

**CARTE  
GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE  
A 1/50 000**

# LACAUNE

par

M. DEMANGE, J. GUÉRANGÉ-LOZES,  
B. GUÉRANGÉ



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
LACAUNE À 1/50 000**

**par**

**M. DEMANGE, J. GUÉRANGÉ-LOZES, B. GUÉRANGÉ**

**avec la collaboration de**

**J.G. ASTRUC, J.L. TEISSIER, M. MALDINIER,  
J. GALHARAGUE, A.G. MICHARD, C. SERVELLE**

**1995**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

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

— *pour la carte* : DEMANGE M., GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B. (1996). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Lacaune** (987). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Demange, J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé et coll. (1995), 153 p.

— *pour la notice* : DEMANGE M., GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B., avec la collaboration de ASTRUC J.G., TEISSIER J.L., MALDINIER M., GALHARAGUE J., MICHARD A.G., SERVELLE C. (1995). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Lacaune** (987). Orléans : BRGM, 153 p. Carte géologique par M. Demange, J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé (1996).

© BRGM, 1995. 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 : 2-7159-1987-5

# SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTORIQUE DES TRAVAUX</i>	8
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>15</b>
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR—PALÉOZOÏQUE</i>	15
<b>Domaine de la zone axiale : massif de l'Agout</b>	15
<i>Formations métamorphiques</i>	15
<i>Roches éruptives syn- à tardi-tectoniques</i>	32
<i>Roches filoniennes</i>	45
<b>Domaine des monts de Lacaune</b>	46
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	60
<b>ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA ZONE AXIALE</b>	<b>62</b>
<b>ÉVOLUTION TECTONIQUE DES MONTS DE LACAUNE</b>	<b>77</b>
<b>ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE</b>	<b>105</b>
<b>GÉOMORPHOLOGIE</b>	<b>120</b>
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	<b>124</b>
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	124
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	126
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	131
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	132
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>134</b>
<i>ARCHÉOLOGIE</i>	134
<i>SITES CLASSIQUES, SITES CLASSÉS, ITINÉRAIRES</i>	141
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	141
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	147
<b>AUTEURS</b>	<b>148</b>
<b>ANNEXES</b>	
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	150
<i>RÉSULTATS DES FORAGES DE RECHERCHE D'EAU</i>	152
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	153
<b>ENCART : SCHÉMA STRUCTURAL</b>	

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille Lacaune se situe, au Sud du Massif central, dans la Montagne noire — au sens des géologues — et couvre une part des monts de Lacaune, du Somail et de l'Espinouse. Elle se partage entre les départements du Tarn pour la plus grande partie, de l'Hérault pour le tiers sud-est et une très petite partie de l'Aveyron sur sa marge nord.

Le trait dominant du relief est un plateau — le plateau de l'Agout — dont l'altitude décroît de 1 100 m environ à l'Est de la feuille jusque 750-800 m vers l'Ouest. Sur ce plateau subsistent quelques reliefs résiduels qui constituent les points les plus élevés de la région; ces points hauts se situent soit sur la bordure nord de ce plateau: Montgrand (1 267 m), Roc de Montalet (1 259 m), pic de Concord (1 185 m), bois de Lause (1 200 m), puech de Montroucoux (1 172 m), soit sur sa bordure sud, constituant les monts du Somail.

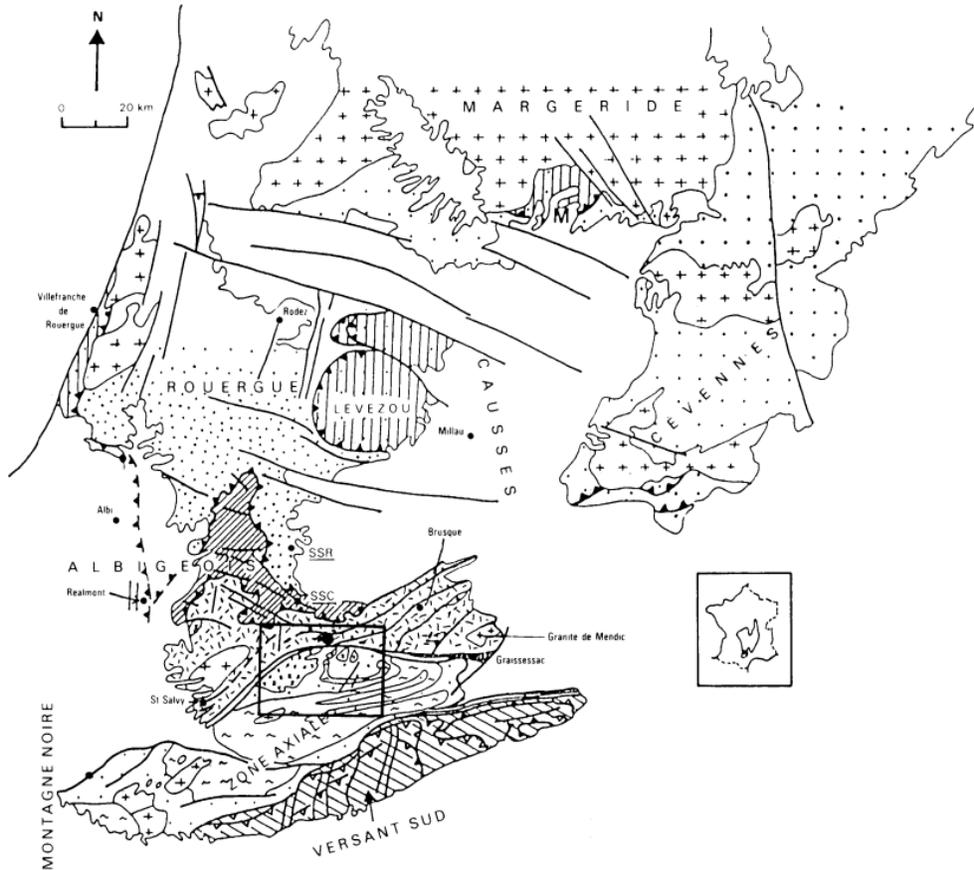
Ce plateau est limité au Sud par l'escarpement abrupt du sillon du Jaur—Thoré (feuille Saint-Pons) (400 m au Cros, dans le coin sud-est de la feuille) et au Nord par le sillon Murat—Lacaune—Brassac (feuille Castres). Au Nord de ce dernier sillon se développe, dans les monts de Lacaune, un pays d'altitude plus faible (500 à 1 000 m), à relief apparemment confus, contrôlé par la structure du substratum (relief appalachien).

La ligne de partage des eaux entre Atlantique et Méditerranée recoupe la partie sud-est de la feuille. Elle est jalonnée par la crête de l'Espinouse, le col de Fontfroide et une série de petits sommets dans le Somail vers Baissescure. Mais la séparation climatique est en fait le rebord du plateau de l'Agout: bien que tributaire de la Méditerranée par l'intermédiaire du Jaur et de l'Orb, la haute vallée du Bureau sur la feuille Lacaune appartient au domaine atlantique et s'oppose aux gorges encaissées des ruisseaux de Coustorgues et de Mauroul qui, eux, appartiennent au domaine méditerranéen.

La majeure partie de la feuille, d'influence atlantique, froide et très arrosée (1 700 mm/an à Fraïsse), est drainée par l'Agout, affluent du Tarn, et ses affluents le Gijou, la Vèbre, le Vernoubre et l'Arn.

### *PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA CARTE*

La feuille Lacaune appartient entièrement au domaine hercynien de la Montagne noire, au sens des géologues, c'est-à-dire à cet ensemble des terrains paléozoïques et cristallins, structurés pour l'essentiel avant



*Domaines plissés et schistosés impliquant des formations d'âge cambro-silurien.*

-  Grandes nappes cristallines internes à matériel ophiolitique et éclogites
-  Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance
-  Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès
-  Domaine des écaillés des monts de Lacaune

---

*Domaines plissés et schistosés impliquant des formations d'âge cambro-namurien A*

-  Zone axiale cristalline de la Montagne noire
-  Granitoïdes précoces
-  Granitoïdes varisques
-  Formations post-orogéniques varisques
-  Principaux chevauchements
-  Cisaillement senestre inverse
-  Limite de la feuille Lacaune

**Fig. 1 - Carte de situation**

le Stéphanien, qui constituent la partie méridionale du Massif central français (fig. 1).

La feuille Lacaune s'étend sur deux des trois domaines qui constituent la Montagne noire : la zone axiale (pour les trois quarts de la feuille) et son versant nord ou monts de Lacaune. Ces deux domaines sont séparés par la « faille des monts de Lacaune », accident majeur dont les jeux successifs seront discutés plus loin dans cette notice. Quoi qu'il en soit, cette « faille » juxtapose deux domaines distincts qui semblent avoir eu des histoires sédimentaires et orogéniques anté-stéphaniennes indépendantes. Bien que les séries impliquées dans chaque domaine soient considérées de même âge et montrent une organisation analogue en deux (ou trois) grands cycles sédimentaires, elles présentent des faciès bien différents, ce qui traduit des domaines paléogéographiques initiaux sans doute assez distants. Quant aux événements tectoniques précoces, il semble vain dans l'état actuel des connaissances de tenter de les corrélés entre les deux domaines.

### **Zone axiale**

La zone axiale est un ensemble de terrains cristallins, métamorphiques et éruptifs, dont la structure est particulièrement complexe.

Les terrains métamorphiques se composent de deux grands ensembles : la série du Somail, orthogneiss dérivant de granitoïdes qui représentent vraisemblablement un ancien socle précambrien ; et les séries de La Salvetat et de Saint-Pons, d'origine sédimentaire et pluto-volcanique (Formation de Murat datée à  $530 \pm 15$  Ma), qui en constituent l'enveloppe et sans doute la couverture.

Ces terrains ont subi une tectonique polyphasée qui peut être décomposée en deux stades : un ensemble de phases précoces dont l'effet est de former de grands plis couchés analogues aux nappes penniques alpines, et un ensemble de phases tardives déformant ces nappes en dômes et bassins.

Le métamorphisme mésozonal à catazonal, prograde de la périphérie vers le centre du dôme, se développe tout au long de l'évolution tectonique. Ce métamorphisme évolue dans l'espace et le temps ; on peut distinguer :

- une première évolution M1, contemporaine des phases précoces, où le métamorphisme varie d'un type de moyenne pression (avec quelques reliques de faciès éclogite) au Sud de la zone axiale, à un type de très basse pression dans le Nord de la zone axiale ;
- et un métamorphisme M2 de très basse pression, contemporain de la formation du dôme et du développement de migmatites à cordiérite, dans le centre de la zone axiale.

Des roches éruptives variées se mettent en place tout au long de l'histoire orogénique :

- roches basiques et intermédiaires précoces ;

- granite du Montalet, tardif par rapport aux phases précoces mais folié et déformé par les phases tardives ;
- granite migmatitique à cordiérite de Laouzas, d'âge namuro-west-phalien, contemporain de la formation du dôme ;
- différents granites intrusifs, tardifs, d'âge westphalien supérieur à stéphanien inférieur, dont les plus importants sur la feuille Lacaune sont le granite à biotite d'Anglès et le granite à deux micas de Secun—Combespinas.

### **Monts de Lacaune**

Les terrains anté-orogéniques varisques qui composent les monts de Lacaune et, plus au Nord, l'Albigeois et le Rouergue, forment une même entité géologique d'âge précambrien (*p.p.*)? à silurien. Ils sont impliqués dans quatre grandes unités lithostratigraphiques et structurales majeures superposées, du Sud au Nord et de bas en haut (schéma structural en annexe) : le domaine des monts de Lacaune (auquel appartient le quart nord de la feuille), la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès (dont on observe la terminaison méridionale dans le Nord-Ouest de la feuille), la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, et les complexes leptyno-amphiboliques de Réalmont—Carmaux—Najac et du Lévézou, considérés comme équivalents et appartenant à une même unité.

La mise en place de ces nappes, à déversement S, est rapportée à un événement tectono-métamorphique tangentiel majeur, daté dans les unités septentrionales du Dévonien moyen à supérieur (380-350 Ma).

Les structures tangentielles sont scellées par des déformations tardives (souples et cassantes) en relation avec la mise en place de granitoïdes d'âge carbonifère supérieur, non connus sur la feuille Lacaune.

## *HISTORIQUE DES TRAVAUX*

### **Zone axiale**

Contrairement au versant sud et, à un moindre titre, au versant nord de la Montagne noire qui ont fait l'objet de nombreux travaux stratigraphiques, paléontologiques et tectoniques, la zone axiale, domaine hautement métamorphique et migmatitique, a longtemps été négligée.

