_c , C_c sur la feuille Largentière), retrouvé en de nombreux points de l'épizone ou de la mésozone, a cependant conduit à réviser la première interprétation (Marignac *et al.*, 1980) et à intégrer ces formations à la « série cévenole » (notice de la feuille Burzet : Bambier *et al.*, 1985).

Sur le territoire de la feuille Le Bleymard, aucune observation particulière ne permettant de rapporter ces formations à l'une plutôt qu'à l'autre des deux séries, c'est l'interprétation la plus récente (Marignac *et al.*, 1980 ; Bambier *et al.*, 1985) qui sera ici adoptée (fig. 3).

Formations quartzo-feldspathiques

Sur le territoire de la feuille Le Bleymard, ces formations sont observées dans le domaine occidental, au Nord de l'accident du Goulet et dans la partie septentrionale du domaine oriental (fig. 3 et 4).

Elles sont très largement représentées à l'Est du décrochement de Villefort et sur le territoire des feuilles Largentière et Burzet (« série ardéchoise » de Weisbrod, 1967 ; 1970a et b ; Weisbrod *et al.*, 1974 ; Marignac *et al.*, 1980,...). Elles se poursuivent très largement vers le Nord, sur le territoire de la feuille Langogne à 1/50 000 (formations notées λ , $\alpha\zeta$ et $\lambda\zeta$: Choubert et Girod, 1974) jusqu'à la bordure nord de cette feuille où elles disparaissent sous les plateaux basaltiques de l'extrémité méridionale de la chaîne du Devès. Elles se rattachent ainsi aux formations quartzo-feldspathiques constituant « l'arc de Fix » (Forestier, 1961 ; R'Kha Chaham, 1989 ; R'Ka Chaham *et al.*, 1990).

À l'Ouest de l'accident de Villefort et au Sud de la faille du Goulet, les formations quartzo-feldspathiques n'occupent au contraire qu'une aire très restreinte : elles n'affleurent qu'aux environs de La Fare où elles constituent le cœur d'un anticlinal d'axe NNE-SSW. Ces mêmes formations couvrent la moitié du secteur nord-occidental ; elles sont en panneaux au sein des formations micaschisteuses (forêt de Mercoire, environs de Belvezet,...) ; elles forment également un horizon mince mais très continu séparant, depuis le moure des Estombes jusqu'à Puy-laurent, les micaschistes et gneiss à cordiérite-andalousite-grenat (staurotide) des micaschistes, micaschistes massifs, gneiss et quartzites (fig. 4). Dans ce dernier domaine, les formations quartzo-feldspathiques peuvent être subdivisées en deux ensembles lithologiques distincts :

- un premier ensemble, mésozonal, situé sous les micaschistes à andalousite-cordiérite-grenat (staurotide) et constitué de leptynites et gneiss œillés ;
- un second ensemble, catazonal et migmatitique dans sa partie la plus profonde, présentant une partie supérieure généralement plus leptynique (leptynites et gneiss leptyniques) et une partie profonde à dominance gneissique (gneiss œillés et gneiss rubano-œillés ; fig. 4).

Horizon supérieur

λ . Leptynites rubano-œillées et leptynites blanches à muscovite associées. Ces termes, dont la puissance varie de 50 à 150 m, forment le plus souvent la partie sommitale de cet ensemble dont la base est alors constituée de gneiss œillés et gneiss rubano-œillés variés (arc moure des Estombes–Puy-laurent, par exemple). Cet agencement n'est cependant pas une règle absolue et les termes gneissiques peuvent être parfois situés au sommet de l'ensemble. Par ailleurs, les leptynites peuvent devenir localement

largement prédominantes et constituer alors l'essentiel de l'horizon quartzo-feldspathique, les gneiss œillés n'apparaissant plus qu'en lentilles métriques à décamétriques intercalées à divers niveaux. Ces leptynites s'observent également en nombreux bancs ou lentilles décamétriques à hectométriques au sein de formations pélitiques sous-jacentes.

Le type pétrographique dominant est une leptynite rubano-œillée de teinte claire, à débit en bancs décimétriques à métriques, à foliation bien marquée, soulignée par des lits et rubans quartzeux millimétriques et de minces interlits à biotite et surtout muscovite. L'aspect général de ces leptynites varie largement suivant la teneur en porphyroclastes feldspathiques dont la taille peut atteindre plusieurs centimètres. Cependant, même les termes les plus « œillés » conservent généralement une foliation bien marquée et une faible teneur en biotite (< 7%) les distinguant des véritables « gneiss œillés ». Au sein de ces leptynites rubano-œillées s'intercalent, avec un contact franc, des niveaux métriques lenticulaires de leptynite blanche massive à muscovite.

Composition minéralogique (leptynite rubano-œillée) : quartz, feldspath potassique, oligoclase (An 25), biotite, muscovite, apatite, zircon, chlorite, minéraux opaques. La texture de ces roches est caractérisée par la présence de porphyroclastes de feldspath et muscovite amygdalaire dans une mésotase quartzo-feldspathique. Le quartz est en rubans continus à une couche de grains incluant muscovite et feldspath potassique en fines amandes ; ces rubans présentent systématiquement des bandes de déformation obliques sur la foliation et les traces d'une fine recristallisation tardive postérieure à cette déformation plastique. Les porphyroclastes sont constitués de plagioclase et de feldspath potassique en cristaux automorphes à subautomorphes. Le plagioclase, très pœcilitique (quartz, apatite aciculaire, muscovite), est parfois discrètement zoné. Le feldspath potassique, lui aussi pœcilitique (quartz, muscovite, biotite, oligoclase), est très largement perthitique (30 à 55% de perthite : mésoperthite d'oligoclase An 13 en taches) ; il est localement auréolé d'un fin liseré polycristallin de feldspath potassique, quartz, plagioclase, en grains polygonaux d'extinction franche. Ces phénoclastes sont systématiquement déformés (extinctions ondulantes et macles polysynthétiques tordues) et fracturés tardivement.

Les leptynites à muscovite sont à quartz, albite (An 08) très pœcilitique, feldspath potassique, biotite subordonnée et muscovite abondante, apatite globulaire, zircon et minéraux opaques. La texture est ici moins caractéristique : le quartz ne constitue plus de rubans continus et le caractère clasique des feldspaths et micas est bien moins accusé.

oζγ³. **Orthogneiss œillés et orthogneiss rubano-œillés.** Les gneiss rubano-œillés sont les termes les plus largement représentés (« gneiss œillés G1 du bassin de l'Allier » de A. Weisbrod, 1967, 1970a et b). Ils se caractérisent par une foliation bien marquée, régulière, soulignée par des lits micacés à biotite prédominante, des lits feldspathiques polycristallins à grain fin et de fins rubans quartzeux continus, ainsi que par l'abondance d'yeux feldspathiques pluricentimétriques monocristallins automorphes, arrondis et elliptiques, maclés Carlsbad. Les gneiss œillés se distinguent simplement

par une foliation plus discrète, des lits feldspathiques moins abondants et le caractère généralement plus automorphe des yeux feldspathiques. Au sein de ces gneiss rubano-œillés s'intercalent de minces lentilles de gneiss biotitiques, des niveaux décimétriques concordants de leptynites blanches rubano-œillées à muscovite, et de fins niveaux continus de leptynites roses à grain fin, saccharoïdes, à muscovite et tourmaline.

Composition minéralogique : quartz, oligoclase, feldspath potassique, myrmékite, biotite, muscovite, grenat très discret, apatite, zircon, chlorite, minéraux opaques ; la sillimanite est localement présente (fibrolite associée à la biotite) à la base des gneiss rubano-œillés, là où les formations sous-jacentes sont elles-mêmes à sillimanite (région de L'Hermet, face à Puylaurant). Dans ce secteur, les gneiss œillés sont parcourus de très nombreux filons sécants, décimétriques à métriques, de leucogranite à muscovite à grain fin. Ces gneiss présentent une texture typiquement blastomylonitique (Weisbrod, 1967, 1970b ; Négron, 1979). Le quartz est en rubans continus à une couche de grains, incluant localement de fines amandes tronçonnées de feldspath potassique ; ces rubans présentent toujours des bandes de déformation obliques sur la foliation et un début de recristallisation. Les porphyroclastes poëcilitiques et très perthitiques de feldspath potassique (perthite d'oligoclase en taches) sont bordés d'une frange polycristalline de quartz, feldspath potassique et oligoclase en petits grains polygonaux, d'extinction franche, ce même tissu polycristallin pouvant cimenter les plages de feldspath fracturées et disloquées. Ces agrégats polycristallins se poursuivent aux extrémités des phénoclastes et constituent des lits continus à reliques de feldspath potassique clastique, responsables de l'aspect rubané de ces gneiss. Ces porphyroclastes peuvent également être bordés, sur deux côtés opposés, d'un fin liseré myrmékitique, caractéristique d'une déformation à haute température et soulignant l'intervention de phénomènes de diffusion et d'exsolution à l'échelle des grains lors de cette déformation (Simpson, 1985).

Les niveaux de leptynite claire intercalés dans ces gneiss rubano-œillés sont à quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite très discrète, muscovite, grenat, apatite, zircon ; le grain est beaucoup plus fin que celui des gneiss encaissants. Les caractères texturaux sont identiques à ceux des termes précédents (quartz en rubans à une couche de grains et joints perpendiculaires à la foliation, feldspath potassique clastique avec une fine auréole polycristalline,...). La muscovite est en lits continus, localement en lames à tendance amygdalaire.

Les leptynites roses à grain fin sont à quartz, feldspath potassique, oligoclase, muscovite, grenat, apatite, tourmaline, zircon. Elles présentent les mêmes textures que les termes leptyniques précédents mais se caractérisent par l'abondance de la muscovite, en lames amygdalaires dépourvues de distorsion intragranulaire et présentant localement un début de recristallisation à leur bordure.

$g\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss grenus et métagranites porphyroïdes.** Au sein des termes précédents s'individualisent localement des lentilles métriques à décamétriques de faciès «grenus» à foliation peu marquée et irrégulière (orthogneiss) ou même totalement absente (métagranites). Dans les orthogneiss, les feldspaths potassiques sont trapus, faiblement étirés; le quartz est en agrégats polycristallins bleutés, étirés mais non rubanés; la biotite est concentrée en amas ellipsoïdaux aplatis dans la foliation. Les métagranites sont des roches véritablement grenues, sans trace de foliation; les minéraux sont de grande taille (feldspath potassique pluricentimétrique), le quartz est en cristaux globuleux subautomorphes bleutés et la biotite est en amas centimétriques non orientés. Tous les intermédiaires existent entre orthogneiss grenu et métagranite.

Composition minéralogique (orthogneiss) : quartz; oligoclase porphyroclastique séricitisé, zoné, déformé et fracturé; feldspath potassique perthitique (oligoclase An 22) maclé Carlsbad et pœcilitique (quartz, muscovite, oligoclase); autour de ce feldspath potassique se développe un fin liseré plagioclasique et biotitique s'épaississant aux extrémités des phénoclastes; biotite en amas incluant muscovite, quartz, apatite, zircon; muscovite discrète, en lames allongées dans la foliation et en inclusions (feldspath potassique, biotite). La mésostase est constituée de petits cristaux de quartz, oligoclase, feldspath potassique.

Les métagranites présentent la même composition minéralogique: quartz, feldspath potassique perthitique et pœcilitique, oligoclase (An 20), myrmékite, un minéral pseudomorphosé par des amas micacés, biotite en larges lames non orientées, muscovite, apatite en cristaux globuleux de grande taille, zircon, chlorite, minéraux opaques. Feldspath potassique et oligoclase sont localement entourés d'une fine mésostase à quartz-feldspath potassique-plagioclase.

Les formations quartzo-feldspathiques de l'« horizon supérieur » résultent du métamorphisme et de la déformation de termes granitiques porphyroïdes et de leurs faciès associés (filons leucocrates, filons ou intercalations plus basiques); tous les intermédiaires existent ici entre les termes peu évolués, grenus, et les termes les plus évolués, à foliation accusée. L'examen des populations de zircon des divers termes de cet horizon (Négron, 1979) souligne l'homogénéité des populations pour tous les faciès considérés et permet d'exclure une origine effusive pour les termes leptyniques. Cette étude typologique souligne également le caractère alumineux des protolites granitiques et leur origine crustale (Pupin, 1976, 1980).

Compositions chimiques : composition de granite monzonitique pour les métagranites et orthogneiss grenus, composition de leucogranite pour les leptynites à muscovite (Négron, 1979) (tabl. 1). Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus sur l'ensemble de l'arc de Fix (typologie des zircons, caractères géochimiques : R'Kha Chaham, 1989) : selon cet auteur, l'arc de Fix a pour protolite un ensemble composite (monzogranite et leucogranite) de nature hyperalumineuse et d'origine crustale. Dans ces conditions, les formations quartzo-feldspathiques de l'« horizon supérieur » et de l'arc de

Fix dérivent très probablement d'un même protolite granitique d'âge cambrien (528 ± 9 Ma ; Sr (i) = $0,7068 \pm 7$: R'Kha Chaham, 1989 ; R'Ka Chaham *et al.*, 1990).

Horizon inférieur

Il constitue l'antiforme de Masméjan et l'essentiel des formations quartzo-feldspathiques situées au Nord d'une ligne La Bastide—Notre-Dame-des-Neiges (fig. 3 et 4). Cet ensemble est lithologiquement plus varié que l'horizon précédent, avec des passages progressifs ou récurrents entre les divers faciès. Les termes leptyniques sont généralement situés au sommet de cet ensemble (flancs de l'antiforme de Masméjan) mais s'observent couramment, en intercalations décamétriques à hectométriques, jusque dans les parties les plus profondes. De même, les lentilles décamétriques à hectométriques de gneiss œillé ou rubano-œillé sont fréquentes au sein de l'ensemble supérieur leptynique.

*r*ζλ. **Gneiss leptyniques et leptynites localement rubanées associées.**

Cette formation est constituée dans le détail d'une association de divers termes : leptynites rubano-œillées pouvant rappeler celles de l'horizon supérieur (flanc ouest de l'antiforme de Masméjan), leptynites et gneiss leptyniques rubanés, à texture régulière soulignée par des interlits biotitiques minces mais souvent continus (flancs ouest et est de l'antiforme de Masméjan), leptynites litées ou massives, de grain généralement fin et de texture plus « grenue » avec une biotite en lits discontinus (faciès largement prédominant au Nord de La Bastide, de part et d'autre de l'accident de Villefort). Même s'ils peuvent être localement prédominants, ces divers faciès, tous très feldspathiques et de teinte claire, sont souvent étroitement associés sur le terrain, avec des passages progressifs ou récurrents rendant leur individualisation cartographique délicate.

Composition minéralogique (leptynites et gneiss leptyniques rubanés) : quartz, oligoclase An 22, feldspath potassique perthitique, biotite, muscovite, sillimanite dans les leptynites sous-jacentes aux gneiss à sillimanite (environs de Puylaurent) et dans les lentilles intercalées au cœur de l'antiforme de Masméjan, apatite, zircon, minéraux opaques. Malgré les effets d'une déformation ultérieure, certains termes montrent encore les traces de l'épisode blastomylonitique observé dans l'horizon quartzo-feldspathique supérieur.

Les gneiss œillés et gneiss rubano-œillés du sommet de l'ensemble quartzo-feldspathique basal sont très voisins de ceux de l'horizon supérieur ; les termes rubano-œillés sont généralement prédominants, les gneiss œillés « grenus » plus rares mais encore présents. La texture blastomylonitique y est localement encore reconnaissable malgré les effets d'une déformation tardive et d'une recristallisation poussée du quartz avec réduction sensible de la taille du grain. Dans les parties les plus profondes s'observent des gneiss plutôt « porphyroblastiques » que véritablement « œillés » : les amandes feldspathiques ne correspondent plus alors à des monocristaux mais sont en fait constitués d'amas polycristallins de feldspath potassique perthitique en grains millimétriques associés à l'oligoclase (An 20), ces

termes se caractérisent en outre par une texture souvent moins bien réglée (amygdalaire, rubanée) que celle des gneiss œillés sus-jacents.