Alors que les précurseurs s'étaient bornés à reconnaître l'existence de terrains métamorphiques, la période qui va de 1876 à 1935 accumule les observations (travaux de J. Bergeron, M. Miquel, P.G. de Rouville,

M. Thorat) qui seront synthétisées dans les premières éditions des feuilles à 1/80 000 Bédarieux (1900 et 1938) et Castres (1896).

L'époque suivante, exclusivement métasomatiste (Roques, 1941 ; Gèze, 1949 ; Schuiling, 1960), néglige quelque peu, en zone axiale, la cartographie et par là les études stratigraphiques et structurales.

La période récente, bénéficiant de meilleures méthodes d'analyse des bâtis métamorphiques, voit un regain d'intérêt pour la zone axiale, les travaux les plus importants étant l'étude pétrographique des orthogneiss et des migmatites à cordiérite par J. Mergoïl-Daniel (1970), les travaux de l'équipe d'Orsay sur la retombée orientale du massif de l'Agout (feuille Bédarieux) et ceux de P. Debat (1974) sur le Sorézois (feuilles Mazamet et Revel). Néanmoins, la 3<sup>e</sup> édition de la feuille à 1/80 000 Bédarieux (1971) montre que le massif de l'Agout demeurait encore très mal connu avant que ne fussent entrepris les levés des feuilles à 1/50 000 correspondantes.

Les levés des feuilles Lacaune, Saint-Pons et Castres, entrepris à partir de 1973, ont servi de support à la thèse de M. Demange (1982) qui renouvelle largement la connaissance du massif de l'Agout. La publication des premiers résultats de M. Demange à partir de 1974 a suscité de nouveaux travaux : J.P. Bard et J. Loueyit (1978), demeurant essentiellement contradictoires, et J. Ducrot *et al.* (1979) qui apportent des données nouvelles sur les gneiss de Murat. Les travaux récents des tectoniciciens (Beaud, 1981, 1985 ; Faure et Cottureau, 1988 ; Echtler et Malavieille, 1990 ; Van den Driessche et Brun, 1991-92 ; Brun et Van den Driessche, 1994) insistent sur les décrochements à la périphérie de la zone axiale et la tectonique d'extension.

La présente feuille Lacaune à 1/50 000 et sa notice constituent la synthèse de ces données acquises au cours des vingt dernières années.

### **Monts de Lacaune**

Dès la fin du siècle dernier, A. Boisse (1870), reconnaissant l'alternance de bandes schisteuses et gréseuses de direction SW-NE, relevait ainsi l'isoclinalité des couches dans la partie orientale des monts de Lacaune.

C'est à J. Bergeron (1905) que l'on doit le premier schéma structural d'ensemble du versant nord de la Montagne noire : les formations de cette région constitueraient des nappes charriées du Sud vers le Nord, par-dessus la zone axiale cristalline, affectées par la suite par un plissement isoclinal et déversées alors vers le Sud. Cette interprétation « nappiste » fut critiquée par A. Demay (1931) qui considérait que, comme dans les Cévennes méridionales, le plissement isoclinal avec déversement vers le Sud était le phénomène essentiel de la tectonique hercynienne antéstéphanienne dans le versant septentrional de la Montagne noire.

C'est à M. Thorat (1935) que l'on doit, principalement dans la partie orientale des monts de Lacaune, la découverte des principaux gîtes fossilifères, la succession stratigraphique et une définition structurale de cette région. Les terrains allaient de l'Antécambrien au Silurien avec une forte proportion de couches cambriennes : « Géorgien inférieur à Acadien—Potsdamien ». Ils étaient déformés par une série de plis, le plus souvent isoclinaux, fréquemment faillés et passant à des écailles imbriquées, déversées vers le Sud-Est. Cet auteur distinguait ainsi six unités tectoniques séparées par des contacts anormaux à pendage NW. Les traits cartographiques essentiels de la structure des monts de l'Est de Lacaune étaient tracés.

Plus tard, B. Gèze (1949), qui révisait surtout la partie ouest des monts de Lacaune (feuilles à 1/80 000 Castres et Albi), ne modifiait que très peu le modèle tectonique d'ensemble de M. Thorat. Toutefois, il précisait la chronologie en établissant que la tectonique d'écaillage était un peu postérieure au jeu souple du plissement. En effet, à plusieurs endroits les plis pouvaient être tranchés obliquement par les surfaces de cisaillement (« écailles »); le style tectonique se poursuivait identique dans les monts de l'Ouest de Lacaune.

F. Arthaud (1970), à la suite de ses travaux dans le versant sud de la Montagne noire, proposait pour le versant nord un schéma différent du modèle proposé par M. Thorat et B. Gèze : « la phase tectonique produisant les plis et les écailles était postérieure à une phase souple importante, matérialisée par des plis et linéations orientés N110°E à N-S et par une schistosité née subhorizontale ». M. Brunel (1972) et J. Rolet (1973), au terme d'une étude tectonique du versant nord de la Montagne noire, aboutissaient à un modèle tectonique proche de celui de F. Arthaud. J. Rolet découvrait, entre autres, un niveau fossilifère du Trémadocien inférieur, jusque là inconnu en versant nord.

A. Centène (1977) précisait, par une étude de conodontes, l'âge des schistes et calcaires du Silurien de Murasson (feuille Saint-Sernin-sur-Rance).

M. Donnot et B. Guérangé (1978), dans le cadre de la cartographie à 1/50 000 de la feuille Camarès, proposaient une structuration de cette région en trois étapes : une première phase de plissement responsable de plis d'ordre cartographique orientés N70°E et déversés vers le Sud-Est, une deuxième phase de plissement engendrant l'unique schistosité régionale — dans les monts de l'Est de Lacaune —, associée à des plis d'ordre au maximum hectométrique, enfin une troisième phase de déformation marquée par le développement de grands chevauchements vers le Sud-Est.

Pour J.P. Prian (1980), les deux phases de plissement s'expliqueraient par un épisode unique et continu de déformation souple. Les grandes structures NE-SW s'exprimeraient en premier, mais en même temps, au sein de ces structures, des plis N160°E à N-S apparaîtraient,

formés par l'aplatissement progressif de la matière, du Nord-Ouest au Sud-Est. La schistosité apparaît quand les contraintes d'aplatissement deviennent paroxysmales.

M. Demange (1980), P. Landes (1980) et T. Debertrand (1983) ont cartographié et étudié le dôme de Viane afin d'étudier la liaison entre zone axiale et monts de Lacaune et plus particulièrement les variations de type de métamorphisme autour de celle-ci.

À partir des travaux réalisés par B. Guérangé (*in* Donnot et Guérangé, 1978) et des données nouvelles acquises par J. Guérangé-Lozes, une réinterprétation structurale de ce secteur, en cohérence avec la structuration de l'Albigeois et du Rouergue, est proposée dans la thèse de J. Guérangé-Lozes (1987) : en particulier la mise en évidence d'un événement tectono-métamorphique tangentiel majeur, d'âge dévonien moyen à supérieur (380-350 Ma), induisant la mise en place des nappes (Albigeois) et la formation des « écailles » (monts de Lacaune). Une synthèse lithostratigraphique et structurale a été réalisée pour l'ensemble du domaine monts de Lacaune—Albigeois—Rouergue (Guérangé-Lozes et Burg, 1990).

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

### Zone axiale

Les levés de la feuille Lacaune ayant servi de support à la thèse de M. Demange (1982) ont ainsi bénéficié de nombreuses études complémentaires, tant sur le terrain qu'au laboratoire : l'étude du massif de l'Agout repose sur plusieurs milliers de lames minces, environ 450 analyses chimiques de roches et 600 analyses de minéraux. L'utilisateur de la carte se reportera à ce travail pour les descriptions détaillées, les données analytiques ainsi que leur discussion et interprétation.

Ces levés sur la feuille Lacaune ont été l'occasion de développer certaines techniques et certaines approches (un certain état d'esprit) des terrains métamorphiques et migmatitiques, associant le terrain au laboratoire (en particulier l'emploi de la géochimie), ce qui donne à cette feuille un caractère méthodologique incontestable.

La minute de terrain a été réalisée à 1/10 000, synthétisée à 1/25 000, le 1/50 000 étant la réduction, très simplifiée, de ce 1/25 000 que l'utilisateur intéressé pourra consulter à la bibliothèque de l'École des mines, à la Société géologique de France et au musée de Rieumontagné. Le lecteur pourra s'étonner d'une telle précision en un pays aussi couvert que le versant atlantique : cette précision est absolument nécessaire vu la très grande variété des terrains et la complexité des structures ; elle n'est possible que grâce au « ratissage » complet du terrain et à la prise en compte des moindres indices.

La période des levés a coïncidé avec une période de reboisement intense : les bulldozers décapent la végétation et même les sols jusqu'au « bed-rock », fournissant des affleurements extrêmement continus, même si, après quelques années, la végétation ayant repoussé rend les secteurs reboisés totalement couverts, voire inaccessibles. De même, les observations continues qui peuvent être réalisées dans les lacs de barrage lorsqu'ils sont momentanément vidés, révèlent clairement le style des relations lithostructurales qui a été figuré en zones d'affleurements plus discontinus.

Les méthodes de l'analyse structurale (notation systématique des éléments structuraux, leur report et discussion sur diagramme) ont été constamment utilisées avec celles de la cartographie classique, chacune de ces méthodes éclairant l'autre. Cette utilisation simultanée de ces deux techniques apparaît indispensable dans des bâtis à tectonique polyphasée aussi complexe.

Les terrains métamorphiques ont été cartographiés non point par les degrés de métamorphisme, mais par les faciès des roches, en accordant une attention particulière à certains niveaux remarquables, souvent peu épais mais qui se sont avérés être d'excellents niveaux repères, du moins localement (marbres, gneiss-à-silicates-calciques, amphibolites, roches basiques, kinzigites,...). Les différents faciès sont ultérieurement regroupés en formations, qui sont seules figurées sur la carte définitive.

D'autre part, les différents faciès ont été traités non en termes de roches métamorphiques mais en termes de roches « ordinaires » qui ont été métamorphosées, c'est-à-dire en s'attachant à rechercher le protolite à travers le voile plus ou moins opaque du métamorphisme : par exemple, un micaschiste est considéré essentiellement comme une (méta)pélite, un gneiss-à-silicates-calciques comme un (méta)grès calcaireux, ou encore un gneiss œillé comme un (méta)granite porphyroïde.

Une telle interprétation des roches métamorphiques passe par une discussion systématique des analyses chimiques de ces roches. La géochimie permet de caractériser et d'identifier les formations, qu'il s'agisse de roches d'origine éruptive (par exemple, distinction des gneiss de Murat et des gneiss du Somail) ou sédimentaire (par exemple, identification des séries de Saint-Pons et de La Salvetat). Elle permet d'assurer les corrélations. Son apport est capital pour reconstituer l'évolution (et en particulier l'évolution sédimentaire) anté-orogénique et, de façon plus classique, pour étudier le magmatisme syn-orogénique.

Les méthodes de travail en domaine migmatitique (granite de Laouzas, domaines anatectiques — « métatectiques » —, et en partie le granite du Montalet) reflètent le même état d'esprit : on s'est efforcé de voir dans une migmatite une roche « ordinaire » qui a été migmatitisée et, autant que possible, d'identifier le protolite à travers le granite. Cela est souvent possible par l'étude des enclaves, voire par l'étude

géochimique ; la technique de terrain consiste à utiliser deux crayons : l'un pour le granite, l'autre de la couleur des séries identifiables. Il faut remarquer que beaucoup de niveaux remarquables à valeur repère (marbres, gneiss-à-silicates-calciques, amphibolites, kinzigites,...) demeurent bien préservés dans les domaines les plus migmatitiques et peuvent être ainsi tracés jusqu'aux zones relativement peu transformées. La microtectonique est également possible sur les enclaves et l'on constate que ces résultats sont cohérents avec ceux des zones non migmatitiques : il est donc possible de débrouiller les structures, même dans les domaines fortement granitisés.

Le métamorphisme a été étudié autant que possible indépendamment de la lithostratigraphie et de la tectonique, par la méthode des isogrades, des faciès et la discussion des variations de compositions des minéraux. Son étude débouche sur d'importantes conclusions géotectoniques puisque le métamorphisme indique les conditions dans lesquelles s'est développée cette tectonique, et en particulier où se sont formées les grandes nappes penniques si remarquables en zone axiale.