Malgré une certaine similitude entre leurs termes constitutifs (gneiss œillés en particulier), il s'avère encore possible de distinguer les deux ensembles quartzo-feldspathiques dans la région située au Nord-Ouest de La Bastide, région où aucun niveau pélitique ne les sépare plus. Le caractère blastomylonitique plus accentué, la plus grande fréquence des orthogneiss grenus et surtout la présence de leptynites rubano-œillés, permettent de distinguer l'horizon supérieur et de situer la limite entre ces deux ensembles suivant une ligne moure des Estombes (Sud-Ouest)—vallée de Chaniaux—Chaniaux (Nord-Est).

$\zeta\gamma^3$; $\zeta\lambda$. **Migmatites de gneiss œillés, gneiss leptyniques et leptynites associées.** Les phénomènes de mobilisation demeurent généralement discrets sur le territoire de la feuille, ne se manifestant le plus souvent que par une légère perturbation de la texture originelle des divers gneiss œillés, gneiss porphyroblastiques et leptynites. Dans deux secteurs (vallée du Chassezac aux environs de Puylaurent et du hameau du Ranc et région Serres—moure des Manibles, à l'ESE de Laveyrune), ce phénomène est cependant plus accentué et permet d'atteindre le stade des dictyonites, voire des crocydites. Les leptynites et gneiss porphyroblastiques y sont parcourus de mobilisats leucocrates en bouffées centimétriques à décimétriques concordantes et dispersées, à bords diffus ou soulignés par un fin liseré biotitique, et de filonnets concordants ou discordants de même taille.

Ces mobilisats, granitiques ou aplitiques, sont à quartz, feldspath potassique en plages perthitiques (albite An 5) et pœcilitiques, oligoclase An 20, myrmékite, sillimanite séricitisée, cordiérite très discrète en amas millimétriques interstitiels entièrement pinitisés, apatite et muscovite en plages automorphes pœcilitiques. Même dans les domaines où le phénomène de mobilisation est le plus poussé, ces mobilisats demeurent subordonnés et la roche initiale reste aisément reconnaissable.

Les gneiss œillés et gneiss porphyroblastiques sont à quartz, plagioclase automorphe à subautomorphe, feldspath potassique discrètement perthitique, myrmékite, biotite en lames chloritisées ou en larges lames recristallisées et non orientées, sillimanite (fibrolite) séricitisée, cordiérite xénomorphe se développant aux dépens de la biotite, apatite, zircon. Une muscovite secondaire apparaît en larges lames pœcilitiques, en agrégats polycristallins non orientés, ou en gerbes où elle s'associe à la chlorite ; elle se développe également aux dépens de la fibrolite séricitisée et des produits d'altération de la cordiérite. Ces termes sont pratiquement dépourvus d'orientation, seules la biotite chloritisée et la fibrolite soulignant encore une discrète foliation.

Les termes leptyniques présentent des textures très variées (anatectiques, granitoides) ; ils peuvent être localement œillés. Composition minéralogique : quartz, plagioclase subautomorphe à automorphe, feldspath potassique perthitique avec un fin liseré polycristallin plagioclasique séparant les plages adjacentes, myrmékite abondante, biotite localement

recristallisée en lames non orientées, sillimanite associée à la biotite, apatite parfois abondante, séricite et muscovite tardive en lames trapues non orientées.

ROCHES MAGMATIQUES ET FILONIENNES

$\rho\gamma^{3M}$; $\rho\gamma^3_b$. **Granite de la Margeride. Granite monzonitique à biotite.** Il s'agit d'un granite à gros grain, renfermant des mégacristsaux d'orthose blanche à section rectangulaire avec macle de Carlsbad ; leur longueur, habituellement comprise entre 5 et 10 cm, peut atteindre 15 cm. La répartition de ces cristaux, qui peuvent se concentrer localement, est quelquefois irrégulière. La composition minéralogique moyenne est la suivante : quartz, 36 % ; oligoclase (An38-16), 28 % ; orthose, 27 % dont 10 % sous forme de mégacristsaux automorphes ; biotite, 9 % ; minéraux accessoires : apatite, zircon, ilménite, monazite, allanite, chlorite, muscovite, tourmaline. Cette composition est celle d'un **granite monzonitique** ($\rho\gamma^{3M}$) à caractère potassique et alumineux (tabl. 1).

Par rapport à cette composition moyenne qui correspond au type dominant, le granite évolue progressivement vers un **faciès sombre** ($\rho\gamma^3_b$), représenté dans l'angle nord-ouest de la feuille. Sa composition minéralogique devient la suivante : quartz, 29 % ; andésine (An 55-25), 33 % ; orthose, 20 % dont 16 % sous forme de mégacristsaux ; biotite, 18 %.

À l'inverse, un faciès clair, non distingué sur la carte, peut être observé au Sud de Pelouse. Il se caractérise par une faible teneur en biotite (5 % environ) ainsi que par l'apparition d'une faible quantité de muscovite et de cordiérite. On note également l'atténuation du caractère porphyroïde, les mégacristsaux devenant moins nombreux et l'orthose se développant surtout en petits cristaux xénomorphes.

La structure planaire du granite, bien visible dans le faciès sombre, est beaucoup moins évidente dans les faciès moyen et clair. Les plans de fluidalité magmatique figurant sur la carte ont été déterminés sur canevas de Schmidt, après report des orientations d'une centaine de mégacristsaux d'orthose (Laboué, 1982).

Deux types d'enclaves de taille centimétrique à décimétrique peuvent être observés :

- enclaves sombres et de forme arrondie, à grain fin et à composition de diorite quartzique à biotite ;
- xénolites anguleux de cornéennes, provenant des terrains métamorphiques encaissants.

Le granite de la Margeride est intrusif dans les micaschistes dans lesquels il développe un métamorphisme de contact. L'âge du granite a été déterminé par des mesures radiométriques Rb/Sr sur roches totales qui ont permis de tracer une isochrone à 323 ± 12 Ma (Namurien), avec un Sr initial de 0,714 (Couturié *et al.*, 1979). Un âge très voisin, 334 ± 9 Ma, a été obtenu

sur zircon (Respaut, 1984). Les analyses représentatives de divers types du granite de la Margeride sont exprimées dans le tableau 1.

Sur le tracé d'une faille E-W, à la sortie nord du hameau des Salelles, le granite a été transformé par des actions hydrothermales. Sur une largeur de quelques mètres, il est fortement rubéfié, avec chloritisation des biotites et disparition du quartz (épisynénitisation). Ce phénomène est peut-être associé au dépôt de quartz filonien, plus à l'Ouest, sur une faille voisine.

Une **paléosurface d'altération** résultant de la pénéplanation triasique a été représentée ; elle correspond à la partie du granite récemment débarrassée de sa couverture d'arkose.

$\rho Y^3 B$. **Granite de la Borne. Granite porphyroïde à biotite et amphibole.** Ce granite leucocrate, à grain assez grossier, contient des mégacristaux automorphes d'orthose blanche maclée Carlsbad, de taille comprise généralement entre 2 et 5 cm. La roche renferme également du quartz, de l'andésine, de l'orthose xénomorphe, de la biotite ainsi qu'un peu d'amphibole (actinote, moins de 1 % en volume). Minéraux accessoires : chlorite, ilménite, allanite, apatite, épidote et zircon.

Le granite de la Borne forme une intrusion laccolitique, à pendage N, dans les schistes où il développe un métamorphisme de contact avec des cornéennes. Vers l'Ouest, il est limité par l'accident de Villefort, décrochement senestre d'une amplitude de 12 km (Lapadu-Hargues, 1948 ; Raynaud, 1979) qui l'isole du granite homologue du Pont-de-Montvert (massif du mont Lozère) avec lequel il était initialement en continuité.

Le granite contient des enclaves analogues à celles décrites dans celui de la Margeride ; il est traversé par quelques filons N-S de leucogranites à biotite, muscovite, cordiérite ou tourmaline, et d'aplites.

Le granite de la Borne a été daté à $315 \pm$ Ma (Westphalien) par la méthode Rb/Sr sur roches totales, avec un strontium initial de 0,707 (Mialhe, 1980). Une analyse représentative du granite de la Borne est exprimée dans le tableau 1.

Les plans de fluidalités magmatiques ont été déterminés à partir des mesures de l'orientation des méga-orthoses (Mialhe, *ibid.*).

Y^2 . **Granite des Laubies. Granite à biotite, cordiérite et muscovite.** Ce granite a été distingué à l'extrémité nord-ouest du massif granitique du mont Lozère, sous les appellations successives suivantes :
– adamellite des Laubies (Van Moort, 1966) ;
– faciès à cordiérite du granite du sommet de Finiels (Sabourdy et Berthelay, 1977).

La roche, assez leucocrate, à grain moyen et à légère tendance porphyroïde, contient des phénocristaux d'orthose de 1 à 3 cm ainsi que des prismes centimétriques de cordiérite phyllitisée. Sa composition minéralogique moyenne est la suivante : quartz, 28 % ; oligoclase, 30 % ; orthose,

30 % ; biotite, 6 % ; cordiérite, 4 % ; muscovite, 2 %. Une analyse du faciès à cordiérite est donnée dans le tableau 1.

Le granite est associé à de très nombreuses enclaves de roche basique sombre (vaugnérîte) de taille décimétrique à centimétrique. Les plus grosses ont une structure grenue et les petites sont comparables aux enclaves microgrenues ou à des kersantites. Les relations avec le granite — bordures à contours irréguliers, avec parfois un passage progressif — indiquent une coexistence des deux roches à l'état magmatique.

Les granites du mont Lozère ont donné des âges Rb/Sr très récents, dont la signification demeure problématique (granite à biotite du Bougès : 285 ± 15 Ma et granite du sommet de Finiels : 281 ± 11 Ma ; Vialette et Sabourdy 1977).

γ^1 . Leucogranites et aplites. Ces roches, claires et à grain fin, forment des filons ou de petits amas recoupant nettement les granites de la Margeride et de la Borne. Riches en quartz et en feldspaths alcalins, ces granites contiennent de la biotite, de la muscovite, de la tourmaline et parfois de la cordiérite. Leur bonne résistance à l'altération, ainsi que leur débit facile en blocs rectangulaires, font qu'ils sont souvent exploités en carrière.

Dans le massif de la Margeride, les leucogranites ont été datés à 298 ± 2 Ma par la méthode Rb/Sr sur roches totales (Couturié et Caen-Vachette, 1980) et à 305 ± 9 Ma sur monazite (Respaut, 1984).

σ . Vaugnérites et faciès associés. Ce terme désigne des roches basiques de compositions variables, dioritiques à granodioritiques. Remarquables par leurs teneurs élevées en potasse et en magnésium, les vauagnérites contiennent principalement andésine, biotite et actinote magnésiennes ; ce dernier minéral forme des agrégats de cristaux provenant de la déstabilisation d'anciens clinopyroxènes, parfois relictuels. L'orthose et le quartz sont fréquents ; ce dernier est souvent entouré par une auréole de minéraux ferro-magnésiens réactionnels qui indique une parenté avec les lamprophyres. Minéraux accessoires : sphène, apatite, allanite, ilménite, zircon et sulfures.

Les vauagnérites s'observent en association avec les granites de la Margeride et des Laubies, sous forme d'enclaves plus ou moins grosses, correspondant à des masses immiscibles de magma basique contemporain du magma granitique.

On rencontre également les vauagnérites en intrusion dans les terrains métamorphiques. Elles sont en lentilles plurimétriques (Puylaurent), plus rarement décimétriques (Les Gouttes), intercalées dans l'ensemble quartzo-feldspathique inférieur, sous le niveau de gneiss leptyniques et leptynites. Les vauagnérites sont ici des roches sombres, massives, à texture grenue inéquigranulaire et de grain fin, constituées d'un fond quartzo-feldspathique dans lequel biotite et amphibole sont dispersées en cristaux inframillimétriques ou en agrégats polycristallins plurimillimétriques (amphibole surtout). Le contact avec l'encaissant est souligné par une « écorce biotitique » décimétrique à métrique, présentant une « schistosité » reprise

par les plis en chevrons affectant l'encaissant quartzo-feldspathique. Cette écorce biotitique, tout comme le cœur vauagnéritique, est lardée de filonnets quartzo-feldspathiques centimétriques à décimétriques. Ces vauagnérites sont à plagioclase automorphe à subautomorphe (andésine An 35) zoné, biotite très abondante en grandes lattes non orientées, amphibole subautomorphe pœcilitique (apatite, zircon, sphène) souvent disposée en agrégats, feldspath potassique xénomorphe englobant apatite et biotite, quartz xénomorphe, apatite particulièrement fréquente, en prismes fins ou même aciculaires, parfois canaliculés, allanite en cristaux automorphes, sphène, zircon, chlorite et minéraux opaques. L'écorce biotitique est à quartz, andésine An 35, feldspath potassique rare, biotite très abondante, apatite, sphène, minéraux opaques.

$\mu\gamma$. **Microgranite.** Au NNW du hameau de Chabalière, un filon de microgranite porphyrique, de direction N 150, de puissance métrique à décamétrique et d'extension kilométrique, recoupe les formations quartzo-feldspathiques et constitue localement une arête en saillie dans la topographie (« Rocher de la Réchaubo », « Rocher de Chabalière », in P. Lapadu-Hargues, 1947). Quartz, orthose, plagioclase séricitisé et biotite chloritisée sont en phénocristaux automorphes dispersés dans un fond microgrenu à quartz et feldspaths fortement séricitisés.

Σ^a . **Porphyrites.** Ce terme désigne des roches filoniennes, de couleur gris verdâtre et de composition andésitique ou trachy-andésitique, rencontrées dans le granite de la Margeride, suivant une direction NW-SE.

ν^2 . **Kersantites.** Ces roches sont fréquentes en filons métriques à plurimétriques, en particulier dans les schistes des Cévennes et les micaschistes de l'ensemble méridional. Composition minéralogique : quartz en petites plages dans la mésostase, parfois en amas mono- à polycristallins globuleux, biotite en fines lattes millimétriques riches en rutile (sagénite), plagioclase séricitisé en lattes subautomorphes zonées ou en petites plages dans la mésostase, apatite aciculaire abondante, zircon, sphène, chlorite parfois en amas ou gerbes, calcite. Cette composition minéralogique s'apparente à celle des kersantites. Pour certains auteurs, ces lamprophyres sont les équivalents filoniens des vauagnérites (Couturié, 1977 ; Weisbrod *et al.*, 1980 ; Bambier *et al.*, 1985).

Q. **Quartz non minéralisé.** Les filons de quartz sont nombreux sur le territoire de la feuille mais demeurent le plus souvent de petites dimensions. Seuls les plus importants ont été représentés.

Q, Ba, Pb, Zn, Cu, F. **Filons minéralisés.** La plupart des filons hydrothermaux sont quartzo-barytiques. Certains d'entre eux sont à galène (La Fare), à galène et chalcopryrite rare (filon suivant la faille du Goulet à l'ESE de L'Hermet), à fluorite, galène et blende (Sud-Est de Prévenchères, dans les schistes épizonaux affectés par l'auréole thermique du granite de la Borne).

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

t. **Trias indifférencié. Grès feldspathiques grossiers.** Le Trias n'est représenté que par quelques petits lambeaux à l'extrême Sud-Est de la feuille, sur le flanc occidental du massif de la Borne. Ce sont des grès feldspathiques grossiers au sein desquels il n'est pas possible de distinguer les subdivisions classiques, bien individualisées plus à l'Est sur la feuille Largentière.

l1a. **Hettangien basal (?). Arkoses grossières (0 à 30 m).** La base du Lias est représentée localement par des arkoses grossières, transgressives sur le granite dans le Nord-Ouest de la feuille, sur les terrains cristallophylliens dans le Sud-Est. Leur épaisseur est le plus souvent faible (de l'ordre du mètre) et elles sont souvent absentes. Dans le quart nord-ouest toutefois (régions de Pelouse, Montbel, Laubert), elles peuvent atteindre une dizaine de mètres. Elles présentent alors une érosion en boules, comme le granite voisin dont il est difficile de les distinguer à distance.