Enfin, en appui au levé de cette feuille, le Service géologique national a permis une campagne de datation (une cinquantaine de points) des orthogneiss et des granitoïdes du massif de l'Agout, réalisée en 1981-82 par J.C. Baubron (BRGM) et J.L. Duthou (université de Clermont-Ferrand).

Insistons sur les conséquences qu'ont ces différentes approches quant à la réalisation même de la carte :

— il a été choisi avant tout de *représenter la lithostratigraphie des formations métamorphiques*, c'est-à-dire un caractère chronologique analogue à la représentation classique des roches sédimentaires ; c'est le seul caractère qui permette de rendre compte sur une carte de la structure tectonique. Le degré de métamorphisme est exprimé par la cartographie des isogrades. Comme les isogrades sont sécantes sur les structures, une même formation peut être suivie et cartographiée depuis les zones faiblement métamorphiques jusqu'au cœur catazonal et migmatitique du massif ; ainsi, une même couleur représentera un schiste dans le domaine épizonal, ou un paragneiss qui en serait l'équivalent latéral dans le domaine catazonal ;

— l'*âge des formations* impliquées dans la zone axiale demeure inconnu. Il existe certes des données géochronologiques et de nombreux arguments qui permettent de proposer un âge cambrien et antécambrien. Toutefois, ces attributions demeurent discutées. Aussi avons-nous préféré garder des noms de séries et de formations à valeur locale ;

— dans la mesure où les roches initiales sont identifiables, les *domaines migmatitiques* ont été représentés par des surcharges de la teinte des formations initiales. Trois degrés peuvent être distingués :

- migmatite lit par lit, agmatite... L'ichor apparaît en veines sécantes ou concordantes dans la roche trame et demeure subordonnée. Ce faciès de migmatite lit par lit peut apparaître partout

au-delà de l'isograde sillimanite + feldspath potassique, pour peu que la composition chimique de la roche originelle s'y prête (pour de telles roches où la proportion de granite ne dépasse pas 15 %, nous avons gardé la couleur et la notation de la roche originelle),

- granitoïde dans lequel subsistent suffisamment d'enclaves, schlieren,... pour que la roche initiale soit identifiable (couleur du granite avec surcharge de la couleur de la formation envahie),
- granitoïde homogène. Il est fréquent que ces zones homogènes du granite de Laouzas remplacent la Formation de Murat ou les gneiss du Larn ; il peut s'agir aussi de petits laccolites, c'est souvent le cas dans la Formation de Nages qui, du fait de sa composition chimique, est peu granitisée.

Il a semblé plus important de faire ressortir la nature du protolite que la granitisation qui demeure un phénomène tardif et somme toute assez peu gênant pour l'identification des roches initiales. Aussi avons nous choisi une teinte pâle pour la fraction granitique et réservé les teintes plus soutenues pour les formations granitisées.

### **Monts de Lacaune**

Pour la partie concernant les monts de Lacaune, le Service géologique national ne disposait que d'une minute géologique provisoire et incomplète, sans légende ni notice, laissée par M. Donnot avant son départ du BRGM. M. Demange et J. Guéran-gé-Lozes ont été chargés d'achever ce travail dans les meilleurs délais.

J. Guéran-gé-Lozes a réactualisé et complété les levés portant sur l'unité III (terminaison orientale du synclinal de Brusque) et les sous-unités IVa (Sud Merdelou) et IVb (« unité des ardoisières »). Quelques grandes coupes ont été effectuées, qui ont permis de réviser les attributions d'âge de certaines formations et de préciser les coupures lithologiques et les limites des grandes unités structurales. En particulier, cet auteur a démontré que la structure de l'unité du Merdelou était non pas un anticlinal (Donnot et Guéran-gé, 1978) mais un synclinal.

Ne disposant d'aucune des données pétrographiques et paléontologiques recueillies par M. Donnot, il a été utilisé pour les descriptions lithostratigraphiques et tectoniques divers travaux publiés dont les principaux sont :

- la notice de la carte géologique à 1/50 000 Bédarieux, située immédiatement à l'Est de la feuille Lacaune et rédigée, pour ce qui concerne les formations cambro-ordoviciennes, par M. Donnot ;
- les notes de M. Donnot et B. Guéran-gé (1978) sur le synclinorium de Brusque et de C. Fournier-Vinas et M. Donnot (1977) sur les acritarches cambro-ordovi-ciens des monts de Lacaune ;
- la thèse de M. Thorat (1935) ;
- la thèse de J.P. Prian (1980) ;
- la thèse de J. Guéran-gé-Lozes (1987).

La cartographie du dôme de Viane (secteur compris entre les Vidals—Viane et Brassac-sur-Agout) utilise les travaux de M. Demange et de ses élèves (Landes, 1980; Debertrand, 1983). L'articulation avec les domaines voisins et l'attribution stratigraphique des différentes formations ont été discutées au cours d'une tournée commune des deux principaux auteurs de cette feuille.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR—PALÉOZOÏQUE

#### Domaine de la zone axiale : massif de l'Agout

Comme dans toute la zone axiale de la Montagne noire, les formations qui constituent le massif de l'Agout se divisent, conformément à l'histoire géologique de cette région, en deux grands ensembles :

- un ensemble de roches métamorphiques dérivant de formations éruptives et sédimentaires antétectoniques ;
- des roches éruptives syn- à tardi-orogéniques.

#### *Formations métamorphiques*

Les formations métamorphiques qui constituent le massif de l'Agout se groupent en deux grands ensembles :

- le *groupe du Somail—Nore*, composé d'orthoigneiss dérivant de granitoïdes d'âge vraisemblable précambrien, à valeur de socle ;
- des formations d'origine supracrustale, métasédimentaires et métavolcaniques, qui en constituent la couverture ; ces formations affleurent en deux domaines disjoints :
  - dans le centre et le Nord du massif, le *groupe de La Salvetat*,
  - au Sud, le *groupe de Saint-Pons—Cabardès*, dont seule l'extrême base apparaît dans le coin sud-est de la feuille.

#### Groupe du Somail—Nore (Précambrien—Cambrien inférieur ?)

$\sigma^3$  ;  $r^3$ . **Gneiss d'Héric, faciès œillé ; gneiss du Larn, faciès rubané.** Le groupe du Somail—Nore est un ensemble monotone d'orthoigneiss granitiques dont les faciès forment une série continue entre des faciès œillés, les gneiss d'Héric, et des faciès rubanés non œillés, les gneiss du Larn ; des faciès « gneiss à yeux sporadiques », ici regroupés avec les gneiss d'Héric, assurent la transition entre ces deux termes extrêmes.

Ce groupe affleure très largement dans l'ensemble de la zone axiale, s'étendant au-delà de la feuille Lacaune sur les feuilles Bédarieux, Saint-Pons, Mazamet, Carcassonne, Castelnaudary et Revel.

Les **gneiss d'Héric** ( $\sigma^3$ ), dont le lithotype peut être pris aux gorges d'Héric sur la feuille Bédarieux, sont des gneiss œillés de faciès assez banal. Les yeux sont, dans les zones les moins tectonisées, des monocristaux de feldspath potassique (orthose le plus souvent, mais microcline dans la bordure sud du Somail) atteignant 5 à 6 cm, systématiquement maclés Carlsbad; des textures rapakiwi peuvent être parfois observées. Les déformations tectoniques tendent à détruire ces phénocristaux par apparition de joints de grain, granulation puis blastomylonitisation, parfois accompagnés d'une albitisation du feldspath potassique.

La matrice granoblastique, plus ou moins riche en biotite qui marque bien la foliation, est constituée de quartz, feldspath potassique, plagioclase (zoné An 28), biotite et accessoirement ilménite, apatite et zircon. Une muscovite secondaire apparaît parfois dans les parties les moins métamorphiques sur le bord sud du massif. Le grenat (avec valeur d'isograde) peut apparaître dans le cœur très métamorphique du dôme de Laouzas. La cordiérite apparaît dans les zones migmatitiques. La sillimanite forme parfois des nodules et des placages tardifs. Microcline et muscovite apparaissent également comme des minéraux secondaires développés sur l'orthose.

Les **gneiss du Larn** ( $r^3$ ), dont le lithotype peut être pris dans la vallée inférieure de l'Arn\* (lac des Saints-Peyres et, mieux, aux gorges du Banquet sur la feuille Mazamet, ou encore au Pas de Lause sur la feuille Bédarieux), sont des gneiss quartzo-feldspathiques rubanés (et non lités), très homogènes, de couleur claire, à débit en dalles, à grain moyen ou grossier. Le rubanement millimétrique à centimétrique est marqué par de fins lits ondulés de biotite. Tant sur le terrain qu'au microscope, ces gneiss apparaissent extrêmement analogues à la matrice des gneiss d'Héric dont ils ne diffèrent que par l'absence d'yeux.

C'est la déformation synmétamorphique qui est responsable du faciès rubané. Dans quelques cas, la présence de lits millimétriques de feldspath potassique à texture mosaïque suggère d'anciens phénocristaux granulés; mais de tels lits manquent le plus souvent et ces gneiss dériveraient plutôt de granites isogranulaires. Les nodules de sillimanite centimétriques sont relativement fréquents dans les gneiss du Larn.

Dans le cœur du dôme, les gneiss du Somail, blastomylonitiques, recristallisent et présentent alors des textures mosaïques; dans les zones migmatitiques apparaissent des textures grenues hypidiomorphes. Une seconde blastomylonitisation peut se développer tardivement en conditions rétrogrades.

Les gneiss d'Héric sont relativement bien préservés dans le granite migmatitique de Laouzas. Tout au plus y observe-t-on des filons

\* le Larn et l'Arn sont les deux orthographes admises pour cette rivière; c'est la seconde qui apparaît sur le fond topographique IGN (feuille Saint-Pons).

sécants ou des poches de granite à nodules de cordiérite limités (affleurement du barrage de Lauzas). Par contre, les gneiss du Larn sont rapidement remplacés par un granite à biotite hétérogène où seuls quelques schlieren biotitiques rappellent la texture rubanée.

● **Enclaves.** Les gneiss du Somail renferment des enclaves de trois types :

— des gneiss leptynitiques en bancs métriques à décimétriques qui dérivent d'aplites plus ou moins précoces ;

— des roches basiques en boules au plus métriques. Certaines de ces roches sont analogues aux intrusions basiques syntectoniques, mais d'autres ne se rencontrent que dans les gneiss du Somail : ce sont des diorites à grenat et amphibole très riches en fer, à caractère de tholéïtes riches en titane ;

— de très rares enclaves de paragneiss.

● **Géochimie.** Les gneiss du Somail—Nore présentent des compositions très homogènes dans l'ensemble de la zone axiale. Il n'est pas possible en particulier de distinguer chimiquement le faciès gneiss œillé d'Héric du faciès gneiss rubané du Larn (tabl. I, en annexe).

Les compositions sont celles de granitoïdes formant une série différenciée depuis des granodiorites ( $\text{SiO}_2 \approx 65\%$ ) jusqu'à des granites ( $\text{SiO}_2 \approx 74,5\%$ ), les termes les plus abondants étant des granites monzonitiques ( $\text{SiO}_2 \approx 70-72\%$ ). Le rapport  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  est voisin de  $78\%$ . Cette série apparaît peralumineuse ( $\text{Al}/(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})$  compris entre 1,15 et 1,30), nettement potassique ( $\text{K}_2\text{O}$  varie de 3,5 à 5,5%) et relativement pauvre en chaux. Ces caractères montrent que ces gneiss dérivent de granitoïdes sans doute d'affinité « S ».

Une analyse plus fine montre que les gneiss du Somail forment deux lignées magmatiques (fig. 2) : la série A, légèrement plus ferrifère et plus calcique, apparaît essentiellement localisée dans la nappe de l'Espinouse au Sud de l'anticlinal de Mauroul—Planacan ; la série B, plus magnésienne et potassique, apparaît surtout dans la nappe de l'Espinouse, au Nord de cet anticlinal, et dans les unités plus profondes, sans que l'on puisse d'ailleurs noter de différence géochimique appréciable entre les orthogneiss de ces différentes unités profondes.

Il existe également parfois un faible lessivage d'alcalins lié au développement de muscovite ou de sillimanite tardive.

**En résumé.** L'homogénéité des gneiss du Somail, les nombreux caractères magmatiques préservés, et leur composition chimique montrent que ces gneiss dérivent d'un massif granitique composite associant des faciès porphyroïdes et des faciès isogranulaires, le tout définissant une série peralumineuse différenciée (en fait, deux séries très voisines). L'évolution tectonique polyphasée, accompagnée d'un métamorphisme méso- à catazonal, transforme ces granitoïdes en orthogneiss œillés (gneiss d'Héric) ou rubanés (gneiss du Larn).



**Gisement des gneiss du Somail. Leurs rapports avec les groupes supracrustaux de Saint-Pons—Cabardès et de La Salvetat.** Les gneiss du Somail forment des corps stratoïdes enveloppés au toit comme au mur dans les séries, essentiellement métasédimentaires, de La Salvetat et de Saint-Pons. Certains secteurs privilégiés, comme la région de Murat, montrent clairement l'encapuchonnement des gneiss du Somail dans leur enveloppe. Cette disposition stratoïde vient du fait que ces gneiss constituent les noyaux de vastes plis couchés de style pennique.

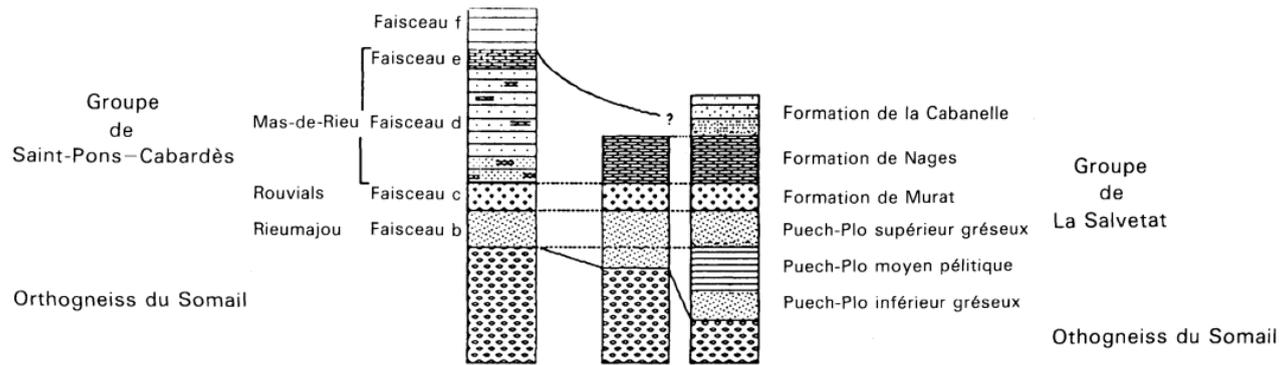
L'extension et la puissance des gneiss du Somail, ainsi que la répartition des différents faciès est très variable selon les unités :

- dans la nappe de l'Espinouse, ils forment l'essentiel des plateaux situés au Sud de l'Agout sur la feuille Lacaune et se développent largement sur les feuilles voisines Bédarieux, Saint-Pons et Mazamet : leur puissance atteint 800 à 1000 m (coupe du col de Fontfroide). Le faciès oëillé forme l'essentiel de la partie sud de cette unité jusqu'à l'anticlinorium de Mauroul—Planacan ; plus au Nord, le faciès rubané devient dominant dans le synclinorium du col de Fontfroide ;
- dans la nappe du Concord, les gneiss du Somail forment les plateaux situés entre Fraïsse et Murat (avec une puissance de l'ordre de 700 m au Nord de Fraïsse), puis ils se digitent vers le Nord-Ouest en lames peu épaisses, pour disparaître vers Lamontélerié ;
- dans les nappes profondes, les gneiss du Somail forment des bandelettes épaisses de quelques dizaines de mètres, au plus 200 m. En règle générale, dans ces unités inférieures, les gneiss du Larn apparaissent comme un tégument autour des gneiss d'Héric, mais un tégument de puissance variable et qui peut parfois manquer.

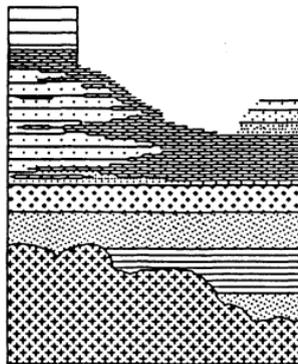
Partout où l'on peut faire des observations claires, le contact entre la série du Somail et son enveloppe métasédimentaire apparaît net, rapide et tranché ; il n'a jamais été observé de contact intrusif, ni de métamorphisme de contact, ni de feldspathisation, ni d'anatexie induite, bref, rien qui puisse suggérer un contact intrusif. Le contact est très concordant sur la foliation des orthogneiss et surtout sur la lithostratigraphie des paragneiss ; il est souvent jalonné d'un certain nombre de niveaux repères bien préservés dans la migmatitisation (gneiss plagioclasiques, gneiss-à-silicates-calciques, ortho-amphibolites, kinzigites,...) et qui peuvent être suivis sur des distances considérables. Cela suggère fortement qu'il s'agit bien d'un contact initialement stratigraphique.

Évidemment, les observations ne sont pas toujours sans ambiguïté vu l'intensité de la tectonique, du métamorphisme et de la migmatitisation ; cela en particulier dans le dôme très granitisé de Laouzas.

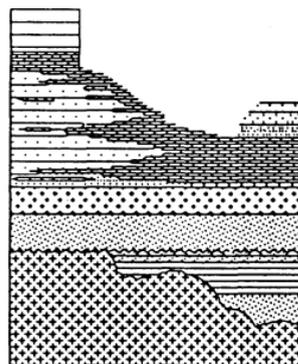
Un dernier élément de la discussion est fourni par la comparaison entre la zone axiale de la Montagne noire et les Pyrénées orientales où les arguments géologiques, géochimiques et géochronologiques convergent pour définir un socle précambrien (comprenant des paragneiss et des orthogneiss du Protérozoïque supérieur) et une couverture



H1. Les orthogneiss du Somail sont intrusifs dans les séries métasédimentaires



H2. Les orthogneiss du Somail sont intrusifs dans le Puech-Plo inférieur et moyen, le tout est un socle



H3. Les orthogneiss du Somail sont un socle pour les séries métasédimentaires

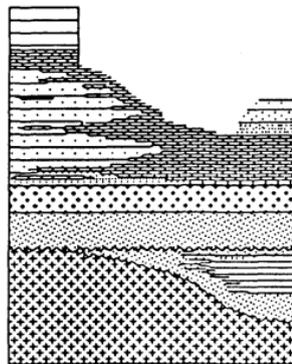


Fig. 3 - Corrélation entre les groupes de La Salvetat et de Saint-Pons-Cabardès et hypothèses de leurs rapports avec les gneiss du Somail

(groupes de Canaveilles et de Jujols) d'âge paléozoïque inférieur. Les données pétrographiques, lithostratigraphiques et géochimiques établissent l'identité du groupe du Somail—Nore avec le groupe des orthogneiss G2-G3 du Canigou, et du groupe de Saint-Pons—Cabardès avec les groupes de Canaveilles et de Jujols.

Compte tenu de ces observations et des corrélations bien établies entre le groupe de La Salvetat et le groupe de Saint-Pons—Cabardès, et entre celui-ci et les séries paléozoïques des Pyrénées, plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour interpréter les rapports entre les orthogneiss du Somail et les séries métasédimentaires qui les enveloppent (fig. 3):

- les gneiss du Somail représentent des granites intrusifs dans les séries métasédimentaires (Bard et Loueyit, 1978); cette hypothèse ne peut tenir devant la cartographie et l'étude des contacts entre gneiss du Somail et groupe de Saint-Pons—Cabardès;
- les gneiss du Somail sont intrusifs dans les parties inférieure et moyenne de la Formation de Puech-Plo, et l'ensemble sert de socle au reste du groupe de La Salvetat et au groupe de Saint-Pons—Cabardès;
- les gneiss du Somail sont un socle pour l'ensemble des séries métasédimentaires. Les parties inférieure et moyenne de la Formation de Puech-Plo, qui n'ont pas d'équivalent dans le groupe de Saint-Pons—Cabardès, représenteraient un premier cycle sédimentaire qui n'aurait pas atteint le flanc sud de la zone axiale; un tel modèle est cohérent avec ce que l'on sait de la paléogéographie de la série de Canaveilles dans les Pyrénées.

Bien que la seconde hypothèse ne puisse pas être totalement écartée, les levés géologiques attentifs et exhaustifs de la zone axiale montrent sans ambiguïté que la dernière est de loin la plus probable : *les rapports entre le groupe du Somail et les groupes métasédimentaires de La Salvetat et de Saint-Pons—Cabardès sont des rapports socle—couverture.*

**Âge du groupe du Somail—Nore.** Beaucoup d'études géochronologiques faites sans études géologiques préalables sur des matériaux hétérogènes, souvent migmatitiques ou trop blastomylonitiques, sont d'interprétation délicate.

Les données de J. Hamet (1975) permettent de tracer les isochrones suivantes :

544 ± 57 Ma; R.I. = 0,7081 ± 26.10<sup>-4</sup> (6 points; errorchrone probable);  
513 ± 13 Ma; R.I. = 0,7103 ± 7.10<sup>-4</sup> (5 points).

Les données inédites de D. Gebauer (1974) définissent une isochrone (6 points) : 446 ± 4 Ma; R.I. = 0,7095.

Les résultats de M. Vachette (1967) et de M. Roques et M. Vachette (1970) ne permettent pas de définir d'isochrone. Un traitement statistique appliqué à des échantillons anatectiques de gneiss du Larn conduit à : 440 ± 16 Ma; R.I. = 0,7079 ± 10.10<sup>-4</sup>.

Une suite de zircons extraits des gneiss œillés du Cabaretou a fourni à D. Gebauer (1974) un intersect supérieur à 1113 Ma et un intersect inférieur à 284 Ma. Une monazite extraite de ces mêmes gneiss conduit à un âge concordant de  $308 \pm 3$  Ma.

Une campagne de géochronologie menée dans le cadre du levé des feuilles Bédarieux, Lacaune et Saint-Pons (Baubron et Demange, inédit) conduit aux isochrones suivantes :

— gneiss relativement peu métamorphiques (zone sillimanite + muscovite) de la bordure sud du massif de l'Agout :  $336 \pm 23$  Ma ; R.I. =  $0,7139 \pm 12.10^{-4}$  ;

— gneiss largement anatectiques du cœur de l'anticlinal du Caroux—Somail :  $413 \pm 17$  Ma ; R.I. =  $0,7123 \pm 12.10^{-4}$ .

Compte tenu des rapports initiaux élevés, les âges hercyniens (336-284 Ma) sont des âges de remaniement correspondant sans doute au métamorphisme. Il en est probablement de même des âges calédoniens (446-413 Ma), à moins qu'il ne s'agisse d'âges composites sans signification géologique. L'âge de  $544 \pm 57$  Ma, malgré la mauvaise qualité de l'isochrone et le rapport initial élevé, pourrait représenter un âge de mise en place vraisemblable. L'âge de 1113 Ma fourni par les zircons peut être un âge de mise en place, ou représente des zircons hérités.

En résumé, malgré de nombreuses données disponibles, l'âge de mise en place du groupe du Somail demeure inconnu, ces roches ayant été beaucoup trop remaniées par les événements tectoniques et métamorphiques. Il est clair que les arguments géologiques doivent primer les arguments géochronologiques ; par analogie avec les Pyrénées, un âge cadomien (Protérozoïque supérieur à Cambrien inférieur) pourrait être plausible.

### **Groupe de La Salvetat (Cambrien probable)**

Le groupe de La Salvetat, d'origine sédimentaire et volcanique, constitue l'enveloppe (et très vraisemblablement la couverture) du groupe du Somail dans la partie centrale et septentrionale du massif de l'Agout.

Les affleurements types sont la coupe de la plage de La Salvetat au bord du lac de la Raviège ( $x = 6277$  ;  $y = 1443$ ), complétés par la coupe de la D14 au Sud-Ouest de Rieumajou ( $x = 6271$  ;  $y = 1442$ ), ainsi que certains affleurements de la Serre de Nages.