Cette formation n'a pas livré de fossiles dans le périmètre de la feuille Le Bleymard ; toutefois, sur la feuille voisine Mende, ont été signalées « de rares empreintes végétales attribuées avec doute à des *Equisetites* et *Otozomites* ».

l1b. **Hettangien inférieur. Calcaires dolomitiques (« dolomie capucin »), calcaires sublithographiques (0 à 20 m).** Calcaires dolomitiques, gréseux, de couleur brun-roux en surface (« dolomie capucin »), gris à la cassure, en gros bancs, surtout à l'Ouest de la feuille. Atteignant une vingtaine de mètres à Allenc, leur épaisseur n'est plus que de 15 m environ au Bleymard et diminue ensuite jusqu'à disparaître à l'Est.

À l'Est de Cubières, l'Hettangien inférieur passe latéralement à des calcaires moins littoraux, fins, sublithographiques, de couleur gris clair, correspondant selon G. Fabre à la zone à Planorbis. Au Nord de Cubières, ces calcaires, d'une puissance de 5 à 6 m, contiennent de nombreux lamelli-branches et gastéropodes, ainsi que des terriers.

l2. **Hettangien supérieur. Calcaires jaunes en plaquettes avec bancs d'argiles vertes ou bleutées (20 à 40 m).** L'épaisseur varie de 40 m à Allenc, 30 m environ au Bleymard et 20 m environ au Sud-Est de Mirandol. Ces assises s'amincissent considérablement à l'Est de la feuille.

l3-4. **Sinémurien. Calcaires oolitiques gris clair (0 à 10 m).** Bien développé sur la feuille Mende, le Sinémurien est beaucoup moins bien individualisé sur la feuille Le Bleymard. On le trouve seulement à l'Ouest, de Belvezet à Sainte-Hélène, où son épaisseur est de 5 à 10 m. C'est un calcaire oolitique gris clair, bleuté, à ciment sparitique, formant à Sainte-Hélène une barre dans la topographie (fig. 5).

l5-6. **Pliensbachien. Calcaires argileux, calcaires à entroques, marnes (10 à 30 m).** La base (Carixien ?) est représentée par des calcaires argileux gris-bleu, épais de 10 à 20 m, riches en bélemnites souvent très brisées (*Pasaloteuthis* et *Acrocoelites*) et en débris de brachiopodes. Dans la région du

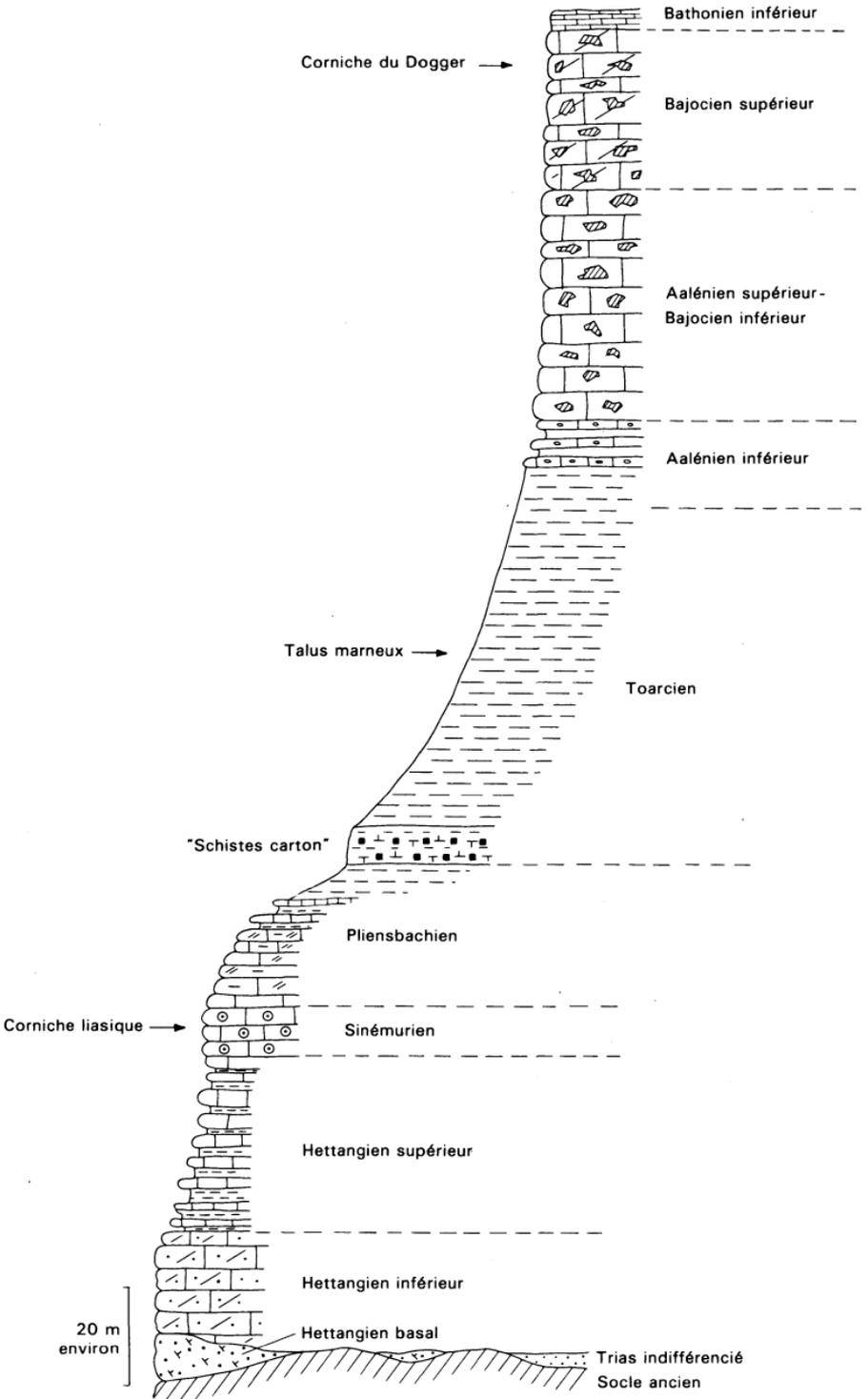


Fig. 5 - Jurassique de la feuille Le Bleyard

Bleymard, l'épaisseur diminue (5 m environ) et le faciès change. C'est alors un calcaire à entroques, à grains de quartz et à lits de silex.

Au-dessus, le faciès à entroques passe progressivement à des marnes (5 à 10 m) à *Amaltheus margaritatus* et bélemnites (*Passaloteuthis bruguieri*).

l7-8. **Toarcien. « Schistes carton », marnes grises** (0 à 100 m). L'étage débute par les « schistes carton », surtout bien visibles dans la partie sud-ouest de la feuille, au Sud de Mont-Valdon et Mont-la-Tour, où leur épaisseur est de 5 à 10 m. Ce sont des calcaires bitumineux se débitant en plaquettes, à posidonies et écailles de poissons fréquentes (*Leptolepis*).

Au-dessus, le Toarcien moyen et supérieur est représenté par des marnes grises, dont l'épaisseur diminue vers l'Est (près d'une centaine de mètres au Sud de Sainte-Hélène, 20 m à Larzallier). À partir du Bleymard, le Toarcien n'est plus représenté que par quelques mètres de calcaire à grains de quartz, à oolites ferrugineuses et à nodules phosphatés au Nord de Cubières.

L'ensemble du Toarcien renferme une abondante faune d'ammonites pyriteuses mettant en évidence le Toarcien inférieur (*Harpoceras falciferum*), le Toarcien moyen (*Hildoceras bifrons*, *Catacoeloceras*, *Pseudopolyplectus bicarenatus*, *Haugia ogerieni*, *Harpoceras subplanatum*, *Pseudogrammoceras*, *Polyplectus discoïdes*,...) et le Toarcien supérieur (*Lytoceras jurense*, *Grammoceras striatulum*,...). Toutefois, il n'est pas possible de distinguer cartographiquement avec précision les limites de ces trois unités, qui ont été groupées ici.

j0a. **Aalénien inférieur. Marnes grises et calcaires** (10 à 20 m). L'Aalénien inférieur n'est représenté qu'à l'Ouest de Bagnols-les-Bains, à l'extrémité orientale du causse de Mende. Il prolonge, sans changement de faciès, le Toarcien supérieur. Ce sont des marnes grises, identiques aux précédentes, renfermant *Pleydellia aalensis* et *Lioceras opalinum*, et s'enrichissant progressivement vers le haut en bancs de calcaires noduleux à *Cancellophycus*.

j0b-j1a. **Aalénien supérieur – Bajocien inférieur. Calcaires siliceux gris-bleu à nodules de silex.** À la base, calcaires siliceux noduleux gris-bleu, devenant jaunâtres après altération (30 à 100 m), *Cancellophycus* abondants, ainsi que *Liogryphaea sublobata* au sommet.

Ils sont surmontés par des calcaires, analogues aux précédents, en gros bancs (10 à 30 m) ; débris de polypiers, de lamellibranches et de bélemnites (*Belemnopsis canaliculatus*).

j1b. **Bajocien supérieur. Dolomies beiges en gros bancs** (40 à 100 m). Dolomies parfois ruiniformes, à nodules de silex.

j2a. **Bathonien inférieur. Calcaires sublithographiques jaunes.** Seul un lambeau est connu sur le causse du Masseguin.

Fz. **Alluvions récentes. Cailloutis, graviers, sables.** Elles ont une importance très réduite et ne sont représentées que dans les vallées. Ce sont, dans

la partie nord-ouest de la feuille, des sables granitiques ne formant pas de véritables terrasses et assez fréquemment tourbeux. Ailleurs, sur le socle cristallophyllien, ce sont des blocs, galets et graviers, occupant le fond des vallées.

E. **Éboulis.** Peu importants mais fréquents, on les rencontre surtout sur les versants des vallées entaillant les formations quartzo-feldspathiques ; ils sont ainsi abondants aux environs de Bertail (WSW de Laveyrune). Ils se forment préférentiellement aux dépens des termes leptyniques (leptynites rubano-ocillées, leptynites à muscovite, leptynites massives de l'horizon quartzo-feldspathique inférieur), plus rarement aux dépens de formations micaschisteuses.

ÉVOLUTION DU SOCLE HERCYNIEN

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Dans les domaines épi- et mésozonaux de la feuille, la schistosité pénétrative régionale (S2) résulte de la transposition d'une surface antérieure (S0-1) de nature déjà tectono-métamorphique. En effet, les plis isoclinaux centimétriques à décimétriques admettant S2 comme plan axial affectent localement de minces rubans quartzeux d'origine déjà tectonique. Ces observations s'accordent avec celles faites dans des régions voisines (Cévennes médianes et Haut-Vivarais : Marignac *et al.*, 1980 ; Toteu et Macaudière, 1984 ; Bambier *et al.*, 1985 ; Macaudière *et al.*, 1987). Cet événement tectono-métamorphique présente un caractère mylonitiques très accusé. Les effets de cette mylonitisation générale, sensibles dans pratiquement tous les domaines de la feuille Le Bleymard, peuvent être localement fortement oblitérés par une déformation ultérieure (en particulier à la « base » de la série cévenole, à l'Est de la faille de Villefort) ; ils disparaissent progressivement à l'approche des domaines migmatitiques.

Les données relatives aux éléments structuraux (linéation, axes de plis) rapportables à cet épisode sont encore trop fragmentaires et dispersées pour être interprétables ; on peut toutefois noter l'orientation méridienne très constante des linéations d'étirement des quartzites graphiteux de l'ensemble micaschisteux méridional (Viard, 1981).

Toutes les formations structurées par S2 subissent ensuite les effets d'une déformation ultérieure marquée par des plis (P3) de style variable (chevrons peu marqués et isoclinaux serrés avec développement d'une schistosité plan axial – schistosité S3 de strain slip – localement très marquée, par exemple à la base de la série cévenole à l'Est de La Bastide). Cet épisode s'accompagne de recristallisations caractéristiques d'un régime métamorphique de basse pression-haute température (cordiérite-andalousite-sillimanite). Dans les domaines mésozonaux de ce métamorphisme de basse pression, la cordiérite apparaît généralement antérieure aux plis P3, l'andalousite ayant une croissance plus étalée dans le temps : elle est *pro parte* anté-P3 mais aussi syn- à post-P3 ; la sillimanite se développe *p. p.* dans les plans S3 ; biotite et muscovite sont en charnières polygonales et en plan

axial des plis P3. Le phénomène de mobilisation affectant localement les formations quartzo-feldspathiques est à rapporter à cet épisode. On note enfin, dans les faciès mésozonaux profonds et migmatitiques situés de part et d'autre de la faille de Villefort, l'apparition d'une muscovite tardive, post-P3. À l'Ouest de la faille de Villefort, ces plis ont une orientation relativement constante (N 320-330) avec généralement un déversement vers le Sud-Ouest. Cette évolution métamorphique de basse pression est antérieure à la mise en place des granites de la Margeride (323 Ma : Couturié *et al.*, 1979) et de la Borne (315 Ma : Miahle, 1980) : les minéraux des auréoles de métamorphisme de contact développées autour de ces intrusions sont post-P3 et le granite de la Borne recoupe clairement les plis de cette génération.

Postérieurement, les formations proches de l'accident de Villefort sont affectées de plis tardifs, non accompagnés de recristallisation (P4), de plus en plus nombreux et bien marqués à l'approche de l'accident (barrage du Rachas en particulier, au Sud de Prévencières). Le style et la localisation particulière de cette déformation tardive permettent d'envisager qu'elle est liée à l'accident de Villefort.

Si les relations cristallisations — déformations permettent de rapporter, sans ambiguïté, la phase P3-S3 à l'évolution métamorphique de basse pression, il n'en est pas de même pour la phase P2-S2. Une première interprétation (Marignac *et al.*, 1980 ; Toteu, 1981 ; Viard, 1981 ; Montel *et al.*, 1993) consiste à rapporter ici cette phase de déformation principale, responsable de la structuration majeure, et la déformation mylonitique qui lui est liée, à l'évolution tectono-métamorphique barroviennne ; l'évolution ultérieure (basse pression-haute température) n'étant alors responsable que des seuls déformations plus localisées (P3-S3).

Les données relatives à la série du Pilat (Chenevoy, 1964, 1970 ; Gardien, 1990a et b ; Costa, 1990 ; Malavieille *et al.*, 1990), domaine symétrique des Cévennes médianes par rapport au dôme du Velay, permettent cependant d'envisager un autre schéma chronologique. La structuration majeure de cette dernière série, résultant d'une déformation cisailante liée au développement d'une faille normale ductile (Guihot, 1987 ; Mattauer *et al.*, 1988 ; Malavieille *et al.*, 1990 ; Gardien, 1990a et b), a en effet été datée entre 320 Ma et 300 Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1982, 1984 ; Costa, 1990) et est donc ici contemporaine de l'évolution métamorphique de type basse pression. Il en est de même en Haut-Vivarais (Cévennes septentrionales) où la phase de déformation contemporaine du métamorphisme de basse pression a été datée aux environs de 317 Ma (Lochon *et al.*, 1986).

Compte tenu des multiples analogies entre la série du mont Pilat et celle de la feuille Le Bleymard, ainsi que du caractère très généralisé du phénomène invoqué ici (amincissement crustal post-collisionnel), on peut envisager, pour la série du flanc sud du dôme du Velay, une évolution identique à celle reconnue sur le flanc nord. Dans ces conditions, l'épisode de structuration principale P2-S2 peut-être, ici aussi, très vraisemblablement rapporté à l'épisode basse pression du Carbonifère moyen. Dans cette hypothèse, la structuration antérieure, barroviennne, aurait été, tout comme dans la série du Pilat, complètement oblitérée par l'épisode de déformation cisailante ultérieur.