Malgré la complexité tectonique, le métamorphisme et l'importance de la migmatitisation, il est possible d'établir une colonne lithostratigraphique assez détaillée de la série de La Salvetat et d'en interpréter les différentes formations en termes de roches sédimentaires ou volcaniques. La colonne synthétique s'établit comme suit, de bas en haut :

- une formation schisto-gréseuse (Formation de Puech-Plo);
- une formation volcanique et volcano-détritique (Formation de Murat);
- une formation gréséo-carbonatée (Formation de Nages) qui évolue dans sa partie supérieure vers des faciès gréséo-pélitiques (Formation de la Cabanelle)

**Sa1. Formation schisto-gréseuse (Formation de Puech-Plo).** Cette formation gréséo-pélitique débute de façon très constante à travers tout le massif par un ensemble (*Puech-Plo inférieur*), puissant de 50 à 100 m, de « gneiss gris » (gneiss plagioclasiques à biotite dérivant de grès feldspathiques plus ou moins argileux), à débit en plaquettes, auxquels s'associent différents niveaux très contrastés souvent à valeur repère : gneiss-à-silicates-calciques (dérivant du même type de grès que les gneiss gris précédents, mais carbonatés), leptynites et ortho-amphibolites (à caractère de tholéiites riches en titane), localement quartzites, puis à quelques dizaines de mètres du contact avec la série du Somail, **kinzigites** (gneiss à biotite-sillimanite-grenat-cordiérite) et « gneiss riches en cordiérite » (analogues aux kinzigites, à l'absence de grenat près). Ces dernières roches, qui dérivent de shales, ont été individualisées sur la carte (Sa1[2]). Le chemin qui monte de Lakanal à Puech-Plo (x = 6358; y = 1510) expose fort bien cet ensemble.

Ultérieurement deux domaines s'individualisent :

- dans le synclinal de Fraïsse, la Formation de Puech-Plo apparaît réduite (100 à 200 m pour l'ensemble) et assez uniformément formée de grès impurs ;
- dans les unités profondes, et plus particulièrement dans la nappe de Nages, la Formation de Puech-Plo est plus puissante (300-400 m) et plus contrastée, et il devient possible de la diviser en plusieurs termes :
  - après une partie inférieure essentiellement gréseuse décrite ci-dessus, la *partie moyenne* de la formation (bien exposée à la Tourelle : x = 6374; y = 1539, sur la Serre de Nages) est constituée de micaschistes homogènes d'origine pélitique,
  - la *partie supérieure* de la formation débute dans la partie nord de la Serre de Nages par des **quartzites** plagioclasiques (Sa1[1]) leucocrates, rubanés, parfois associés à des micaschistes à muscovite très quartzeux et très blancs (5 à 10 m); elle est ensuite constituée de « gneiss gris » à débit en dalles où s'interstratifient de minces niveaux de gneiss-à-silicates-calciques (50 m environ).

Ces différents termes peuvent être parfaitement individualisés lors de la cartographie; les besoins de l'édition nous les ont fait regrouper en un seul ensemble (l'utilisateur pourra consulter les minutes à 1/25 000 déposées).

• **Géochimie.** L'étude géochimique des formations gréséo-pélitiques montre que la Formation de Puech-Plo comprend en fait deux séries :

— les *parties inférieure et moyenne* se caractérisent par des roches relativement plus alumineuses, moins ferrifères et moins magnésiennes ( $MgO < 2,5 \%$  dans les shales). Le rapport  $Fe/Fe + Mg$  est voisin de 59 %. Le plagioclase normatif est plus acide (An 20-23). La saturation de l'alumine par les alcalins ( $Na + K/Al$ ) est faible (16-23 %). La discussion montre que la fraction argileuse peut contenir une proportion importante de kaolinite et être très peu sodique. Les types pétrographiques sont très contrastés : grès plagioclasiques plus ou moins argileux (mais pas de véritables grauwackes), grès lithiques dans la partie inférieure de la formation, et shales souvent hyperalumineux ( $Al_2O_3 > 22 \%$ ) (kinzigites du Puech-Plo moyen).

Ces différents caractères s'accordent avec une évolution depuis une sédimentation de plate-forme d'abord gréseuse et assez proximale jusqu'à une sédimentation argileuse (plus distale?). Le caractère hyperalumineux des shales suggère une zone source très mature; les grès plagioclasiques sont peut-être d'origine volcano-sédimentaire;

— la *partie supérieure* de la formation apparaît au contraire formée de roches moins alumineuses, plus ferrifères, plus magnésiennes ( $MgO > 3 \%$  dans les shales), avec un rapport  $Fe/Fe + Mg$  voisin de 54 %. Le plagioclase normatif est plus basique (An 30-31). Le rapport  $Na+K/Al$  est voisin de 33 %. La discussion montre que la fraction argileuse était composée d'une association chlorite + illite + muscovite et que les argiles étaient relativement sodiques. Les types pétrographiques sont peu contrastés.

Il y a donc une modification du régime sédimentaire, avec des sédiments moins bien triés et peu évolués : il est vraisemblable que les zones sources sont désormais différentes et beaucoup moins matures que précédemment; un apport volcano-sédimentaire plus ou moins distal est très probable.

**Sa2. Formation volcanique et volcano-sédimentaire (Formation de Murat).** Cette formation, dont la puissance varie de 0 à 50 m (en général elle est de l'ordre de 20 à 30 m), s'individualise comme un ensemble de gneiss quartzo-feldspathiques interstratifiés dans les méta-sédiments de la série de La Salvetat, entre ces deux ensembles très contrastés que sont les formations de Puech-Plo et de Nages.

Les affleurements les plus caractéristiques sont, à part la plage de La Salvetat, le Devès de Félines près de Murat ( $x = 6409$ ;  $y = 1539$ ), le Roc de la Mathe ( $x = 6368$ ;  $y = 1527$ ) et le tournant des Rieules (p.c. 821:  $x = 6364$ ;  $y = 1542$ ) à proximité de Nages.

Ces gneiss présentent une organisation en bancs décimétriques à métriques à faciès et chimisme différenciés. Il s'agit de gneiss leptynitiques clairs à grain très fin, tantôt isogranulaires, tantôt porphyroïdes; ces derniers faciès montrent tantôt des ocelles feldspathiques dont la taille varie de 0,5 à 1,5 cm (« gneiss à petits yeux »), tantôt des phénocristaux de feldspath potassique atteignant 3 à 4 cm. De tels faciès à gros phénocristaux sont de véritables gneiss œillés; ils se distinguent néanmoins des gneiss œillés du groupe du Somail par la texture et le

caractère très leucocrate de leur matrice. Les yeux feldspathiques sont très hétérogranulaires dans un même banc et leur répartition est très hétérogène dans un même banc et de banc à banc, caractères qui, avec l'organisation en bancs, distingue immédiatement les gneiss de Murat des gneiss du Somail.

La minéralogie de ces gneiss est très simple : quartz, feldspath potassique (orthose et/ou, dans les zones moins métamorphiques, microcline), oligoclase en proportions équivalentes ; les micas, biotite (très ferrifère) et muscovite, demeurent mineurs ; le zircon est relativement abondant ; les accessoires sont l'apatite et les minéraux opaques. Les autres minéraux sont rares, voire exceptionnels : grenat, hornblende hastingsitique, tourmaline, sphène, épidote et placages et nodules tardifs de sillimanite. Certains faciès montrent un large développement (métasomatique) de muscovite et l'albitisation plus ou moins poussée des feldspaths.

Les textures varient considérablement avec le degré de métamorphisme et de tectonisation : les textures porphyriques sont bien préservées en épizone et en début de mésozone ; la tectonique produit des textures blastomylonitiques puis granoblastiques ; la recristallisation métamorphique conduit à des textures mosaïques et même grenues dans les domaines anatectiques.

On rencontre également, interstratifiées dans les gneiss en bancs décimétriques, des roches d'origine sédimentaire comme des « gneiss gris » (gneiss plagioclasiques à biotite) et des ortho-amphibolites.

Parfois, en particulier dans l'anticlinal de Mauroul—Planacan, la Formation de Murat peut être réduite à quelques mètres de gneiss leptyniques ; les faciès de gneiss quartzo-feldspathiques peuvent même manquer. Dans ces zones, des gneiss gris très quartzeux ou même de véritables quartzites remplacent la Formation de Murat typique entre les formations de Puech-Plo et de Nages.

La Formation de Murat est très sensible à la migmatitisation. Au cœur du massif, elle est rapidement remplacée par un sill de granite très leucocrate sans cordiérite, avec parfois des enclaves à bord diffus, de vagues schlieren biotitiques et des phénocristaux rappelant la roche originelle. Il devient alors délicat de suivre la formation dans les domaines très migmatitiques. Toutefois, la présence d'un sill de granite leucocrate, entre les paragneiss calciques de la Formation de Nages qui demeurent préservés dans la migmatitisation et les gneiss gris de la Formation de Puech-Plo, suggère fortement une continuité originelle. Dans certains secteurs, des diorites quartziques sombres forment un ou plusieurs sills au niveau de la Formation de Murat, la relayant latéralement. Ces roches basiques demeurent épargnées par la migmatitisation et leur cartographie peut confirmer le prolongement de la Formation de Murat dans les domaines granitisés.

• **Géochimie.** (fig. 2). Les gneiss de Murat se distinguent aisément par leur composition chimique des gneiss du Somail: ils sont plus siliceux (72 à 78,7 % de SiO<sub>2</sub>, avec une moyenne de 73,3 %), plus ferrifères et moins magnésiens (rapport fer/magnésium en oxydes en général supérieur à 90 %), plus riches en titane et plus calciques.

La Formation de Murat est indistinguable du point de vue géochimique de la Formation de Rouvials (SPc), sur le flanc sud de la zone axiale. Cette identité géochimique assure les corrélations entre les deux séries, corrélations déjà évidentes par la lithostratigraphie.

La plupart des gneiss de Murat ont des compositions de roches éruptives, voisines de celles de rhyodacites et de rhyolites. Il existe toutefois des roches dont les compositions sont plutôt celles de roches sédimentaires («arkoses», «grauwackes» ou plutôt arénites volcaniques).

Les analyses, toutefois, sont loin d'être homogènes. Certaines roches ont subi des modifications métasomatiques qui se traduisent dans leur pétrographie et dans leur composition chimique : albitisation, échange soude-potasse, lessivage plus ou moins poussé de la chaux ou de la soude qui conduit à un développement de la muscovite ou, en milieu plus métamorphique, de sillimanite secondaire. Ces altérations hydrothermales sont précoces, antérieures ou contemporaines du métamorphisme en tout cas.

Après discussion de ces roches plus ou moins modifiées, il apparaît que les gneiss de Murat forment une série magmatique différenciée, de caractère potassique, riche en fer et en titane. Cette série est saturée ou légèrement sursaturée en alumine. L'hypothèse d'une série alcaline avancée par J.P. Bard et J. Loueyit (1978) sur la base de la typologie des zircons et la présence d'une amphibole bleu-vert (hornblende hastingsitique), ne saurait être retenue.

Les ortho-amphibolites associées ont les caractères de tholéiites riches en titane.

• **Interprétation et âge.** Le caractère stratifié de cette formation, la présence d'intercalations clairement sédimentaires, sa continuité latérale dans l'ensemble de la zone axiale, le fait qu'elle soit interstratifiée entre les deux formations très contrastées de Puech-Plo et de Nages, montrent que la Formation de Murat représente un complexe volcanique et volcano-sédimentaire : ces gneiss dériveraient de rhyodacites et de rhyolites.

J.P. Bard et J. Loueyit (1978) distinguent les «gneiss de Nages» de la «formation volcano-détritique du Roc de la Mathe» et interprètent ces «gneiss de Nages» comme des intrusions alcalines. Il est possible qu'au sein de la Formation de Murat existent des roches intrusives ; il est en particulier plus satisfaisant d'interpréter les gneiss à gros phénocristaux de feldspath potassique (de véritables gneiss œillés) comme des intrusions, que comme des roches volcaniques (encore que l'on connaisse dans le volcanisme récent des tufs acides à mégacristaux). Toutefois, ces «gneiss œillés» sont interstratifiés dans la

Formation de Murat et ils s'intègrent dans la même lignée géochimique. Ils font donc partie du même ensemble volcano-magmatique.

Cet ensemble présente une répartition bimodale : quelques basaltes tholéitiques riches en titane, et surtout des rhyodacites potassiques et ferrifères. Un tel magmatisme peut s'interpréter comme un magmatisme nettement postorogénique (voire même de zone stable) et pourrait être comparé au magmatisme posthercynien d'âge stéphanien à permien.

Les données de J. Hamet (1975) permettent de proposer l'isochrone suivante (3 points !) :  $527 \pm 15$  Ma (rapport initial  $0,70965 \pm 18.10^{-4}$ ). Résultat qui est en bon accord avec l'âge établi par la méthode U/Pb sur zircon par J. Ducrot *et al.* (1979), utilisant les zircons à typologie magmatique :

- intercept supérieur =  $532 \pm 13$  Ma ;
- intercept inférieur = 50 Ma.

Il s'agirait donc d'un magmatisme d'âge cambrien et la Formation de Murat (comme la Formation de Rouvials) pourrait se corréliser avec les « blaviérites » des monts de Lacaune.

**Sa3. Formation grésocarbonatée, puis schisto-gréseuse (Formation de Nages).** Il s'agit d'un ensemble de paragneiss riches en niveaux calciques : gneiss-à-silicates-calciques et cipolins. Cette formation présente néanmoins des variations importantes à l'échelle du massif, avec des zones riches en gneiss-à-silicates-calciques et en cipolins, et des zones formées pour l'essentiel de gneiss gris. Les nécessités de l'édition ne permettent pas de faire figurer cette distinction sur la carte. Plus haut, la Formation de Nages passe à une série schisto-gréseuse plus banale (Formation de la Cabanelle, regroupée ici avec la Formation de Nages).

Le type de la Formation de Nages peut être pris dans la partie sud de la Serre de Nages où une cartographie précise permet de reconstituer la série suivante (100 m environ) :

- au contact de la Formation de Murat vient un banc métrique discontinu de **cipolin** (Sa3 [1]) à minéraux, puis une série de gneiss-à-silicates-calciques alternant en bancs décimétriques avec des gneiss gris ;
- ceux-ci disparaissent plus haut, la série est alors formée de gneiss-à-silicates-calciques avec des niveaux métriques lenticulaires de cipolins plus ou moins riches en minéraux (diopside, wollastonite) et souvent magnésiens (forstérite, humite, spinelle, phlogopite) ;
- le cœur du synclinal de Nages est formé d'un ensemble monotone de gneiss gris et de micaschistes (Formation de la Cabanelle).

Une telle série, caractérisée par l'abondance des gneiss-à-silicates-calciques et des cipolins, occupe également le cœur du synclinal de Fraïsse sur la majeure partie de la feuille, le cœur de l'anticlinal de Mauroul-Planacan, la partie sud du synclinal de Cardinal et la périphérie du dôme du Montalet.

Des niveaux graphiteux affleurent à la Gachette, au Tautas et aux Terrières. Des ortho-amphibolites en bancs décimétriques sont particulièrement abondantes entre la Pautrue et Bonneval.

Dans la branche nord du synclinal de Fraïsse (bois de Lause), ainsi que dans toute la partie nord-ouest du massif (forêts domaniales de Lacaune et de Montroucoux, le Margnès, plantation de la Pieyre), la Formation de Nages (*s.l.*) est représentée par des gneiss gris d'origine grésopélimitique avec de rares niveaux décimétriques de gneiss-à-silicates-calciques, suivis de formations plus riches en métapélites.

Dans la région située au Sud-Ouest de Murat (Mousoule, Lacour Candoubre, Devès de Féline), les gneiss de la Formation de Murat sont suivis par un ensemble de gneiss gris feldspathiques à fort cachet volcano-sédimentaire.

● **Géochimie.** La Formation de Nages apparaît très voisine de la partie supérieure de la Formation de Puech-Plo. Elle s'en distingue par un plagioclase normatif plus acide (dans les roches qui n'ont pas contenu de carbonate libre), la présence de roches très ferrifères, et surtout par la richesse en chaux, que celle-ci soit exprimée dans des carbonates, des silicates calciques ou simplement dans les plagioclases des gneiss gris.

Initialement, la Formation de Nages était formée de roches détritiques sans doute d'origine volcano-sédimentaire, plus proximales, moins dégradées que dans la partie supérieure de la Formation de Puech-Plo, auxquelles se mêlait une sédimentation d'origine biochimique : niveaux graphiteux riches en matière organique et surtout roches carbonatées calcaires et dolomies. Cette sédimentation carbonatée est très inégalement répartie et il existe des secteurs où elle manque presque totalement, des secteurs où elle se manifeste par une simple composante calcareuse dans les grès (ce qui, par métamorphisme, produira les gneiss-à-silicates-calciques), et des secteurs où la proportion des carbonates devient suffisamment importante pour qu'apparaissent des cipolins. Ultérieurement, cet apport calcareux s'est dilué dans une sédimentation détritique plus fine, et sans doute plus distale.

### **Groupe de Saint-Pons—Cabardès (Cambrien probable)**

Le groupe de Saint-Pons (équivalent en partie aux « schistes X » de la carte à 1/80 000) constitue la couverture des gneiss du Somail sur le flanc sud de la zone axiale de la Montagne noire.

Très largement exposé sur les feuilles voisines Bédarieux, Saint-Pons, Carcassonne et Mazamet, auxquelles nous renvoyons le lecteur (Bogdanoff *et al.*, 1984 ; Alabouvette et Demange, 1993 ; Berger *et al.*, 1993 ; Debat *et al.*, 1979), ce groupe n'apparaît que dans le coin sud-est de la feuille Lacaune, au voisinage du Cros. Il n'y est représenté que par ses termes inférieurs.

*SPb.* **Faisceau b : formation schisto-gréseuse inférieure (Formation de Rieumajou)** (30 à 40 m). Constituée de gneiss plagioclasiques à biotite à débit micaschisteux, cette formation représente un premier cycle sédimentaire essentiellement gréseux. Dans sa partie supérieure apparaissent des niveaux décimétriques à métriques de gneiss à ocelles feldspathiques, annonçant le faisceau c.

*SPc.* **Faisceau c : formation volcanique et volcano-sédimentaire (Formation de Rouvials)** (80 à 100 m). Cette formation débute par une grosse barre plurimétrique de « gneiss clairs à petits yeux ». Ce sont des roches hololeucocrates à texture granolépidoblastique à grain fin à moyen, formées de quartz souvent étiré en lanières, d'albite largement maclée où subsistent parfois des reliques plus ou moins importantes de feldspath potassique, et de muscovite en grandes lames flexueuses ou en éponge (avec parfois des reliques de biotite); le zircon et l'apatite sont des accessoires courants, la tourmaline et le grenat sont assez fréquents. Il s'agit là, sans doute, de roches transformées par un hydrothermalisme antémétamorphique.

Puis viennent des alternances en bancs décimétriques à métriques de « gneiss sombres à petits yeux » et de gneiss plagioclasiques à biotite, à grain fin. Quelques passées de micaschistes d'origine pélitique et des niveaux centimétriques de gneiss-à-silicates-calciques y sont connus.

Les « gneiss sombres à petits yeux » sont des roches mésocrates à texture granolépidoblastique porphyroïde, à grain fin à moyen. Leur matrice est composée essentiellement de quartz, oligoclase (An 33-20) et biotite, avec, comme accessoires, apatite, minéraux opaques et zircon; grenat et muscovite sont rares. Les phénocristaux sont soit de « petits yeux » (1 à 8 mm) arrondis à subautomorphes de plagioclase (zoné, présentant des macles complexes en cristaux isolés ou en associations en syneusis), soit des « yeux » de plus grande taille (1 à 3 cm) constitués uniquement de monocristaux de feldspath potassique (automorphe, maclé Carlsbad, à inclusions orientées de plagioclase). La nature, la taille et la répartition de ces phénocristaux est très hétérogène dans un même banc et de banc à banc. Ce qui, avec l'organisation en bancs à limites nettes, distingue sans ambiguïté ces gneiss de ceux du Somail.

Le gisement, la pétrographie et la géochimie montrent que cette formation représente une ancienne série volcanique et volcano-sédimentaire. Compte tenu des altérations hydrothermales et des phénomènes cumulatifs, les gneiss du faisceau c forment une lignée magmatique homogène de caractère non alcalin, potassique, pauvre en titane et relativement ferrifère. Ces gneiss dériveraient de rhyolites, de rhyodacites et de dacites.

*SPd.* **Faisceau d : formation schisto-gréseuse à intercalations carbonatées (Formation de Mas-de-Rieu)**. Seule la base de cette formation, qui dans la région du Cros atteint 250 m de puissance, est

représentée sur la feuille Lacaune. Il s'agit d'un ensemble de gneiss plagioclasiques à biotite, micaschistes souvent riches en grenat et staurotide, et gneiss-à-silicates-calciques en bancs centimétriques à décimétriques, qui représente le début d'un nouveau cycle sédimentaire.

### **Corrélation entre les groupes de La Salvetat et de Saint-Pons—Cabardès (fig. 3)**

Bien que les accidents qui bordent au Nord la zone axiale empêchent de voir le passage de l'un à l'autre, les groupes de La Salvetat et de Saint-Pons—Cabardès sont équivalents. Les corrélations, probables en termes de lithofaciès, sont fortement confirmées par l'étude géochimique :

- sédimentation d'abord grésopélimitique (formations de Puech-Plo et de Rieumajou);
- puis épisode volcanique et volcano-sédimentaire des formations de Murat (datée à  $530 \pm 15$  Ma) et de Rouvials; cet épisode est sans doute l'équivalent en domaine métamorphique des « blaviérites » du Cambrien inférieur des monts de l'Est de Lacaune;
- retour à une sédimentation détritique avec de nombreux épisodes carbonatés (formations de Nages et de Mas-de-Rieu) puis passage à une sédimentation plus pélimitique.

Une analyse plus fine montre toutefois, que les parties inférieure et moyenne de la Formation de Puech-Plo (telles qu'elles peuvent être définies dans les unités profondes) n'ont pas d'équivalent sur le flanc sud de la zone axiale: seule la partie supérieure de la Formation de Puech-Plo peut être corrélée avec la Formation de Rieumajou (= faisceau b). L'ensemble des parties inférieure et moyenne de la Formation de Puech-Plo constitue un cycle sédimentaire indépendant: ce cycle débute par une sédimentation détritique bimodale, formée de shales hyperalumineux et surtout de grès; la sédimentation passe ensuite à des termes plus pélimitiques. Cet ensemble est surmonté, apparemment en concordance, par les termes détritiques plus grossiers de la partie supérieure de Puech-Plo.

L'interprétation de cet ensemble Puech-Plo inférieur et moyen est liée à l'interprétation des orthogneiss du groupe du Somail :

- il peut s'agir d'un socle métasédimentaire ancien dans lequel seraient intrusifs les granites qui seront transformés en orthogneiss; la transgression débutant par les formations de Puech-Plo supérieur—Rouvials (= faisceau c) se faisant soit sur des termes métasédimentaires (unités profondes), soit sur les orthogneiss (flanc sud);
- il peut s'agir d'un premier cycle sédimentaire déposé sur les orthogneiss à valeur de socle; ce premier cycle n'aurait pas atteint le flanc sud de la zone axiale. L'étude de terrain est plutôt en faveur de cette seconde hypothèse.

Rappelons que les différents membres de la Formation de Puech-Plo n'ont pu être distingués sur cette feuille.

### **Paléogéographie : histoire anté-orogénique de la zone axiale**

L'histoire anté-orogénique de la zone axiale de la Montagne noire est encore sujette à discussion selon que l'on considère les orthogneiss du groupe du Somail comme un socle ou des intrusions précoces.

Les orthogneiss du groupe du Somail—Nore dérivent de granitoïdes, porphyroïdes ou non, qui formaient un batholite composite en massif supérieur; ces orthogneiss définissent deux séries différenciées de caractère peralumineux potassique. Il s'agit typiquement d'un magmatisme tardi-orogénique. Dans l'hypothèse d'un socle, les orthogneiss du groupe du Somail seraient les terrains les plus anciens représentés sur la feuille Lacaune, leur âge serait alors vraisemblablement cadomien.

Quoi qu'il en soit, les séries métasédimentaires qui constituent l'enveloppe des orthogneiss du groupe du Somail présentent, du moins à leur partie basale, les caractères de séries de plate-forme. Ces séries de couverture comprennent plusieurs cycles sédimentaires.

Le premier cycle, représenté uniquement dans la partie centrale et nord de la zone axiale (parties inférieure et moyenne de la Formation de Puech-Plo), correspond à une sédimentation détritique (parfois légèrement carbonatée) sans doute assez proximale, provenant d'une zone source très mature, d'abord assez gréseuse puis pélitique. Quelques roches d'origine volcanique ou volcano-sédimentaire s'intercalent vers la base de la série : ortho-amphibolites dérivant de basaltes tholéiitiques riches en titane et très rares leptynites dérivant de roches acides.

Le second cycle se développe dans l'ensemble de la zone axiale. Il correspond sur la feuille Lacaune au reste du groupe de La Salvétat (partie supérieure de la Formation de Puech-Plo, Formation de Murat et Formation de Nages), et sur le flanc sud à la partie inférieure du groupe de Saint-Pons—Cabardès. Ce second cycle, d'âge cambrien probable, correspond à l'établissement progressif d'un bassin sédimentaire.

Il débute très localement par des quartzites ou arkoses plagioclasi-ques et se poursuit par des grès impurs (« gneiss gris ») de la partie supérieure de la Formation de Puech-Plo et faisceau b = Formation de Rieumajou), qui apparaissent comme des sédiments mal triés et peu évolués, en grande partie d'origine volcano-sédimentaire.