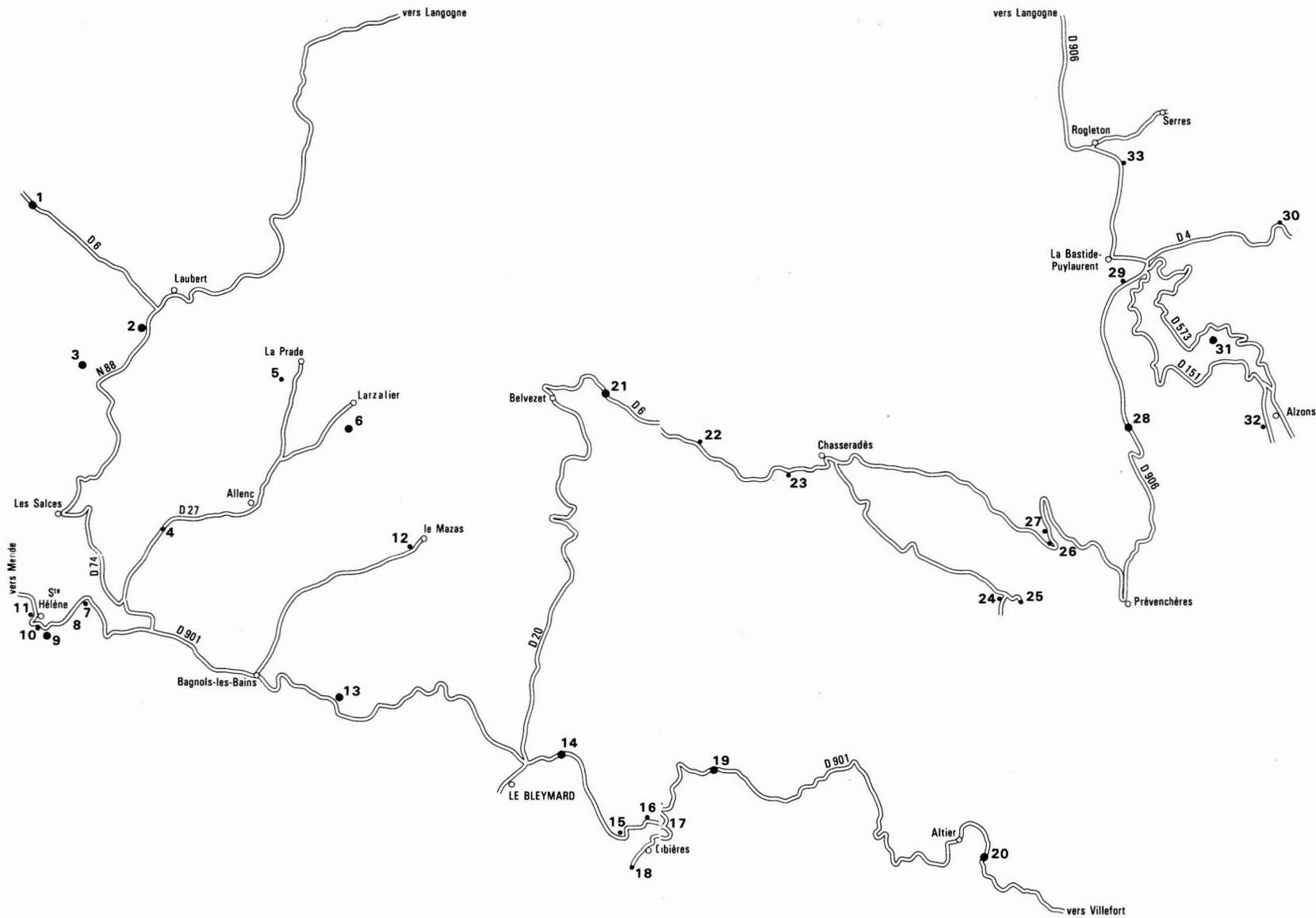


Fig. 7 - Itinéraire géologique

ÉVOLUTION TARDI-HERCYNIENNE

Le territoire de la feuille appartient à un large domaine (Cévennes méridionales et Montagne noire) soumis, pendant environ 20 Ma, dès le tardi-Hercynien et antérieurement au Permien, à un champ de contraintes en compression orienté NW-SE, à l'origine de plusieurs familles de décrochements conjugués, senestres et dextres (Arthaud et Matte, 1975). La *faille de Villefort* (Fabre, 1873 ; Lapadu-Hargues, 1947, 1948 ; Pellet, 1965, 1972) est le plus important représentant de la famille de décrochements NNW-SSE (Arthaud et Matte, 1975 ; Raynaud, 1979).

Les premières manifestations de la tectonique cassante subméridienne sont soulignées, dans le massif granitique de la Borne, par la mise en place de l'ensemble des leucogranites et d'une partie des aplites (Miahle, 1980). Selon cet auteur, elles correspondraient à une distension induisant un abaissement du compartiment oriental ; cette phase distensive est considérée comme anté- à syn-Stéphanien inférieur (Miahle, *ibid.*). Postérieurement au Stéphanien moyen, la phase majeure de compression (phase H2 de S. Raynaud, 1979) est responsable du rejet horizontal de 11,5 km marqué par le déplacement relatif des massifs du Pont-de-Montvert et de la Borne. Le début du fonctionnement de l'accident en décrochement senestre est considéré comme stéphanien supérieur (Miahle, *ibid.*).

À l'échelle régionale, vers le Sud, la faille de Villefort s'accompagne, au-delà de Génolhac, de nombreux décrochements senestres de deuxième ordre ; une telle association est caractéristique de la terminaison d'un grand accident (Arthaud et Matte, 1975). Vers le Nord, cet accident se résoud, pour certains auteurs (Pellet, 1965, 1972) par la « torsion des migmatites du Velay », alors que, pour F. Arthaud (*in* Raynaud, 1979), et surtout C. Rousset (1986) qui lui attribue une longueur de plus de 80 km, il se poursuit largement vers le Nord (en décrochant au passage, de 13 km vers le Nord, la faille bordière du bassin d'Aujac « initialement en continuité avec la faille du Goulet » : Raynaud, *ibid.*).

Si le jeu horizontal de cet accident peut être évalué avec précision, l'amplitude de son jeu vertical et sa situation chronologique vis-à-vis du décrochement sont plus difficiles à mettre en évidence (Miahle, 1980 ; Raynaud, 1979). Sur la base d'arguments pétrographiques, géochimiques et structuraux, J. Miahle envisage un jeu de 3 à 4 km, le granite de la Borne représentant la partie sommitale du laccolite, le massif du Pont-de-Montvert étant érodé à un niveau plus profond. Les particularités de la fabrique feldspathique dans chacun des deux massifs, en bordure de la faille, permettent d'envisager une initialisation à chaud (tardi-magmatique) du mouvement vertical, lors d'une phase anté- à syn-Stéphanien inférieur, antérieure au fonctionnement de l'accident en décrochement senestre. Pour S. Raynaud, la faille de Villefort a joué au contraire en décrochement senestre pur, la composante verticale reconnue pouvant être rapportée à des phases de distension N 95 (Oligocène ?) et/ou à des phases récentes NW-SE. Sur le terrain, cette faille se présente, dans les domaines cristallophylliens schisteux et micaschisteux, comme une suite de fractures méridiennes se relayant ; dans les domaines quartzo-feldspathiques et au contact schistes-granite,

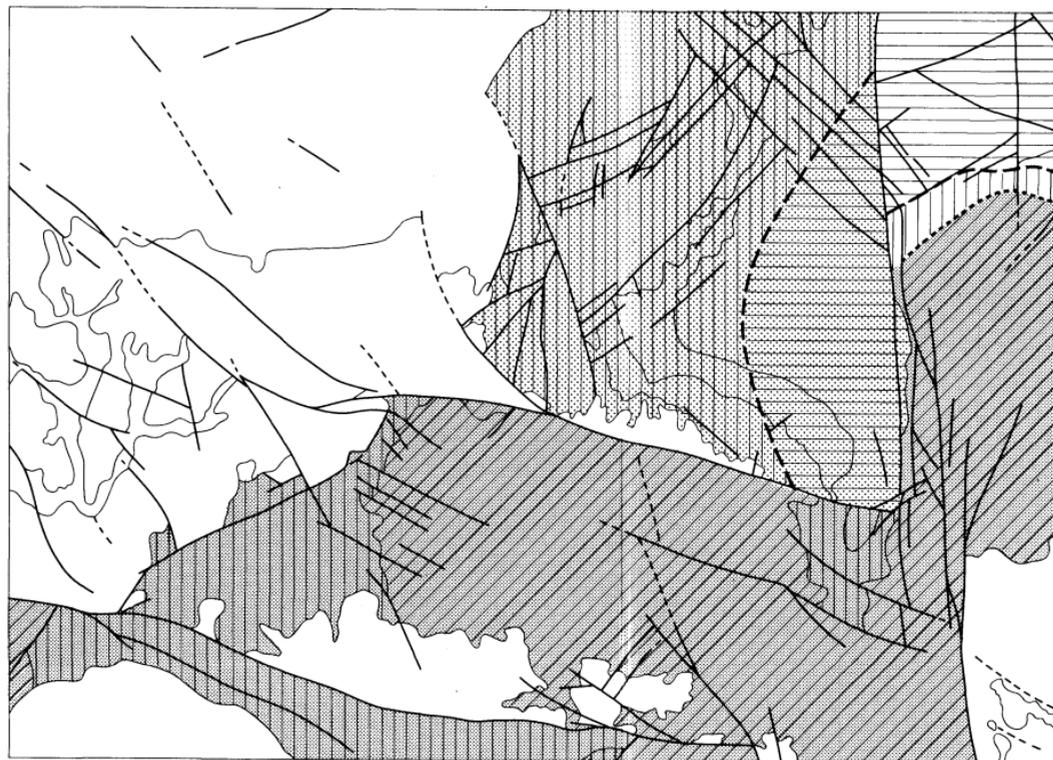
elle est marquée par une zone de cataclase importante, parfois jalonnée de filons de quartz et pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de largeur (Sud du barrage du Rachas, région La Bastide—Laveyrune). C'est dans le compartiment oriental qu'est visible le maximum de déformation engendré par l'accident de Villefort (Raynaud, 1979). On peut lui rapporter ici la torsion senestre de la lithologie, entre Notre-Dame-des-Neiges et le hameau du Thort (Sud de La Bastide ; Viard, 1981).

Si le rejeu horizontal de la faille de Villefort en fait un accident important, considéré par certains auteurs comme un accident majeur (Vetter, 1971) et même comme un véritable linéament (Rousset, 1986) peut-être antérieur à l'Hercynien (Miahle, 1980), les rejeux horizontaux des accidents dextres conjugués (*faille du Goulet, faille d'Orcières*) paraissent plus limités (Pellet, 1965). Ces accidents ont eux aussi une extension cartographique considérable et la faille d'Orcières pourrait constituer, avec la faille de Villecomtal et les failles de l'alignement Ventoux—Lure, un seul et même linéament (Rousset, *ibid.*). Ces décrochements dextres seront réutilisés lors des tectoniques ultérieures : par analogie avec les observations à l'échelle régionale (Granprat, 1978 ; Eulry et Vargas, 1979), on peut considérer que ces accidents E-W ont subi au Lias moyen un rejeu en distension favorisant la mise en place de filons quartzo-barytiques. Au cours de la phase pyrénéenne, les accidents d'Orcières et du Goulet rejouent en faille inverse à regard N : la faille d'Orcières est ainsi pentée à 45° au Sud (dans la mine du Bleymard) et fait chevaucher les formations métamorphiques et le granite du mont Lozère sur le Jurassique des petits causses (Van Moort, 1966 ; Rousset, 1986). Ce rejeu témoigne, à cette époque, d'une phase de compression sub-méridienne pouvant s'accompagner de discrets rejeux dextres de l'accident de Villefort (Granprat, 1978).

RELATIONS ENTRE LES DIVERS DOMAINES CRISTALLOPHYLLIENS Leur situation dans le schéma d'ensemble du Massif central

Sur la base de considérations lithostratigraphiques, relatives en particulier aux ensembles micaschisteux et gneissiques, plusieurs domaines cristallophylliens ont précédemment été individualisés, domaines séparés par des accidents majeurs : faille de Villefort et un décrochement dextre conjugué à jeu vertical non négligeable (faille du Goulet) (fig. 1). L'examen des autres ensembles lithologiques (formations quartzo-feldspathiques en particulier), les résultats de l'étude pétrographique et les corrélations possibles avec d'autres secteurs du Massif central, permettent de préciser quelque peu les relations entre ces divers ensembles et de les situer dans le schéma structural proposé pour l'ensemble du Massif central (Ledru *et al.*, 1989).

À l'Ouest du décrochement de Villefort, les deux secteurs méridionaux et septentrionaux présentent des caractéristiques lithologiques contrastées : formations essentiellement quartzo-pélitiques au Sud, formations quartzo-feldspathiques et pélitiques au Nord, mais ce dernier ensemble pélitique diffère sensiblement de l'ensemble pélitique méridional (Lapadu-Hargues, 1947 ; Richier, 1964 ; Négron, 1979 ; Viard, 1981). Il est par contre possible de corrélérer, grâce à leurs nombreuses intercalations, les formations de la région



- A l'Ouest de l'accident de Villefort ("ensemble occidental").
 - l'épisode "barrovien" apparaît pour l'essentiel épizonal au Sud de l'accident du Goulet, mésozonal au Nord (zone à staurotide relique très répandue).
 - l'épisode ultérieur "basse pression" est épi-à mésozonal au Sud, méso-à catazonal au Nord.
- A l'Est de l'accident de Villefort ("ensemble oriental").
 - l'épisode "barrovien" est vraisemblablement épizonal au Sud, au Nord son degré ne peut être précisé.
 - l'épisode "basse pression" croît régulièrement du Sud vers le Nord.

Épisode "barrovien"

-  Épizone
-  Mésozone
-  Zone d'incertitude quant au degré atteint par le premier épisode

Épisode "basse pression"

-  Épizone
-  Mésozone
-  Catazone
-  Isograde + cordiérite + andalousite
-  Limite d'apparition de la sillimanite

Fig. 6 - Schéma de distribution des zones métamorphiques des deux épisodes successifs

de Bagnols-les-Bains avec les formations épizonales du flanc sud du mont Lozère (tactites, quartzites et microquartzites noirs : Elmi *et al.*, 1967) ou du col de la Tourette (micaschistes et gneiss micro-amygdalaires du Villaret, et micaschistes et gneiss amygdalaires [a_{ab-mi}] de la feuille Mende à 1/50 000 : Briand *et al.*, 1979). Dans la mesure où les formations épizonales de l'extrémité orientale de la feuille Mende sont rapportées à un épisode barrovien (Briand *et al.*, *ibid.*), on peut dès lors envisager que les micaschistes de la région de Bagnols-les-Bains résultent de la reprise, par l'épisode basse pression, ici de degré mésozonal, d'un domaine barrovien épizonal. Un degré mésozonal peut, quant à lui, être envisagé pour l'évolution métamorphique barroviennne du secteur septentrional (fig. 6). Par analogie avec les observations réalisées dans les régions plus occidentales du Lot et de la Chataigneraie (Bogdanoff *et al.*, 1989a et b), et suivant les propositions relatives à l'ensemble du Massif central (Ledru *et al.*, 1989), on peut penser que les deux secteurs précédemment individualisés correspondent en fait à deux unités lithotectoniques distinctes, initialement séparées par un accident chevauchant.

Dans un tel schéma, le secteur méridional, pélitique et épizonal, serait à rapporter aux « complexes autochtones relatifs » ; et le secteur septentrional, quartzo-feldspathique, pélitique et mésozonal, à « l'unité inférieure des gneiss ». Les deux unités lithotectoniques distinctes ont, par la suite, subi l'influence du second événement tectono-métamorphique : dans le secteur méridional, cet épisode est épi- à mésozonal ; dans le secteur septentrional, il est méso- à catazonal avec développement d'une zone à sillimanite centrée sur l'anticlinal de Masméjan et, ici, oblique sur les limites lithologiques (région L'Hermet—Puylaurent). L'accident séparant initialement les deux unités lithotectoniques a, pour sa part, été repris par ce second épisode métamorphique et a été ultérieurement oblitéré par un accident vertical décrochant (faille du Goulet).

Le domaine situé **à l'Est de la faille de Villefort** montre, du Sud au Nord, une série cévénole essentiellement pélitique, épizonale à catazonale, et une série ardéchoise, essentiellement quartzo-feldspathique et catazonale (fig. 1 et 3). Dans ce domaine oriental, un découpage en deux unités lithotectoniques peut également être proposé : les formations pélitiques cévénoles seraient ainsi à rapporter aux « complexes autochtones relatifs » et les formations quartzo-feldspathiques ardéchoises à l'« unité inférieure des gneiss » (Ledru *et al.*, 1989).

Les termes cévénoles ne présentent aucune relique de l'épisode barrovien, qui était vraisemblablement ici de degré épizonal. Le degré atteint par les formations ardéchoises lors de ce même épisode ne peut être ici précisé, en l'absence de reliques et compte tenu de l'évolution ultérieure de haut degré subie par ces formations. L'épisode métamorphique de basse pression qui se superpose à ces deux unités montre un gradient régulier S-N avec la succession d'une épizone, d'une zone à cordiérite-andalousite et d'une zone à sillimanite (fig. 6). L'accident séparant initialement les deux unités lithotectoniques distinctes a été, dans le secteur La Bastide — Notre-Dame-des-Neiges, repris et oblitéré par cette seconde évolution tectono-métamorphique (zone à sillimanite, mobilisation des termes quartzo-feldspathiques, développement particulier de P3-S3).

PRINCIPAUX TRAITS DE LA STRUCTURE RÉGIONALE

À l'échelle régionale, le compartiment méridional de la faille du Goulet est structuré en deux antiformes méridiennes séparées par une aire synclinale très plate (Lapadu-Hargues, 1947 ; Viard, 1981). L'antiforme occidentale, centrée sur Saint-Julien-du-Tournel, est d'axe NNE, avec des pendages faibles, sauf aux environs du hameau de Villaret (NNE de Bagnols-Bains) où ils sont plus redressés. La terminaison méridionale de cette antiforme est tronquée par la faille d'Orcières. La synforme médiane, d'axe parallèle à l'antiforme précédente, montre des pendages très plats (crête de la montagne du Goulet). Vers l'Ouest apparaît une nouvelle antiforme d'axe méridien, à cœur quartzo-feldspathique (anticlinal de La Fare) ; cette structure, dont le flanc oriental peut être fortement affecté par l'accident de Villefort, se poursuit vers le Sud où on peut lui rapporter la structure périanthyclinale soulignée ici par les quartzites. Au Sud de la faille d'Orcières, la structure régionale moule l'intrusion granitique du mont Lozère avec des plongements orientés au Nord ou au Sud. Dans ce domaine, la plupart des accidents importants ont une direction NW-SE et surtout WNW-ESE, parallèlement aux failles d'Orcières et du Goulet.

L'élément structural prédominant du compartiment septentrional de la faille du Goulet est l'antiforme de Masméjan (Lapadu-Hargues, 1947 ; Weisbrod, 1967). Cette structure, limitée au Sud par l'accident du Goulet, est tronquée au Nord par l'accident de Villefort qui, par ailleurs, affecte fortement son flanc oriental entre Le Ranc et La Bastide ; son axe, méridien au Sud, prend une orientation NW dans sa partie médiane, avant de redevenir subméridien plus au Nord. Cette virgation est soulignée par la disposition en arc des assises métamorphiques sus-jacentes (horizon quartzo-feldspathique supérieur en particulier). Au-delà, vers le Nord-Ouest, les formations cristallophylliennes prennent une orientation SW-NE avec des pendages réguliers vers le Nord-Ouest.

Dans sa partie nord, ce domaine est affecté de nombreux accidents parallèles orientés au Nord-Ouest, souvent soulignés de cataclasites importantes, silicifiées et localement minéralisées (baryte essentiellement). Dans sa partie centrale, il est traversé par un important accident orienté SW-NE, localement souligné de cataclasites longeant, et tronquant parfois l'horizon quartzo-feldspathique supérieur. D'autres accidents importants isolent des panneaux de formations quartzo-feldspathiques rapportées à l'horizon quartzo-feldspathique supérieur (plot de la Felgère, flanc nord du moure de la Gardille). À l'Est de Belvezet et à l'extrémité occidentale du moure de la Gardille, d'importantes zones de cataclasites (et localement des blocs de quartz filonien) soulignent le tracé d'accidents subméridiens ou orientés SW-NE.

À l'Est de l'accident de Villefort, dans le secteur nord, les formations quartzo-feldspathiques constituent le flanc méridional d'une antiforme d'axe E-W. Les principaux accidents sont ici d'orientation SW-NE et NE-SW, ces derniers étant jalonnés d'importantes zones de cataclasites, plus ou moins silicifiées, se poursuivant largement vers l'Est sur la feuille Largentière. Au-delà, vers le Sud, l'attitude des foliations souligne une

torsion des formations pélitiques entre Notre-Dame-des-Neiges et Prévenchères, les pendages passant progressivement de Sud à Est, le long de l'accident de Villefort. Plus au Sud, en bordure du granite de la Borne, les schistes épizonaux pendent régulièrement et faiblement vers le Nord. Dans ce domaine schisteux, les accidents principaux sont très généralement méridiens.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

La synthèse des observations relatives à la feuille Le Bleymard, aux régions voisines (Lot, Châtaigneraie, Cévennes médianes) ainsi qu'au flanc nord du dôme granito-migmatique du Velay, permet de proposer, pour ce segment de l'orogène varisque, une évolution s'intégrant dans le schéma proposé pour l'ensemble du Massif central (Ledru *et al.*, 1989 ; Santallier *et al.*, 1993).

Au Cambrien, une large intrusion d'un granite porphyroïde hyperalumineux se met en place dans un encaissant pélitique d'âge cambrien basal à antécambrien (?) (R'Kha Chaham *et al.*, 1990) ; cette intrusion composite, monzogranitique et leucogranitique, est ici l'expression du magmatisme acide d'origine crustale dont on connaît par ailleurs de multiples témoins dans le Massif central (Duthou *et al.*, 1984 ; Ploquin et Stussi, 1993). La formation granitique et son encaissant pélitique (tous deux rapportés ici à l'« unité inférieure des gneiss ») sont ensuite conjointement structurés et métamorphisés lors d'un épisode de climat barrovien et de degré mésozonal. Ce premier épisode, dont le degré serait cette fois-ci simplement épizonal, est également responsable de l'évolution précoce des schistes des Cévennes. Cet épisode tectono-métamorphique peut-être ici rapporté à la fin de la période médiovarisque (350-340 Ma) si l'on se réfère aux âges concernant le métamorphisme de l'« unité inférieure des gneiss » dans la vallée du Lot (Pin, 1979 ; Pin et Lancelot, 1982 ; Costa, 1989). On peut rapporter à cet épisode, lié à un stade de collision continentale (Mattauer et Etchecopar, 1976), les empilements de lames « ardéchoises » et « cévénoles » (Macaudière *et al.*, 1987). Il est vraisemblablement aussi responsable de la juxtaposition de l'« unité inférieure des gneiss » et des « complexes autochtones relatifs », représentés ici par les schistes des Cévennes, suivant le schéma proposé en Châtaigneraie et vallée du Lot (Bogdanoff *et al.*, 1989a et b ; Ledru *et al.*, 1989). Il est à noter qu'il n'apparaît pas, au sein des formations de la feuille Le Bleymard, de témoins de l'épisode éovarisque (450-400 Ma) de haute pression-haute température (reliques éclogitiques et/ou granulitiques).

Consécutivement à l'empilement des nappes, un intense phénomène d'anatexie s'est manifesté à la base de la croûte ainsi épaissie. Il a produit un magma granitique alumino-potassique qui s'est mis en place vers 325 Ma, à une dizaine de kilomètres de profondeur, sous la forme d'un vaste laccolite : le granite de la Margeride. Cette fusion crustale a dû être en partie induite par l'injection d'un magma basique, d'origine mantellique, qui se manifeste sous la forme de vaugnerites et de petites enclaves basiques à grain fin associées aux différents granites intrusifs. Dans le granite de la Borne, un peu

plus jeune (315 ± 5 Ma), cette contribution mantellique paraît plus importante d'après la valeur du rapport initial.

Les deux ensembles cristallophylliens —, « unité inférieure des gneiss » et « complexes autochtones relatifs » — ont été conjointement repris par une même évolution métamorphique tardive, de type basse pression - haute température. Ce deuxième épisode, épi- à catazonal, dont la culmination se traduit dans des domaines plus orientaux et septentrionaux par un phénomène d'anatexie généralisée, est centré sur le dôme granito-migmatitique du Velay, résultant d'une importante anomalie thermique située à la base de la croûte continentale. Cet épisode reprend et oblitère complètement, sur le territoire de la feuille Le Bleynard, la structuration antérieure, liée au stade collisionnel.

L'âge de ce dernier épisode, compris entre 330 Ma et 300 Ma, permet de le rapporter à la période « néovarisque 2 » (Ledru *et al.*, 1989). Cette forte culmination thermique, marquant la fin de l'histoire tectono-métamorphique, ne peut être expliquée ici par la seule relaxation thermique faisant suite au stade collisionnel (Malavieille *et al.*, 1990 ; Gardien, 1990b ; Santalier *et al.*, 1993 ; Montel *et al.*, 1992). Elle a été rapportée (Malavieille *et al.*, 1990) à un phénomène d'amincissement crustal post-collisionnel consécutif à un affaissement de la chaîne, auquel s'ajouteraient ici, au stade terminal (Montel *et al.*, 1992), les effets thermiques d'un magmatisme basique infracrustal dont les sills et dykes vaugnéritiques (Weisbrod, 1970 b ; Weisbrod *et al.*, 1980 ; Montel et Weisbrod, 1986) seraient les témoins superficiels.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Eaux de surface

● **Bassins-versants régionaux.** Les eaux de surface se répartissent suivant trois bassins-versants principaux qui sont, du Nord au Sud :

- le bassin de l'Allier, affluent de la Loire passant à La Bastide-Puylaurent et à Laveyrune, dans l'angle nord-est de la carte ;
- le bassin du Chassezac, en position centrale, affluent de l'Ardèche dont l'écoulement orienté NW-SE passe par Chasseradès et par Prévençères. Il reçoit, en aval de Villefort, l'Altier qui s'écoule d'Ouest en Est entre la montagne du Goulet au Nord et le mont Lozère au Sud ;
- le bassin du Lot, au Sud-Ouest de la feuille, dont l'écoulement orienté d'Est en Ouest passe par Le Bleynard et Bagnols-les-Bains, puis rejoint Mende plus à l'Ouest.

Les sources de l'Allier et du Chassezac sur le causse de Chasseradès, la source du Lot au Sud de la montagne du Goulet, situent ces bassins-versants dans leur partie le plus en amont hydraulique, à des altitudes comprises entre 1 300 et 1 500 m. On est ici, à 2 km au Sud-Ouest de Belvezet, entre le causse Montbel au Nord et la montagne du Goulet au Sud, sur le point triple des bassins de la Loire, d'Adour-Garonne et de Rhône-Méditerranée.

● **Régime des cours d'eau.** La nature cristalline des formations dominantes plutôt imperméables, associée à des conditions climatiques méditerranéennes avec des précipitations brutales, se traduit par des écoulements de surface très irréguliers. Le régime hydraulique temporairement torrentiel, avec de fortes crues observées entre octobre et mars, passe par des étiages très sévères en fin de saison estivale.

Des barrages ont été édifiés sur ces cours d'eau pour en régulariser les écoulements :

- barrage de Naussac sur l'Allier, à quelques kilomètres du Nord de Langogne ;
- barrage de Rachas sur le Chassezac au Sud de Prévencières, et barrage projeté de Puylaurent à 3 km au Nord-Ouest ;
- barrage sur l'Altier, au Nord de Villefort.

● **Utilisation des eaux de surface.** Tant pour les besoins domestiques que d'AEP, l'utilisation des eaux de surface ne peut être que tolérée, dans la mesure où le contexte d'environnement est peu agressif. C'est le cas des barrages et prises en rivière de Châteauneuf-du-Randon, du Bleynard, de Bagnols-les-Bains, de Chasseradès. La vulnérabilité aux risques de pollution et la nécessité de traiter ces eaux, conduisent cependant à recommander l'utilisation des eaux souterraines par captages de sources, puits ou forages.

Eaux souterraines

● **Nappes alluviales.** Les cours d'eaux principaux – Allier, Chassezac, Altier, Lot –, dans un contexte géomorphologique très incisé, présentent des formations alluviales caillouteuses de puissance et d'extension souvent limitées à quelques mètres.

Dans la plaine du Lot, à l'aval de Bagnols-les-Bains, dans la partie concave de certains méandres de l'Altier, du Chassezac et de l'Allier (secteurs des Rochettes, Altier, Prévencières, La Bastide, Laveyrune), des puits peu profonds avec drains latéraux, et des dispositifs d'injection-réalimentation bénéficiant du pouvoir de filtration naturelle des sables et graviers, peuvent être envisagés.

● **Aquifères karstiques.** Le causse de Masseguin, au Sud-Ouest, dans le prolongement oriental du causse de Mende, s'étend au Sud de Sainte-Hélène et de Chadenet ; au-delà, vers l'Est, on trouve les causses du Bleynard et de la Volte ; le causse de Montbel, entre Belvezet, Laubert et Allenc, et enfin le causse de Chasseradès au Nord-Est du Goulet. Ils constituent autant d'unités karstiques d'extension modeste, ou causses « satellites », dans lesquels, cependant, la plupart des formes de surface sont bien représentées : dolines, grottes, avens, gouffres, pertes, rivières souterraines, résurgences.

Dans l'aquifère karstique supérieur (calcaires et dolomies du Bajocien et de l'Aalénien), les sources apparaissent au contact des marnes sous-jacentes, en position topographique élevée : source de Sainte-Hélène (5.9), du Vitrolles (5.10), du Mont-la-Tour (5.25) autour de Masseguin.

Dans les systèmes karstiques inférieurs (Lias), les phénomènes karstiques les plus importants sont observés sur le causse de Montbel, avec les pertes ou gouffres des Crozes ou du Grand-Cross (2.1) et du Cross d'Orogio (2.14), la Fouont de Bazenne (1.3) captée pour Allenc. Les émergences du Mazel (source de la Gourgue : 5.24) et l'exurgence « trop-plein » des Baumettes (5.23), situées en amont d'Allenc, sont en relation avec ces pertes (traçages réalisés en 1992 par le spéléo-club de la Lozère ; cf. tableau 2, en annexe). La perte de Rouffiac (2.13) sur le Chassezac, réapparaît quant à elle à quelques centaines de mètres en aval de Belvezet.

La grotte et rivière souterraine du Pré-du-Mazel (7.2), développée sur près de 4 000 m au Sud-Est de Mirandol, est située en partie nord de la montagne du Goulet. Ce sont les derniers témoins de karsts « perchés » à potentialités locales intéressantes, bien que leurs possibilités de réserves soient modestes.

● **Aquifères du socle.** Les granites, schistes, gneiss et micaschistes, qui dominent très largement les affleurements de la feuille, présentent en général un manteau superficiel d'altération caillouteux ou arénisé susceptible de donner naissance à des sources à débit régulier mais faible, le plus souvent inférieur à 1 l/s.

Les eaux sont froides (5 à 10° C), peu à très peu minéralisées (moins de 70 mg/l), à caractère acide et agressif marqué.

Plus en profondeur, des failles et des fractures associées aux discontinuités texturales sont le siège de circulations souterraines intéressantes. Le processus alliant la fonction conductrice de ces discontinuités à la fonction capacitive qui résulte de l'emmagasinement et de la porosité des altérites sus-jacentes, conduit à l'obtention de débits potentiels de 1 à 10 m³/h ou plus par forage.

La réalisation de forages est encore peu fréquente (AEP d'un hôtel à La Bastide : 4.210) mais mérite d'être encouragée compte tenu des possibilités optimales de protection de ces captages, de la pérennité assurée de la qualité de l'eau et des débits mobilisables.

Dans le tableau 3 (en annexe), sont indiquées les prises d'eau, sources, pertes et cavités naturelles les plus importantes, montrant à l'évidence le nombre de petits captages en secteur de socle qui desservent par gravité les villages et hameaux de taille modeste. On y retrouve les sources thermales de Bagnols-les-Bains (5.5 et 5.6).