L'épisode volcanique et volcano-sédimentaire des formations de Murat—Rouvials (= faisceau c, daté à  $530 \pm 15$  Ma) s'intercale dans cette sédimentation. Il s'agit essentiellement de rhyodacites et de rhyolites formant une série subalcaline, potassique et ferrifère, à laquelle s'associent, en faible proportion, des basaltes tholéiitiques riches en

titane. L'ensemble apparaît comme une association postorogénique ou plutôt de zone stable.

Puis l'on revient à une sédimentation détritique, très voisine de ce qu'elle était au début du second cycle si ce n'est l'influence du volcanisme et surtout l'installation, locale mais fréquente, d'une sédimentation carbonatée à laquelle s'associent parfois des niveaux euxiniques (schistes graphiteux) (formations de Nages et de Mas-de-Rieu = faisceaux d et e). Cette abondance variable des niveaux carbonatés se traduit par des variations de faciès plus ou moins importantes, dont les plus notables sont l'opposition entre le centre de la zone axiale, où la Formation de Nages, de puissance réduite, est souvent riche en termes carbonatés, et le flanc sud où les termes carbonatés sont dilués dans un apport détritique important. Dans sa partie supérieure, la Formation de Nages devient uniquement gréso-pélimitique.

Les termes les plus élevés des formations d'origine sédimentaire de la zone axiale n'affleurent pas sur la feuille Lacaune. Le flanc sud (feuilles Saint-Pons, Bédarieux, Mazamet et Carcassonne) montrent en outre la partie supérieure du groupe de Saint-Pons—Cabardès, constituée essentiellement de termes détritiques distaux, puis le groupe de Roc-Suzadou, d'âge probable ordovicien supérieur—silurien, discordant, qui représente une sédimentation détritique grossière de plateforme, sur lequel reposent en concordance les terrains dévoniens.

### ***Roches éruptives syn- à tardi-tectoniques***

#### **Roches éruptives précoces**

η. **Intrusions basiques et intermédiaires.** Ces roches éruptives se sont mises en place sous forme de sills, filons ou petits massifs avant la phase tectonique majeure synschisteuse précoce P1b. Elles ont donc subi la plupart des événements tectoniques et ont été rééquilibrées dans le métamorphisme.

La représentation de ces roches basiques a été extrêmement simplifiée sur cette carte à 1/50 000 : d'abord, de très nombreuses occurrences de trop petit volume n'ont pas été notées. Il n'a pas été possible de distinguer les différents types pétrographiques de ces roches qui sont très variées : hornblendites, gabbros, diorites, diorites quartziques. Il n'a pas non plus été possible de distinguer ces intrusions syntectoniques des ortho-amphibolites dérivant de roches basiques interstratifiées dans la série de La Salvetat, ni des roches basiques associées en propre aux orthogneiss du Somail. Nous n'avons pas non plus distingué l'intensité et le type du métamorphisme de ces roches, à l'exception des élogites du Jounié ( $\psi$ ).

Bien que de volume restreint, ces roches sont extrêmement fréquentes dans le massif de l'Agout. Elles apparaissent en boules décimétriques à métriques, filons ou sills au plus décamétriques, en petits massifs complexes hectométriques : Cas ( $x = 6308$  ;  $y = 1454$ ), col de

l'Ayrole au Sud de Fraïsse (x = 6377; y = 1439; Demange et Frignet, 1977), le Peyroux (x = 6372; y = 1506), Castelferré (x = 6350; y = 1539), l'Abeuradou (x = 6321; y = 1540), ou exceptionnellement kilométriques (Lamoulière : x = 6202; y = 1483).

Ces roches forment des sills. Très fréquemment et de façon suffisamment constante pour que ces roches basiques puissent presque être cartographiées comme des niveaux repères, ces sills jalonnent le contact entre les groupes de La Salvetat et du Somail et, à moindre titre, la Formation de Murat.

Certains affleurements privilégiés : p.c. 860 dans le col de Fontfroide (x = 6415; y = 1438), barrage de Fraïsse (x = 6379; y = 1460), montrent que ces roches sont foliées et plissées par la phase synschisteuse majeure P1b, mais qu'il s'agit bien d'intrusions, parfois même sécantes sur la foliation précoce P1a (en particulier la foliation des orthogneiss).

● **Pétrographie.** Les associations minéralogiques sont relativement monotones : amphibole + biotite + plagioclase + quartz pour la plupart des roches. Les autres minéraux (pyroxène, grenat, anthophyllite, cummingtonite, feldspath potassique) ne sont ni fréquents ni abondants. Mais les roches sont extrêmement variées par les proportions de ces différents minéraux et par les textures.

On peut rencontrer des hornblendites, des métagabbros (très pauvres en biotite, avec ou sans anthophyllite). Le type le plus courant est une métadiorite quartzique mésocrate à amphibole. Le grenat, avec ou sans amphibole (cummingtonite ou exceptionnellement hornblende), apparaît dans les termes méso- à leucocrates (métadiorites quartziques et métatonalites).

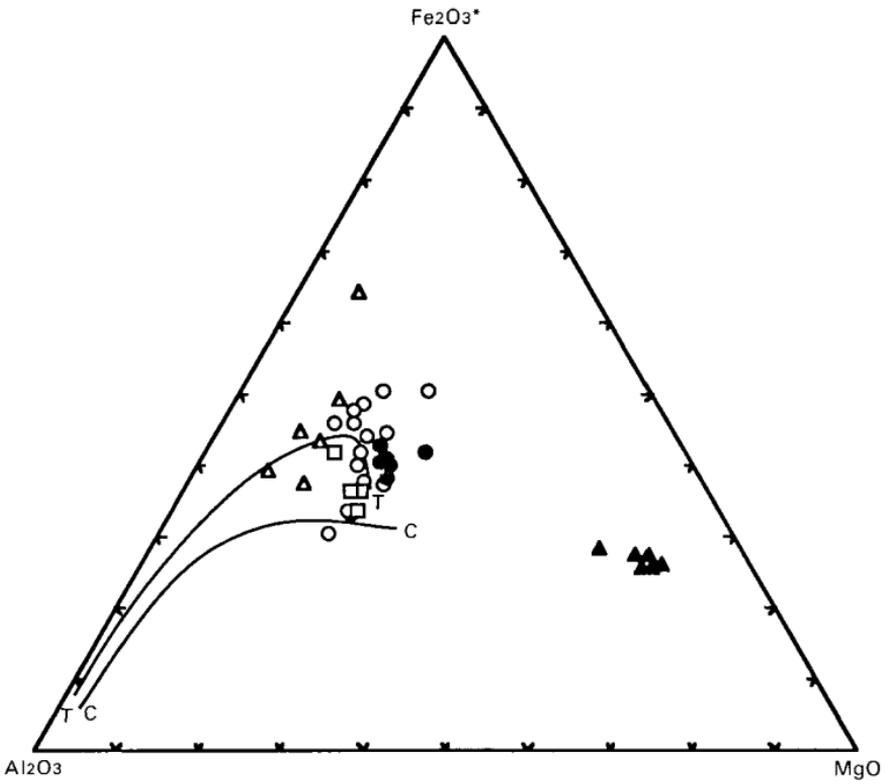
La variété des textures provient de la complexité de l'histoire de ces roches : reliques de textures magmatiques (et de minéraux magmatiques comme les pyroxènes), déformations tectoniques, recristallisations métamorphiques (la minéralogie actuelle étant d'origine métamorphique), et parfois développement métasomatique de biotite, de feldspath potassique et/ou silicification.

● **Géochimie** (fig. 4 et 5; tabl. II en annexe). Cette variété pétrographique se retrouve dans la variété géochimique de ces roches. Une discussion détaillée montre que :

— ces roches ont subi des modifications métasomatiques (lessivage de la chaux, enrichissement en potasse, éventuellement silicification) en liaison avec la mise en place du granite migmatitique à cordiérite de Laouzas;

— elles forment des séries magmatiques différenciées; on peut reconnaître étroitement associées sur le terrain :

- une série subtholéiitique, relativement riche en titane ( $TiO_2 \approx 1,7$  à 2 % dans les termes différenciés), comprenant des cumulats précoces éclatés entre des cumulats ferromagnésiens et des cumulats plagioclasiques, et des termes différenciés souvent cumulatifs en plagioclase,



- Amphibolites Puech-Plo
- Amphibolites Murat
- ▲ Enclaves dans les gneiss du Somail
- Éclogites du Cabardès
- ▲ Éclogites ultramafiques de l'Airette
- C — C Série calco-alcaline de référence
- T — T Série tholéïtique de référence

Fig. 4 - Diagramme  $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$  : ortho-amphibolites et éclogites

- une série calco-alkaline pauvre en titane ( $\text{TiO}_2 < 1 \%$ ) représentée essentiellement par des roches intermédiaires (diorites quartziques), également cumulatives en plagioclase.

Il s'agit bien là d'un magmatisme typique des zones orogéniques.

ψ. **Roches basiques éclogitisées (éclogite du Jounié).** Des roches basiques présentant des reliques d'éclogite affleurent sur près d'un kilomètre au voisinage du Jounié ( $x = 6240$ ;  $y = 1407$ ). Il s'agit le plus souvent de boules dispersées à la surface du sol, mais l'affleurement de la Combe-du-Fau montre qu'il s'agit de boudins métriques à plurimétriques encaissés dans les paragneiss de l'anticlinorium de Mauroul—Planacan. D'autres éclorites (beaucoup plus fraîches que celle du Jounié) affleurent dans la même structure au voisinage du Terme de Fourcaric sur la feuille Saint-Pons, environ 4 km au Sud-Ouest du Jounié.

L'éclogite du Jounié présente une évolution complexe depuis le faciès éclorite jusqu'à un faciès amphibolite compatible avec le degré de métamorphisme de son encaissant :

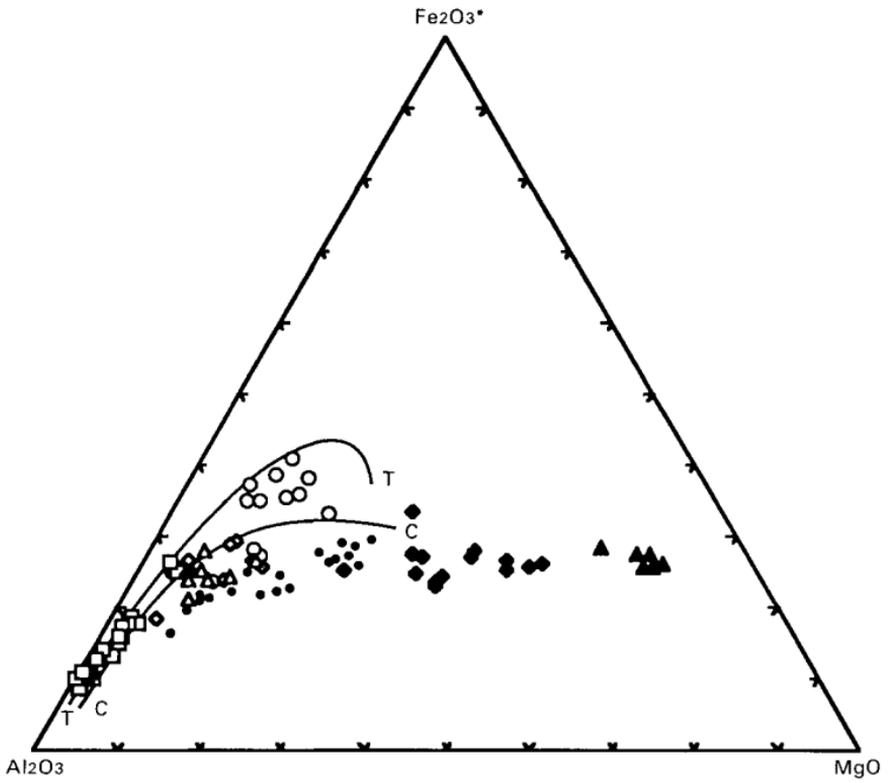
— l'assemblage primaire est : grenat (almandin 40 %, pyrope 29 %, grossulaire 31 %) + omphacite (jadéite 21 %, ferrosilite 9 %, enstatite 31 %, wollastonite 39 %) + quartz + rutile ou ilménite. Les conditions de formation peuvent être estimées à  $800 \pm 100^\circ\text{C}$  et 7 à 9,5 kbar ;

— cet assemblage est déstabilisé en kelyphite formée tout d'abord de plagioclase (An 38-42) et diopside ; puis de plagioclase et d'amphibole. Plusieurs assemblages ont été observés : labradorite (An 69-70) + hastingsite magnésienne ; oligoclase (An 28-32) + magnésio-hornblende ; et bytownite (An 78) + cummingtonite. Plus tardivement, une biotite brune se développe aux dépens de l'amphibole le long de rubans pluricentimétriques conformes à la foliation régionale ; l'ilménite et le rutile sont transformés en sphène (alumineux).