Eaux thermales de Bagnols-les-Bains

Le gisement hydrothermal et minéral de Bagnols-les-Bains comprend une série d'émergences issues des schistes et micaschistes du socle affleurant. Connue et aménagée par les Romains, cette station thermale a fait l'objet de travaux de réfection et de complément des captages. Des forages sont projetés pour recouper en profondeur les venues thermominérales.

Ce sont des eaux sulfurées, bicarbonatées sodiques, très riches en fluor et en sulfates, présentant une odeur notable d'hydrogène sulfuré. La température des émergences se situe entre 30 et 42° C. Les débits naturels ou d'exploitation sont compris entre 0,5 et 7 m³/h, avec un débit global d'environ 11 à 12 m³/h (captage Romain, bassins et puits de pompage).

L'utilisation thérapeutique de ces eaux concerne les affections rhumatismales (arthrose, arthrite chronique), les maladies des voies respiratoires (laryngite, sinusite, asthme), les séquelles de traumatismes ostéo-articulaires, de blessures et d'opérations.

RESSOURCES MINÉRALES

Les caractéristiques des gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans le tableau 4 (en annexe).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

1. L'itinéraire part de Laubert, village situé sur la RN 88, une dizaine de kilomètres au Sud de Châteauneuf-de-Randon (fig. 7, en pages centrales). À la sortie sud de ce village, prendre la D6 en direction du plateau du Palais-du-Roi et du lac de Charpal ; à la limite de la carte, le granite de la Margeride affleure sous forme d'énormes boules.

2. Revenir vers Laubert et prendre la RN 88 vers le Sud en direction de Mende. Après environ 1 km, près du lieu-dit L'Esclancide, la tranchée de la RN 88 recoupe le granite associé à une masse sombre de vaugnerite d'âge contemporain.

3. Au Nord-Ouest du village de Pelouse, la paléosurface d'altération est bien visible sur une coupe du granite et de sa couverture sédimentaire.

4. Continuer la RN 88 jusqu'au hameau des Salces. Prendre alors la D 74 jusqu'au village des Salleles. À la sortie nord de ce village, dans la tranchée de la D 27, le granite est affecté, sur une dizaine de mètres, par des transformations hydrothermales : rubéfaction des feldspath et chloritisation des biotites, avec disparition du quartz (épisyénilitisation) dans l'axe d'un accident E-W.

5. Continuer la D 27, au-delà d'Allenc en direction du hameau de La Prade. Au Sud-Ouest du hameau, dans la boucle de la voie ferrée, une carrière montre, sur 8 m de hauteur, un ensemble de calcaires, argileux à la base puis sparitiques et enfin à entroques. L'ensemble représente le Sinémurien « supérieur » ou Lotharingien.

6. Dans le même secteur, immédiatement au Sud de Larzalier, la butte de Chaumont montre la suite de l'affleurement précédent. Dans cette coupe, on peut reconnaître de bas en haut :

— des calcaires argileux à cassure sombre mais à patine gris clair, fossilifères (gastéropodes, lamellibranches, débris d'ammonites et de bélemnites), indiquant le Carixien ;

— un ensemble de marnes noires et marnes grises, bleutées vers le sommet, formant des croupes dans la topographie, représentant le Domérien, le

Toarcien et l'Aalénien inférieur. Vers le milieu, ces marnes renferment quelques bancs calcaires minces se débitant en plaquettes (schistes carton). Vers le sommet, la sédimentation devient de plus en plus calcaire (Aalénien à *Cancellolophycus* et silex, puis calcaires à entroques et silex du Bajocien inférieur, mal visibles).

7. Regagner la D 27 et redescendre vers le Sud pour rejoindre la D 901 dans la vallée du Lot, au niveau de Chadenet. Prendre la D 901 en direction de Mende. En bordure de la route, 2 km environ avant le village de Sainte-Hélène, on peut observer le contact entre le socle granitique arénisé et l'Hettangien inférieur : bancs gréseux à ciment dolomitique brun (dolomie brune à grains de quartz), avec des passages de dolomie brune en plaquettes. Cette dernière est seule représentée au sommet de l'affleurement.

8. 800 m plus loin, toujours à l'Est de Sainte-Hélène, peut être observé un affleurement de calcaire beige clair à rares intercalations d'argile gris verdâtre, de l'Hettangien supérieur.

9. Au Sud de Sainte-Hélène, bel affleurement très fossilifère de marnes grises du Toarcien—Aalénien, avec à la base les schistes carton du Toarcien inférieur et au sommet la falaise bathonienne du causse du Masseguin.

10. Au niveau des premières maisons de Sainte-Hélène, en bordure de la D 901, affleurement de calcaire oolitique en falaise : barre du Sinémurien.

11. Après l'épingle de la D 901, au niveau du village de Sainte-Hélène, affleurement de l'Hettangien supérieur. À la base, gros bancs ; au-dessus, bancs calcaires bien nets avec intercalations de lits d'argile bleue.

12. Revenir alors en direction du Bleymard et, à Bagnols-les-Bains, prendre vers le Nord-Est la petite route conduisant au Mazas. En bordure de cette route, 250 m environ avant le hameau, affleure l'Hettangien supérieur, en petits bancs de calcaire jaune et belles intercalations d'argile verte.

13. Revenir à Bagnols-les-Bains et reprendre la D 901 en direction du Bleymard. Entre Bagnols-les-Bains, et Le Tournel, très nombreux affleurements de micaschistes, micaschistes quartzeux et gneiss à cordiérite-andalousite constituant ici l'horizon inférieur des formations micaschisteuses (ensemble méridional). Ces formations sont localement exploitées en petites lauzières.

14. Suivre la D 901 en direction du col des Tribes. Entre le lieu-dit La Remise (carrefour entre la D 901 et la D 20) et le pont du Lot, nombreux affleurements de schistes sériciteux lamelleux.

15. 1 500 m environ après le col, juste avant un premier talweg, affleure le Sinémurien ; il s'agit ici de calcaires à entroques et lits de silex (nombreuses bélemnites et un banc à polypiers).

16. 500 m plus loin, après un second talweg, affleurement d'Hettangien, avec des calcaires sublithographiques gris-bleu à la base (Hettangien

inférieur), sur 5 à 6 m de hauteur, puis, visible dans le virage, le sommet passant à des calcaires noduleux gris, fins, sparitiques, puis à des calcaires dolomitiques roux à beiges.

17. 400 m plus loin, à l'embranchement de la route vers Malecombe, on peut observer le contact du socle métamorphique (ici des schistes sériciteux lamelleux) et de l'Hettangien (calcaire en plaquettes de couleur chamois puis calcaire bleu sublithographique).

18. 400 m plus loin, prendre l'embranchement vers Cubières ; dans la descente vers le village, nombreux affleurements de schistes sériciteux lamelleux. Traverser le village et continuer en direction de Lozeret ; 300 m au Sud-Ouest de Cubières, dans un virage, affleurement de calcaire dolomitique en gros bancs avec interbancs d'argile bleu-vert (Hettangien supérieur).

19. Regagner la D 901 et prendre vers l'Est en direction d'Altier. Jusqu'à l'embranchement vers Villes-Hautes, ce sont les termes lamelleux des schistes des Cévennes qui prédominent. Entre Villes-Hautes et l'embranchement de Villes-Basses, la D 901 traverse des quartzites lités puis, jusqu'au château du Champ en amont d'Altier, ce sont à nouveau les termes lamelleux qui sont généralement prédominants.

20. De part et d'autre du village d'Altier, depuis le château du Champ jusqu'à l'embranchement vers Combret, la D 901 traverse une importante formation de quartzites massifs.

21. Pour gagner l'ensemble septentrional, remonter au col des Tribes, et regagner, au lieu-dit La Remise, le carrefour avec la D 20. Prendre cette route vers le Nord en direction de Belvezet. À Belvezet, rejoindre la D 6, direction Chasseradès—La Bastide-Puylaurent ; 1 km après Les Chazeaux, nombreux affleurements de gneiss rubano-œillés, en bordure de la route et sur les rives du Chassezac.

22. Environ 1,5 km avant l'embranchement vers L'Estampe, à l'aplomb du puech Méjo, au niveau du pont sur le ruisseau de Jazès, affleurement de leptynite rubano-œillée (ici largement œillée) et de leptynite blanche à muscovite. Dans la petite carrière en bordure de route, on retrouve la leptynite rubano-œillée. 200 m environ après la carrière, en direction de Chasseradès, affleurement de micaschistes à grenat et andalousite, puis nouvel affleurement de leptynite rubano-œillée.

23. Gagner Mirandol. Au pied du viaduc et dans tout le village, nombreux affleurement de gneiss œillés et gneiss rubano-œillés de l'horizon quartzofeldspathique supérieur.

24. Poursuivre la D 6 jusqu'à Chasseradès ; prendre ensuite sur la droite une petite route en direction de Le Mas et L'Hermet. 1 km environ après ce dernier hameau, avant la descente sur la vallée du Rieufroid, un petit chemin forestier part sur la droite. Des gneiss œillés (horizon supérieur) affleurent sur les 200 premiers mètres de ce chemin forestier puis, après le

passage de la faille du Goulet, ce sont des micaschistes à grenat et andalousite qui apparaissent.

25. Revenir sur la route et amorcer la descente vers le Rieufroid. On quitte alors les gneiss œillés pour des gneiss à sillimanite avant d'atteindre, au pont sur le Rieufroid, l'horizon quartzo-feldspathique inférieur représenté ici par des gneiss leptyniques rubano-œillés portant les marques d'une discrète mobilisation.

26. Rejoindre Chasseradès et reprendre la D 6 en direction de La Bastide. Au premier carrefour, prendre à droite la route en direction de Puylaurent. 1 km après ce hameau, avant la première épingle amorçant la descente sur le ruisseau des Gouttes, affleurement de leptynite de l'horizon quartzo-feldspathique inférieur.

27. 400 m après l'épingle, bel affleurement de gneiss œillés avec une lentille de vaugnerite. Dans ce secteur, les effets de la migmatisation sont sensibles dans les divers termes quartzo-feldspathiques.

28. Rejoindre Prévenchères et suivre la D 906 vers le Nord, en direction de La Bastide. Après La Molette, le nouveau tracé de la D 906 traverse, jusqu'au hameau du Thort, des schistes sériciteux très lamelleux (schistes des Cévennes).

29. 500 m avant la fin de la rectification, la tranchée de la D 906 recoupe des micaschistes à andalousite et cordiérite avec quelques intercalations de quartzites rubanés à biotite et de rares lentilles métriques de leptynite rose à grain fin.

30. Rejoindre l'embranchement avec la D 4 et prendre la direction Saint-Laurent-les-Bains. Après La Baraque, de part et d'autre de l'épingle, affleurent les quartzites rubanés à biotite affectés ici de plis isoclinaux et montrant une linéation minérale (biotite).

31. Faire demi-tour en direction de La Bastide et regagner l'embranchement avec la D 906. À ce point peut être proposée une boucle supplémentaire offrant de très nombreux affleurements de schistes des Cévennes. Pour suivre cet itinéraire, prendre la D 573 en direction des Fagoux et du Pont-de-Nicoulaud puis, avant le pont sur la Borne, prendre la direction d'Alzons ; 800 m environ avant d'atteindre ce village, prendre la D 151 et regagner l'embranchement avec la D 906.

32. Il est possible, à partir de cette boucle, d'observer les quartzo-leptynites affleurant à l'Ouest du village d'Alzons. Pour ce faire, 1 km environ au Nord d'Alzons quitter la D 151 pour une petite route montant vers les Costes et Peyre-Grosse. À l'aplomb du sommet des Costes (point coté 1002), affleurent plusieurs lentilles de quartzo-leptynites intercalées ici dans des schistes gris sériciteux.

33. Rejoindre La Bastide-Puylaurent et prendre la D 906 vers le Nord en direction de Langogne : le long de cette route, avant Rogleton, affleurent

des gneiss « porphyroblastiques » et des gneiss œillés, également visibles en bordure de la petite route conduisant au village de Serres.

Des renseignements complémentaires intéressant la région peuvent être trouvés dans le **guide géologique régional : Causses, Cévennes, Aubrac** (Rouire et Rousset, 1980), Paris : Masson édit., avec en particulier deux itinéraires :

- itinéraire 8 : d'Alès à Mende par la Cézarenque et le mont Lozère ;
- itinéraire 14 : de Marvejols à Aubenas par Langogne.

BIBLIOGRAPHIE

ARTHAUD F., MATTE P. (1975) – Les décrochements tardi-hercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics*, vol. 25, n° 1-2, p. 139-171.

BAMBIER A., BERGER E., MERGOIL J., VALADAS B., VEYRET Y., WEISBROD A. (1985) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Burzet (840). Orléans : BRGM, 47 p. Carte géologique par A. Weisbrod, J. Mergoil, E. Berger, Y. Veyret, B. Valadas (1981).

BÉRARD P. (1986) – Eaux thermales et eaux minérales en Languedoc-Roussillon. Rapport de synthèse hydrogéologique. Rapp. BRGM 86 SGN 473 LRO.

BÉRARD P., BOURGEOIS M. (1982) – Établissement thermal de Bagnols-Bains (Lozère). Compte rendu du pompage d'essai d'octobre-novembre 1982. Rapp. BRGM 82 LRO 470 PR.

BLOND D. (1978) – Minéralisations (Ba, Pb, Zn) stratiformes et filoniennes du Mésozoïque de la région du Bleymard, Lozère. Thèse, Paris VI.

BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., DONNOT M., (1989a) – The nappes of la Châtaigneraie, southwest Massif Central, France. *Tectonophysics*, 157, p. 69-79.

BOGDANOFF S., D'ARCY D., CIRODDE J.L., COHEN M., MURATET B., PLOQUIN A., STUSSI J.M., VIVIER G. (1989b) – Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Maurs (835). Orléans : BRGM, 91 p. Carte géologique par S. Bogdanoff, J.L. Cirodde, J.L. Feybesse, J. Delfour, A.M. Hottin, B. Muratet, M. Chioddi (1989).

BOIRAT J.M. (1979) – Synthèse sur la répartition des gîtes de fluorine et de barytine dans le Massif central à l'est du sillon houiller. Note BRGM SGN/CMX/GIT, n° 601

BOULADON J. (1958) – Note sommaire sur le gisement de fer du Masseguin et ses relations avec les minéralisations voisines. Rapp. BRGM GL9.

BRGM/DAM – Inventaire du territoire métropolitain, rapports annuels de 1978 à 1987.

BRGM/SGR LANGUEDOC- ROUSSILLON (1982) – Atlas des ressources du sous-sol du département de la Lozère.

BRIAND B., COUTURIÉ J.P., GEFFROY J., GÈZE B. (1979) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mende (862). Orléans : BRGM, 52 p. Carte géologique par B. Briand, G. Peyretti, J.P. Couturié, J. Geffroy, B. Gèze (1979).

CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.P., DIDIER J. (1982) – Âges radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (M.C.F.). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, p. 135-138.

CAEN-VACHETTE M., GAY M., PETERLONGO J.M., PITIOT P., VITEL G. (1984) – Âge radiométrique du granite syntectonique du Gouffre d'Enfer et du métamorphisme hercynien dans la série de basse pression du Pilat (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 229, II, p. 1201-1204.

CHENEVOY M. (1964) – Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du mont Pilat (Massif central) et leur histoire cristallogénétique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 55-63.

CHENEVOY M. (1970) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille St-Étienne (745). Orléans : BRGM, 19 p. Carte géologique par M. Chenevoy, J.M. Peterlongo, P. Pruvost, J. de Maistre, A. Bonte, G. Waterlot, P. Comte (1970).

CHEVALIER L. (1840) – Les eaux thermales de Bagnols.

CHUBERT B., GIROD M. (1974) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Langogne (839). Orléans : BRGM, 16 p. Carte géologique par B. Choubert, M. Girod (1974).

COLLIN-DUFRESNE Y., FONTEILLES M., PÉLISONNIER H. (1959) – Indice de scheelite sur la bordure granitique du mont Lozère. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, n° 6, t. 248, p. 830.

COSTA S. (1989) – Âge radiométrique ^{39}Ar - ^{40}Ar du métamorphisme des séries du Lot et du charriage du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (M.C.F.). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 309, II, p. 561-567.

COSTA S. (1990) – De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar . Thèse, Montpellier, 441 p.

COUMOUL A. (1979) – Éléments prévisionnels pour une recherche de minéralisations Pb-Zn dans le Lotharingien de la bordure orientale des Grands-Causse. Rapp. BRGM 79 RDM 064 FE.

COUTURIÉ J.P. (1977) – Le massif granitique de la Margeride (Massif central français). Thèse État, Clermont-Ferrand, 319 p.

COUTURIÉ J.P., CAEN-VACHETTE M. (1980) — Âge westphalien du leucogranite recoupant le granite de la Margeride. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, sér. D, p. 43-45.

COUTURIÉ J.P., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1979) — Âge namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 289, sér. D, n° 5, p. 449-453.

DAMIANI L., FEUGUEUR L. (1958) — Recherches préliminaires de barytine dans le Gard, la Lozère et l'Hérault. Rapp. BRGM A 1427.

DELBOS L. (1962) — La mine du Bleymard et son cadre géologique. Mém. D.P.G., univ. Clermont-Ferrand.

DEMAY A. (1948) — Tectonique antéstéphanienne du Massif central. Paris : Imprimerie nationale, 246 p.

DESPREZ N. (1962) — Recherches sur le site thermominéral de Bagnols-les-Bains. Rapp. BRGM D 562 A 16.

DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) — Palaeozoïc granites from the French Massif Central, age and origin studied by the ^{87}Rb - ^{87}Sr system. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35, p. 131-134.

ELMI S., FABRE J., PELLET J., GOTTIS M., ROGER G., LEFÈBVRE A., GRAS H., DUMAS P., KUNTZ P. (1967) — Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000), feuille Alès (209). Paris : Service Carte géol. Fr., 48 p. Carte géologique par P. Lapadu-Hargues, B. Gèze, J. Pellet, J. Fabre, G. Germa, O. Horon, A. Lefèbvre, J. Rouire, J. Servat, R. Duplan, G. Fabre, L. Cayeux (1967).

ELMI S., FEYS R., SAMAMA J.C., WEISBROD A. (1974) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Largentière (864). Orléans : BRGM, 19 p. Carte géologique par A. Weisbrod, S. Elmi, R. Feys, J.C. Samama (1974).

EMBERGER A., PÉRICHAUD J.J. (1979) — Carte des ressources minérales du Massif central à 1/1 000 000, introduction à la connaissance des gisements miniers. Orléans : BRGM édit.

EULRY M., VARGAS J.M. (1979) — Les altérations météoriques antéliasiques des Cévennes méridionales. Leur rôle dans la métallogenèse des concentrations uranifères. Thèse 3^e cycle. I.N.P.L., Nancy, 388 p.

FABRE G. (1873). — Sur la preuve de la submersion du mont Lozère à l'époque jurassique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), t. 1, p. 306.

FABRE G. (1889) — Carte géol. France (1/80 000), feuille Largentière (197), 1^{re} édition. Paris : Serv. Carte géol. Fr. Notice explicative par G. Fabre (1889).

FORESTIER F.H. (1961) – Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (M.C.F.). Thèse État, Clermont-Ferrand.

GARDIEN V. (1990 a) – Reliques de grenat et staurotide dans la série métamorphique de basse pression du mont Pilat (Massif central français) : témoin d'une évolution tectono-métamorphique polyphasée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 310, II, p. 233-240.

GARDIEN V. (1990 b) – Évolutions P-T et structures associées dans l'Est du Massif central français : un exemple d'évolution thermomécanique de la chaîne paléozoïque. Thèse E.N.S. et U.C.B., Lyon, 168 p.

GRANPRAT M. (1978) – Les gîtes fluorés des confins de la Lozère et de la Haute-Loire. Recherche de guides pétrographiques et structuraux. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 211 p.

GUIHOT P. (1987) – Failles normales ductiles et mécaniques d'amincissement d'une croûte épaissie : l'exemple du mont Pilat (Loire). DEA, Montpellier, 95 p.

HAAS H., MOIROUD B. (1980) – Le filon barytique de Daufage, Lozère, Chasseradès, exploration aval par sondages. Rapp. BRGM 80 RDM 019 FE.

HORON O., MÉGNIEN C., ROUIRE J. (1957) – Étude de la série sédimentaire des environs du Bleymard, Lozère. Rapp. BRGM A 1197.

LABOUÉ M. (1982) – Étude structurale du massif granitique de la Margeride. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 150 p.

LANN M. (1954) – Description des gîtes métallifères de la Lozère et des Cévennes occidentales. *Ann. mines*, t. 6.

LAPADU-HARGUES P. (1947) – Les massifs de la Margeride et du mont Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 46, n° 222, p. 420-432.

LAPADU-HARGUES P. (1948) – La faille de la Borne et ses minéralisations. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. XVIII, p. 37-50.

LAPADU-HARGUES P. (1949) – Sur la présence de phtanite dans la série cristallophyllienne de la Lozère (Massif central français). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 159-160.

LAPADU-HARGUES P., ROUIRE J. (1966) – Notice explicative. Carte géol. France (1/80 000), feuille Largentière (197), 3^e édition. Paris : Serv. Carte géol. Fr., 12 p. Carte géologique par P. Lapadu-Hargues, R. Felenc, F. Foglierini, J.P. Lenoble, O. Rogel, J. Glaçon, J. Rouire, Y. Collin-Dufresne, O. Horon, C. Megnier (1966).

LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET M., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 605-618.

LEROY J. *et al.* (1977) – Nouvelles données sur les relations tectonique-métamorphisme et magmatisme dans les Cévennes médianes. 2^e R.A.S.T., p. 315.

LOCHON P., CHENEVOY M., DUTHOU J.L., GAY M. (1986) – Âge de la tectonique et du métamorphisme de basse pression dans le Vivarais. 11^e R.A.S.T., Clermont-Ferrand, p. 114.

LONGCHAMBON H. (1935) – Sur la structure des Cévennes dans la région définie par la feuille de Largentière au 1/80 000. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 201, p. 398.

LONGCHAMBON H. (1939) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Largentière (197), 2^e édition. Paris : Serv. Carte géol. Fr. Notice explicative par H. Longchambon (1939).

LOUGNON J. (1957) – Notice sur le gisement du Bleyard, Lozère. Rapp. BRGM A 1105.

MACAUDIÈRE J., MARIGNAC C., WEISBROD A. (1987) – Grandes nappes synschisteuses collisionnelles dans la catazone hercynienne des Cévennes médianes (Massif central, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, II, 19, p. 1195-1198.

MALAVIEILLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M., GARDIEN V. (1990) – Collapse of the thickened variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St-Étienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, p. 139-145.

MARIGNAC C., LEROY J., MACAUDIÈRE J., PICHAVANT M., WEISBROD A. (1980) – Évolution tectono-métamorphique d'un segment de l'orogène hercynien : les Cévennes médianes, Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, p. 605-608.

MATTAUER M., BRUNEL M., MATTE P. (1988) – Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 306, II, p. 671-676.

MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1976) – Argumentation en faveur de chevauchement de type Himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif central français. Coll. intern. CNRS, Sèvres, p. 261-267.

MELOUX J. (1978) – Carte des gîtes minéraux de la France (1/500 000) feuille de Lyon. Orléans : BRGM édit.

MIAHLE J. (1980) – Le massif granitique de la Borne (Cévennes). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand II.

MONTEL J.M., MARIGNAC C., BARBEY P., MACAUDIÈRE J., PICHAVANT M., WEISBROD A. (1993) – In D. Santallier *et al.* : « Metamorphic evolution of the French Massif Central ». In : « Pre-Mesozoic terranes in France and related areas », D. Keppie & A. Pique eds., Springer Verlag (sous presse).

MONTEL J.M., MARIGNAC C., BARBEY P., PICHAVANT M. (1992) – Thermobarometry and granite genesis : the Hercynian low-P, high-T anatectic dome (French Massif Central). *J. Metamorphic Geol.*, 10, p. 1-15.

MONTEL J.M., WEISBROD A. (1986) – Characteristics and evolution of « vaugneritic magmas », an analytical and experimental approach of the example of the Cévennes médianes (French Massif Central). *Bull. minéralogie*, 109, p. 575-587.

NÉGRON J. (1979) – Pétrologie et géochimie des formations quartzofeldspathiques de la série mésozonale du Chassezac (Lozère, Massif central français). Thèse 3^e cycle, Lyon, 175 p.

PATRAS M. (1955) – La rivière souterraine du Pré-du-Mazel. *Bull. Soc. sci. lettres et arts Lozère.*, p. 107-111, 1 plan.

PELLET J. (1965) – La faille de Villefort, portion cévenole d'une « dislocation régordande ». *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, n° 13, p. 3724-3727.

PELLET J. (1972) – Données lithologiques et structurales sur les terrains cristallins cévenols affectés par l'accident de Villefort. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 282, t. LXI.

PIN C. (1979) – Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 205 p.

PIN C., LANCELOT Y. (1982) – U-Pb dating of on Early Palaeozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-12.

PLOQUIN A., STUSSI J.M. (1993) – Felsic plutonism and volcanism in the Massif Central. In : « Pre-Mesozoic terranes in France and related areas », D. Keppie & A. Pique eds., Springer Verlag (sous presse).

POUL X., (1984) – Station thermale de Bagnols-les-Bains (Lozère). Rapp. BRGM 84 LRO 554 PR.

PUPIN J. (1976) – Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Bases de la méthode typologique. Application. Thèse État, Nice.

PUPIN J. (1980) – Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.

RAYNAUD S. (1979) – La rupture fragile du granite de la Borne (Cévennes), de l'échelle du massif à l'échelle du minéral. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

RESPAUT J.P. (1984) – Géochronologie et géochimie isotopique U-Pb de la minéralisation uranifère de la mine des Pierres-Plantées (Lozère) et de son encaissant : le massif granitique de la Margeride. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

RICHER F. (1964) – Étude géologique et métallogénique de la région de Badaroux–Bagnols-les-Bains (Lozère). Thèse 3^e cycle, Paris.

RISLER J.J. (1977) – Compte rendu des travaux de recaptage de la source d'eau minérale n° 1 (dite à 41° C) de Bagnols-les-Bains (Lozère). Rapp. BRGM 77 SGN 659 MCE.

R'KHA CHAHAM K. (1989) – Étude pétrologique et structurale de l'ensemble orthogneissique de l'arc de Fix (M.C.F.). Thèse doct. univ. Clermont-Ferrand, 172 p.

R'KHA CHAHAM K., COUTURIÉ J.P., DUTHOU J.L., FERNANDEZ A., VITEL G. (1990) – L'orthogneiss œillé de l'arc de Fix : un nouveau témoin d'âge cambrien d'un magmatisme hyperalumineux dans le Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 311, sér. II, p. 845-850.

ROSIQUE A. (1963) – Résultats de la campagne de recherche 1962-1963 au Bleyard. Rapp. BRGM DRMM 63 A8.

ROUSSET C. (1986) – Le cadre linéaire du Sud-Est de la France, à partir d'observations nouvelles sur son rôle dans la sédimentation tardi- à post-hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. II, n° 3, p. 487-497.

SABOURDY G., BERTHELAY J.C. (1977) – Premiers résultats de l'étude des granites à biotite et à deux micas du mont Lozère. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 133-136.

SANTALLIER D., LARDEAUX J.M., MARCHAND J., MARIGNAC C. (1993) – Metamorphic evolution of the French Massif Central. In: « Pre-Mesozoic terranes in France and related areas », D. Keppie & A. Pique eds., Springer Verlag (sous presse).

SIMPSON C. (1985) – Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, 7, 5, p. 503-511.

SURGET C. (1984) – Les concentrations uranifères intramétamorphiques sous les paléosurfaces anté-mésozoïques et cénozoïques. Thèse I.N.P.L., Nancy.

TOTEU F. (1981) – Utilisation des analyses chimiques minéralogiques et microstructurales dans la reconstitution des événements tectono-métamorphiques des formations polycycliques. Exemple du Vivarais cristallin, Ardèche (France). Thèse 3^e cycle, Nancy.

TOTTEU F., MACAUDIÈRE J. (1984) – Complex synkinematic and postkinematic garnet porphyroblast growth in polymetamorphic rocks. *J. Struct. Geol.*, 6, n° 6, p. 677-684.

VAN MOORT J.C. (1966) – Les roches cristallophylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du mont Lozère. *Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand*, n° 31, 278 p.

VETTER P. (1971) – Le Carbonifère supérieur et le Permien du Massif central. *Symposium J. Jung. Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit.*, p. 169-213.

VIALETTE Y., SABOURDY G. (1977) – Âge et origine des granitoïdes du mont Lozère dans le Massif central français. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 3, p. 127-129.

VIARD M. (1981) – Lithostratigraphie et pétrologie des formations métamorphiques du versant nord du mont Lozère, Massif central français. Thèse 3^e cycle, Lyon, 161 p.

WEISBROD A. (1967) – Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes. *Sci. Terre*, vol. 12, n° 4, p. 301.

WEISBROD A. (1968) – Étude structurale des Cévennes médianes : I, Formations catazonales du bassin de l'Ardèche. *Sci. Terre*, t. XIII, n° 3, p. 257-305.

WEISBROD A. (1970a) – Étude structurale des Cévennes médianes. II : Domaine du bassin de l'Allier et des schistes des Cévennes. Conclusions. *Sci. Terre*, t. XV, n° 1, p. 5-44.

WEISBROD A. (1970b) – Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif central français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse., Nancy, 4 vol.

WEISBROD A., MERGOIL J., BERGER E., VEYRET Y., VALADAS B. (1981) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Burzet (840). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. Bambier, E. Berger, J. Mergoil, B. Valadas, Y. Veyret, A. Weisbrod (1985).

WEISBROD A., PICHAVANT M., MARIGNAC C., MACAUDIÈRE J., LEROY J. (1980) – Relations structurales et chronologiques entre le magmatisme basique, les granitisations et l'évolution tectono-métamorphique tardi-hercynienne dans les Cévennes médianes (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, p. 665-668.

WEISBROD A., SAMAMA J.C., ELMI S., BERGER E., FEYS R. (1974) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Largentière (864). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Elmi, R. Feys, J.C. Samama, A. Weisbrod (1974), 19 p.

Principaux documents et travaux consultés

Pour la partie relative aux formations cristallophylliennes, cette notice tire parti des mémoires de J. Négron (1979) et M. Viard (1981) dont les données cartographiques et pétrographiques ont été complétées et réinterprétées par B. Briand.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

B. BRIAND, maître de conférences à l'université Lyon I : terrains métamorphiques, évolution du socle hercynien.

R. COMBÉMOREL, maître de conférences à l'université Lyon I : terrains sédimentaires secondaires.

J.P. COUTURIÉ, maître de conférences à l'université Clermont-Ferrand II : roches magmatiques et filoniennes.

P. BÉRARD, ingénieur géologue au BRGM : hydrogéologie.

C. VAUTRELLE, ingénieur géologue au BRGM : tableaux des gîtes minéraux.

Présentation au C.C.G.F. : 30 juin 1989

Acceptation de la carte et de la notice : 24 mars 1992

Impression de la carte : 1994

Impression de la notice : juin 1993

ANNEXES

TABLEAU 1 – ANALYSES REPRÉSENTATIVES DES FORMATIONS QUARTZO-FELDSPATHIQUES, AMPHIBOLITIQUES ET GRANITIQUES CARTOGRAPHIÉES

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO₂	76,10	74,35	70,60	69,90	70,75	74,35	71,60	46,48	69,55	66,30	69,70	72,80
Al₂O₃	12,80	14,25	15,05	14,80	14,60	13,10	14,10	17,58	16,15	16,25	13,90	14,85
Fe₂O₃	00,01	00,07	00,12	00,17	00,19	00,10	–	00,69	01,25	01,70	00,65	01,20
FeO	00,53	01,04	02,15	02,66	01,91	01,35	01,49	10,28	00,50	02,10	01,98	–
MnO	00,02	00,03	00,04	00,04	00,03	00,03	00,03	00,23	tr	00,05	00,06	00,03
MgO	00,18	00,04	00,79	01,04	00,68	00,24	00,48	05,44	01,00	02,65	01,70	00,60
CaO	00,53	00,63	00,47	01,31	01,26	00,41	00,85	07,85	00,70	02,10	02,00	00,60
Na₂O	02,90	03,23	02,85	02,71	02,76	02,29	03,43	03,18	03,45	02,80	02,70	03,69
K₂O	04,81	04,07	05,09	04,53	05,19	05,75	05,47	00,99	05,00	04,75	05,40	05,01
TiO₂	00,12	00,07	00,30	00,48	00,31	00,12	00,19	04,21	00,45	00,75	00,60	tr
P₂O₅	00,30	00,54	00,24	00,26	00,25	00,47	00,27	00,45	00,15	00,10	–	–
P. Feu	00,79	01,23	01,77	01,47	01,20	01,08	00,80	02,57	01,35	00,60	00,98	–

1 : leptynite rubano-œillée (λ) ; 2 : leptynite blanche à muscovite (λ) ; 3 : orthogneiss rubano-œillé (${}_o\zeta\gamma^3$) ; 4 : orthogneiss grenu (${}_g\zeta\gamma^3$) ; 5 : métagranite (${}_g\zeta\gamma^3$) ; 6 : gneiss leptynique rubané (${}_r\zeta\lambda$) ; 7 : gneiss « porphyroblastique » (${}_r\zeta\lambda$) ; 8 : amphibolite de La Bastide ($\zeta\delta^{11}$) ; 9 : granite de la Margeride (${}_p\gamma^{3M}$) ; 10 : granite de la Margeride, faciès sombre (${}_p\gamma^{3b}$) ; 11 : granite de la Borne (${}_p\gamma^{3B}$) ; 12 : granite à cordiérite des Laubies (γ^2) - Analyses 1-8, *in* Négron, 1979 ; 9-10, *in* Couturié, 1977 ; 11, *in* Miahle, 1980 ; 12, *in*, Sabourdy et Berthelay, 1977.

TABLEAU 2 – RELATIONS HYDRAULIQUES DÉMONTRÉES PAR TRAÇAGES

N°	Point d'injection et auteurs	Date	Indice BRGM	Coor. Lambert		Alt m	Point de répartition	Indice BRGM	Coor. Lambert		Alt. m	Dist. en m	Temps en h
				x	y				x	y			
1	LE GRAND-CROSS lieu-dit « Les Crozes » Causse de Montbel S.C. Lozère	12.04.92	863.2.1	709,74	254,48	1 200	Source de la Gourgue (ou du Mazel)	863.5.24	706,65	250,28	1 080	5 200	20
							Exsurgence des Baumettes (trop-plein de la Gourgue)	863.5.23	706,78	250,36	1 082	5 050	20
2	LE CROSS D'OROGIO Causse de Montbel S.C. Lozère	13.06.92	863.2.14	709,09	252,59	1 205	Source de la Gourgue (ou du Mazel)	863.5.24	706,65	250,28	1 080	3 350	< 48
							Exsurgence des Baumettes (trop-plein de la Gourgue)	863.5.23	706,78	250,36	1 082	3 200	< 48

**TABLEAU 3 – PRISES D'EAU, SOURCES, PERTES ET CAVITÉS NATURELLES
IMPORTANTES ARCHIVÉES AU BRGM**

Indice BRGM	Coordonnées		Alt. m	Dénomination
	x	y		
863.1.1	703,39	255,29	1 255	Sources Gely, AEP de Lambert Fouont de Bazenne, AEP d'Allenc
1.3	705,98	251,59	1 125	
863.2.1	709,74	254,48	1 200	Perte du Grand-Cross, color S.C. Lozère n° 1, Belvez Perte de Rouffiac du Chassezac, réapp. en aval de Belvezet Perte du Cross D'Orogio, color. S.C. Lozère n° 2
2.13	711,60	253,09	1 167	
2.14	709,90	252,59	1 205	
863 3.4	716,50	255,10	1 380	Prise d'eau sur l'Allier, AEP de Chasseradès Source de la Sagnette, AEP de Mirandol
3.7	717,20	251,51	1 150	
863 4.1	727,59	254,85	930	Source des Anninas Source de la Grande Combe Source de la Felgère, AEP de La Trappe Forage de l'hôtel du Gévaudan, p = 140 m
4.4	727,83	257,00	1 160	
4.5	727,51	257,42	1 130	
4.210	724,52	256,02	1 030	
863.5.5	705,74	245,77	930	
5.6	705,75	245,76	930	
5.9	700,97	246,48	995	
5.10	700,88	245,24	945	
5.11	704,04	244,00	1 080	
5.23	706,78	250,36	1 082	
5.24	706,65	250,28	1 060	
5.25	702,28	254,91	1 060	
863.6.65	712,92	250,12	1 380	Sources de la Fon de Gerbal, AEP de Belvezet Prise d'eau de la Chan du Mazas, AEP de Larzallier
6.58	710,63	250,02	1 290	
863.7.2	718,37	249,74	1 086	Grotte du Pré-du-Mazel, l = 3 260 m Perte de Treyms
7.11	719,52	243,30	770	
863.8.28	723,99	242,36	800	Prise d'eau sur le ruisseau des Combes, AEP de Combret Source de la Fouon, AEP de Pourcharesses Prise d'eau sur le ruisseau des Gouttes, AEP de Prevenchères
8.32	725,55	242,94	820	
8.34	723,23	249,98	920	

TABLEAU 4 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Beyrac-Eygas	1.4001	Ba, Pb	Quartz Calcite Barytine Galène Chalcopyrite Marcassite	Filon 135° Pendage 80°	Arkose Calcaire Dolomie	Ancienne exploitation. Pas de production connue.
Pelouse	1.4002	Ba, Pb	Quartz Calcite Barytine Galène Chalcopyrite	Filon 120-140° Pendage 70°	Calcaire Dolomie	Anciens travaux. Puits effondrés.
Mine d'Allenc Filons Jeanne et Jeanne-bis	1.4003	Pb	Quartz Barytine Calcite Galène Blende Chalcopyrite Malachite Azurite Pyromorphite	Filon 100-130° Pendage 70-80° Puissance 0,1 à 3 m	Granite Arkose Calcaire Dolomie	Exploitation sur trois niveaux. Descenderies, puits, dépilages. Arrêt en 1911. Production estimée entre 800 et 1 000 t de plomb.
La Peyrouse	1.4004	Ba, Pb	Barytine Galène	Filon 80-90°	Dolomie	Alignement E-W de petits puits.

TABLEAU 4 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Belvezet	2.4001	Ba, Pb	Quartz Barytine Galène	Filon 315°	Calcaire Dolomie	Prospection marteau
Saint-Frezal	2.4002	U			Micaschistes Gneiss	Anomalie, 450 x 150 m de large, reconnue par sondages. Seuls les 15 premiers mètres peuvent renfermer une minéralisation. Teneur 500 à 100 ppm/U.
La Bastide-Puylaurent Le Fraisse Le Travers de Cham-Usclat	4.4001	Ba	Quartz Barytine Fluorine Galène Chalcopyrite Pyrite Blende Azurite Malachite	Filon 135° Pendage 75-90° Puissance: 0,5 à 2 m	Leucogranite	Exploitation en travaux souterrains par la société Pechiney au cours des années 1950-1960. La production est évaluée à 20 000 t de barytine.
Bertail	4.4002	Ba	Quartz Barytine Fluorine Galène	Filon	Micaschistes Granite	Prospection marteau
La Courège	4.4003	Ba	Quartz Barytine	Filon 140°	Granite	Petite exploitation ancienne

TABLEAU 4 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Laveyrune	4.4004	Ba	Quartz Barytine	Filon 100°	Migmatite	Une tranchée de 50 m, éboulée.
Le Masseguin	5.4001	Fé	Hématite Goethite Lépidocrocite	Amas	Micaschistes Dolomie	La faille du mt Lozère renferme 4 lentilles réparties sur 400 m. Production de 1915 à 1932 : 58 000 t de minerai à 50 % Fe et 5 % Mn. Travaux effondrés.
Oustal-Cremat	5.4002	As, Pyr	Quartz Barytine Mispickel Pyrite Tourmaline	Filons 360° Pendage 50-60°	Micachistes	3 galeries de 50 m chacune
La Grave Mine Laget	5.4003	Pb	Quartz Barytine Galène Chalcoppyrite	Filon	Calcaire Dolomie	Ancienne exploitation de plomb
Les Salces 1	5.4004	Pb, Zn	Quartz Galène Blende Chalcoppyrite	Filon	Granite	Puits et galeries effondrés
Bagnols-les-Bains 1	5.4005	Au	Or natif	Placer	Gravier, sable Micaschistes	Un point d'or en batée - Micaschistes à imprégnation de sulfures.

TABLEAU 4 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Mas-Planty	5.4006	Pb, Ba	Quartz Barytine Calcite Galène Chalcopryrite	Filon 110-125° Pendage 80° Puissance : 0,5 à 3 m	Dolomie Calcaire	Ancienne exploitation de plomb, 2 galeries.
Le Mazel	5.4007	Pb, Ba	Quartz Barytine Galène Chalcopryrite	Filon 145°	Dolomie	Puits éboulés, grattages.
Beyrac-Est	5.4008	Pb	Quartz Barytine Galène Chalcopryrite	Filon 115-125° Pendage 70-80° Puissance : 1 à 5 m	Granite Dolomie	Prolongement du filon de Mas-Planty. Puits remblayés.
Les Salles	5.4009	Pb, Ba	Quartz Barytine Calcite Galène	Filon 100°	Dolomie	Petits travaux de reconnaissance.
Salces - 2	5.4010	Pb	Quartz Calcite Galène Chalcopryrite	Filon 305° Pendage 60°	Calcaire, dolomie Arkose	Puits et galerie effondrés.

TABLEAU 4 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Bagnols-les-Bains - 2	5.4011	U	Autunite Silicate U Oxydes de fer Graphite Pyrite	Stratiforme	Micaschistes Quartzite Silt	Fouilles vers 1960. Plan. Compteur et sondages de reconnaissance. Certains échantillons contiennent 0,2 % d'uranium.
Le Tournel	6.4001	Pb, Ba	Quartz Barytine Fluorine Galène Blende Pyrite Chalcopryrite Mispickel Marcassite	Filon 115° Pendage 65-70° Puissance: 2 à 3 m	Micaschistes	Puits et galeries partiellement effondrés. Ancienne exploitation.
Le Bleynard Le Mazel	6.4002	Pb, Zn, Ag	Quartz Calcite Barytine Galène Blende Pyrite Marcassite Chalcopryrite Anglésite Smithsonite Héminorphite Hydrozincite	Stratiforme Filonnets Amas	Calcaire Dolomie	2 panneaux minéralisés, Mazel et Meyrac, séparés par un graben et reliés par une galerie de 1 300 m. À la fermeture en 1963, la mine aurait produit 45 000 t de zinc, 20 000 t de plomb et 44 t d'argent. Le retraitement des haldes anciennes a fourni 20 000 t/Zn et 5 000 t/Pb. On ne connaît pas de réserves.

TABLEAU 4 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Saint-Jean-du-Bleymard	6.4003	U	Coffinite	Amas	Micaschistes	Reconnaissance par sondages. Réserves estimées à 17 t/U métal à la coupure de 850 ppm.
Cheyroux	6.4004	Pb, Ba, F	Quartz Fluorine Barytine Galène	Filon 170° à 190°	Mylonite Dolomie, brèche	Corp siliceux recoupé par un filon. Hydrogéochimie.
Est du col de Tribes	6.4005	Ba, Pb, Zn	Calcite Barytine Galène Blende	Amas Stratiforme	Dolomie	Minéralisation dans les joints de stratification et en remplissage de diaclases.
Orcières-Sud	6.4006	Pb, Zn	Quartz Barytine Blende Galène	Filonnet	Calcaire Dolomie	Recherches par galeries.
Orcières-Ouest	6.4007	Pb, Zn	Quartz Barytine Galène Blende	Filonnets	Calcaire	Une galerie de recherche.
Vareilles	6.4008	Pb	Quartz Galène Calamine	Filonnets	Dolomie	Une galerie effondrée un petit puits intérieur de 2,25 m

TABLEAU 4 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Rouvière	6.4009	Ba, Pb	Quartz Barytine Calamine Galène	Filonnets	Calcaire	Galerie prolongée par un travers-banc de 17 m, dans lequel un puits de 6 m a été foncé.
Pomaret	7.4001	Ba, Pb	Barytine Galène Calamine Cérusite	Amas	Dolomie	Ancienne exploitation, une seule galerie subsiste.
Daufages	7.4002	Ba	Barytine Fluorine Chalcopyrite Galène Pyrite Malachite	Filon 135° Pendage 75° Puissance 3 à 5 m	Schistes Dolomie	Tranchées, galeries en traçage. Dépilages, travaux éboulés. Exploitation de 1950 à 1955. La production a été d'environ 5 000 t de barytine.
Col de Bourdon-Est Le Cruzet	7.4003	Ba, Pb	Calcite Barytine Galène Blende	Stratiforme	Dolomie Brèche	Ancienne exploitation sur plusieurs niveaux.
La Volte, Lanjoigne	7.4004	Ba, Pb	Barytine Calcite Galène Blende	Amas	Dolomie	Une galerie N-S a recoupé un allongement minéralisé orienté E-W.

TABLEAU 4 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Bourdon-Ouest	7.4005	Ba	Barytine Calcite	Filonnets	Dolomie	Une amorce de galerie orientée E-W.
Causse de Cubières	7.4006	Ba	Barytine	Filonnets	Dolomie	Filonnets et brèche à ciment barytique.
Bergognon	7.4007	Ba	Barytine	Filonnets	Dolomie	Petits indices, brèche à ciment barytique.
Le Ranc (Puylaurent)	8.4001	Ba	Quartz Barytine Galène	Filon	Migmatite	Prospection marteau.
L'Hermet - La Fare	8.4002	Ba	Quartz Barytine	Filon	Migmatite	Prospection marteau.
Pourchasse La Garde-Guérin	8.4003	Ba	Quartz Barytine	Filon	Granite	Prospection marteau.
Le Grand-Altier	8.4004	Ba, Pb	Barytine Fluorine Galène Pyrite Marcassite	Filon 90°	Schistes	1 galerie
Fustugères - La Rode	8.4005	Ba, Pb	Quartz Barytine Galène Chalcopyrite	Filon 90°	Granite Micaschistes	Anciens travaux souterrains.
La Baraque	8.4006	U		Stratiforme	Schistes	Pas de minéralisation exprimée, 1 000 à 3 000 c/s SPP2.

TABLEAU 4 – GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Fustugères - Ouest	7.4007	U		Stratiforme	Schistes	2 points radioactifs, > 5 000 c/s après grattages.
Causse de la Fare	7.4008	U		Stratiforme	Micaschistes	7 points anomaux répartis aux alentours du causse. Radioactivité de surface comprise entre 1 000 et 3 000 c/s SPP2.

Dans le cadre de l'inventaire du territoire métropolitain, les prospections géochimiques, alluvionnaires et marteau ont amené la découverte des anomalies et indices suivants :

- Les Sagnes (W) : amphibolites rubanées skarnoïdes. Avec scheelite, pyrite, pyrrhotite.
- Lozerette (W) : mêmes formations que Les Sagnes.
- Oustal-Cremat : minéralisation filonienne à wolframite et mispickel.
- Altier : anomalie As, mispickel et traces d'or en batées.
- Catalayre (W) : filonnet de quartz à wolframite.
- Bagnols-les-Bains - mourre de la Gardille (As, B, W) : fissures à remplissage de quartz et mispickel.
- Roc de l'Église : présence de cassitérite, scheelite et trace d'or en alluvions.
- Pourcharesse : Sn, As.
- Notre-Dame-des-Neiges : As.
- Ferme de la Champ : Sb.
- St-Jean-du-Bleymard : indice d'or alluvionnaire.
- Brajon : volantes d'amphibolite skarnoïde avec scheelite.
- Evers : anomalie W.
- Ravin des Combres (Pb, Zn, Ag) : dans les micaschistes.
- Les Salces (W) : fissures à quartz, tourmaline et wolframite.
- Sagnoles : indices de pyroxénite à imprégnation de scheelite.