Notons enfin que certaines roches basiques (à amphibole + plagioclase + biotite + quartz) de la partie sud de la zone axiale montrent des textures symplectites (amphibole + plagioclase) qui pourraient bien dériver de kelyphite. Cela suggère que les éclorites ont pu être plus fréquentes que les rares indices actuellement connus.

η<sub>g</sub><sup>2</sup>. **Diorite quartzique à grenat (Cambon—Lacout).** Ce petit massif (2 km × 500 m), intrusif dans les gneiss du synclinorium du col de Fontfroide, apparaît sécant sur les structures précoces (P1b comprise), mais les roches sont foliées par la phase P3, ce qui date sa mise en place.

Ces diorites sont des roches à texture grenue hypidiomorphe peu variables : plagioclase (andésine), quartz mineur, biotite, grenat, apatite, allanite, zircon et exceptionnellement amphibole. La foliation est peu marquée en lame mince. Ces roches présentent de légères variations depuis des termes mésocrates pauvres en quartz jusque des termes plus leucocrates.



- Roches basiques série calco-alkaline
- ◆ Gabbros cumulatifs type Ayrole
- ▲ Éclogites ultramafiques de l'Airette
- Roches basiques série subtholéiitique
- ◇ Diorites quartziques à grenat
- △ Cambon-Lacout
- Montalet
- C Série calco-alkaline de référence
- T Série subtholéiitique de référence

**Fig. 5 - Diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO : intrusions basiques et intermédiaires précoces**

Leur composition chimique (*cf.* tabl. II) est identique à celle des diorites quartziques à grenat précoces. Elles peuvent être interprétées comme des cumulats plagioclasiques de liquides différenciés ( $\text{SiO}_2 = 56$  à  $68$  %) et s'intègrent à la lignée subtholéiitique (fig. 5).

$\zeta\gamma_{bg}$ . **Granite à biotite et grenat (Montalet)**. Le granite du Montalet forme une ceinture en bordure nord-ouest du massif de l'Agout, depuis la partie nord-ouest du dôme de Laouzas jusque, au Sud de l'Agout, la partie occidentale du synclinal de Fraïsse; il atteint son développement maximal dans le dôme de Lamontélarié. Des affleurements caractéristiques peuvent être observés au Roc de Montalet ( $x = 6327$ ;  $y = 1853$ ) et à la carrière EDF de la Ravière ( $x = 6195$ ;  $y = 1448$ ).

Sur la carte, ce granite forme des sills ou des laccolites puissants de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres, concordants sur la foliation des gneiss, mais son contour d'ensemble est nettement sécant sur les structures précoces (de phase P1b), en particulier dans la retombée nord du dôme de Laouzas. À l'affleurement, il est clairement intrusif, encore que son contact soit fréquemment guidé par la foliation des gneiss. Très localement, au contact de niveaux carbonatés se développent de petits skarns.

Le granite du Montalet présente une foliation précoce dont le caractère varie considérablement avec la position de l'affleurement dans chaque corps granitique. Au cœur des massifs importants, cette foliation est très peu marquée. Plus souvent, il s'agit d'une foliation vraisemblablement d'origine magmatique bien marquée par les lits de biotite et des tablettes de feldspath. Vers la périphérie des corps granitiques, et en particulier sur la bordure nord-ouest du massif de l'Agout, cette foliation prend un caractère plus tectonique, le quartz montre un certain étirement et l'on passe à une foliation presque blastomylonitique au voisinage des contacts. Malgré ces caractères très différents, il y a concordance et continuité entre ces différents types de foliation, montrant le caractère syntectonique de la mise en place du granite du Montalet. Les enclaves de paragneiss et d'orthogneiss montrent des structures et des foliations antérieures à la mise en place du granite. Cela conduit à attribuer la foliation du granite, et par là sa mise, en place à la phase P3. Cette foliation est incontestablement déformée, à l'échelle de l'affleurement comme à l'échelle de la carte, par les phases tardives (en particulier les phases P6 et P7).

Au voisinage de la « faille des monts de Lacaune », et en satellite de celle-ci, apparaît une seconde foliation mylonitique accompagnée de chloritisation des biotites, qui s'exaspère jusqu'à donner des couloirs de mylonite avec silicification et tourmalinisation.

Le granite est localement envahi par le granite de Laouzas qui y développe soit des veines plus ou moins diffuses de granite leucocrate

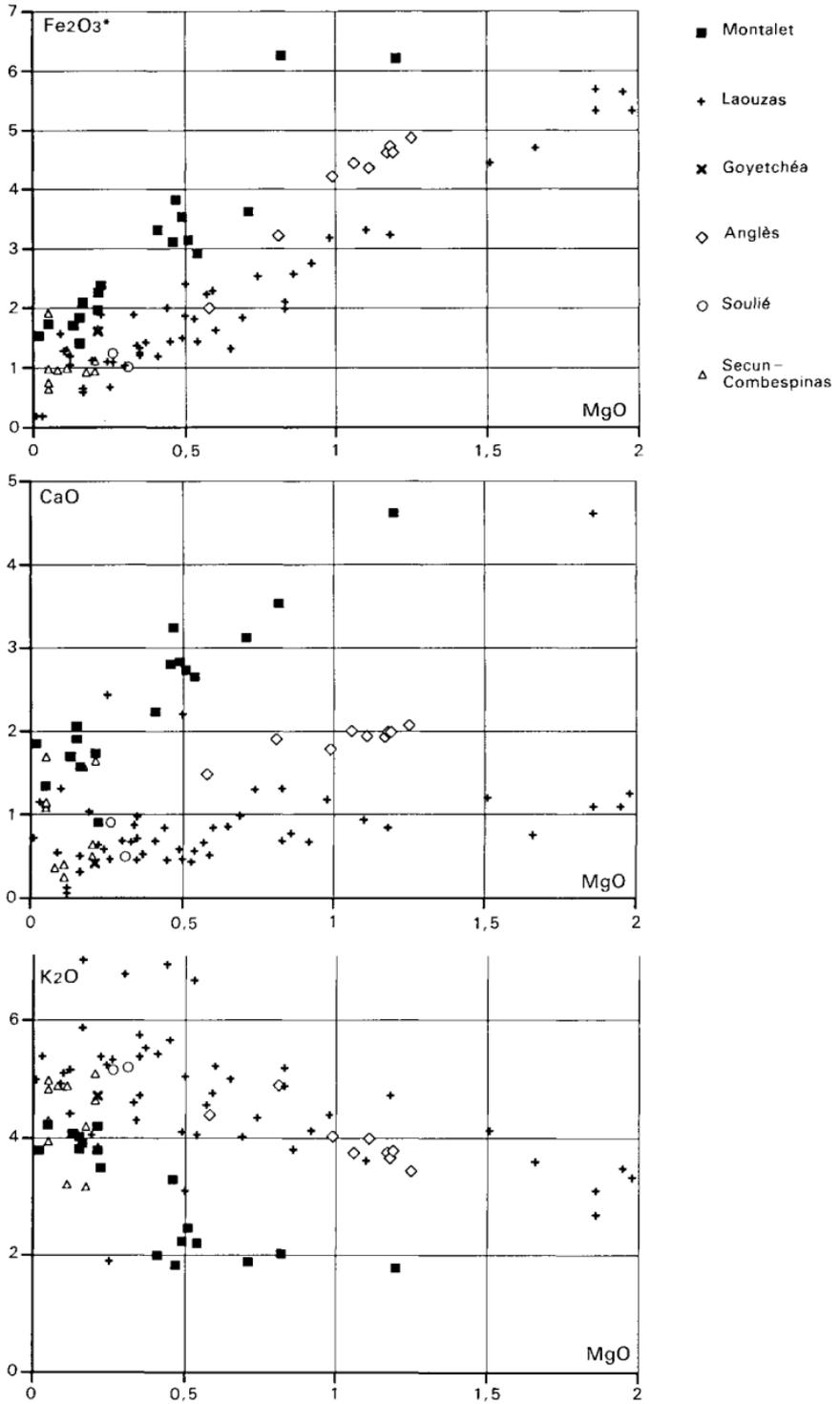


Fig. 6 - Géochimie des granitoïdes

à petite cordiérite et parfois grenat, soit des bouffées d'un granite leucocrate grossier à gros nodules de cordiérite.

• **Pétrographie.** Le granite du Montalet présente deux faciès assez bien tranchés, tous deux très leucocrates. L'un est plus riche en biotite, l'autre très pauvre en minéraux ferromagnésiens; le grenat, en très petits cristaux roses, est toujours présent. La carrière de la Raviège montre que ces deux magmas se sont mis en place simultanément.

Au microscope, ce granite est formé de quartz, d'oligoclase et de feldspath potassique; les faciès plus riches en biotite sont des granodiorites leucocrates, les faciès plus clairs sont des granites monzonitiques. Les minéraux ferromagnésiens sont très peu abondants: biotite, grenat (plus de 90 % d'almandin) et parfois un peu de muscovite primaire. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, les minéraux opaques et parfois la tourmaline. Les textures primaires, grenues hypidiomorphes à grain moyen, ne sont que rarement préservées: le développement des foliations se traduit par des textures cataclastiques, granoblastiques, et l'on peut même aller jusqu'à des recristallisations en mosaïque.

Les roches basiques associées au granite du Montalet sont assez abondantes; elles ont été décrites plus haut. Les tonalites à biotite et grenat semblent assez spécifiques de ce granite.

• **Géochimie** (fig. 6; tabl. II). Les deux faciès, plus clair et plus sombre, du granite du Montalet (et les tonalites à grenat associées) sont très homogènes.

Ce sont des roches juste saturées en alumine, calciques, sodiques, très peu potassiques et très ferrifères:

	Faciès sombre	Faciès clair
Ca/Ca + Na	22 %	18 %
Al/Na + K + 2Ca	1,15	1,1
Fe/Fe + Mg	77 %	85 %

L'ensemble de ces roches définit une lignée magmatique différenciée calco-alkaline ferrifère (lignée subtholéiitique) qui apparaît dans le prolongement (mais après une discontinuité) de la série subtholéiitique définie par les roches basiques précoces (fig. 5).

• **Âge.** Si l'âge relatif du granite du Montalet (syn-P3—anté-P5) est bien établi, son âge absolu est inconnu. Huit mesures en Rb/Sr, effectuées dans le cadre du levé de cette feuille, définissent une errorchrone à 280-285 Ma (rapport initial: 0,711); il ne s'agit manifestement pas d'un âge de mise en place mais plutôt du refroidissement après l'épisode métamorphique M2 et la migmatitisation du granite du Montalet par le granite de Laouzas.

La datation précise du granite du Montalet permettrait sans aucun doute de résoudre de nombreux problèmes de géologie régionale concernant la Montagne noire.

## Granite de Laouzas

MY<sup>2-3</sup>. **Granite migmatitique à cordiérite.** Le cœur du massif de l'Agout est envahi par le granite de Laouzas, granite migmatitique hétérogène à cordiérite (« anatexites à cordiérite », « anatexites leucocrates »).

Ce granite et ses rapports avec les séries encaissantes peuvent être observés en un certain nombre d'affleurements remarquables : barrage de Laouzas\* (x = 6338 ; y = 1483), barrage de Fraïsse (x = 6379 ; y = 1460), pont de Calas (x = 6274 ; y = 1452), première épingle de la RN 607 au Sud de La Salvetat (x = 6296 ; y = 1445).

Le granite de Laouzas est rarement homogène, même à l'échelle de l'affleurement. Généralement, il renferme une proportion plus ou moins importante d'enclaves et de schlieren et présente des faciès migmatitiques variés s'organisant en une succession qui montre la migmatitisation progressive : veines concordantes sur la foliation (migmatites lit par lit ou parfois sécantes ; les agmatites demeurent rares et n'apparaissent que dans des encaissants particuliers, roches basiques ou « gneiss gris »), granites plus ou moins riches en enclaves tantôt à bord net, tantôt à bord diffus, nébulites à schlieren de biotite et traînées d'enclaves, bouffées irrégulières de granite leucocrate à structure équante où se développent de grandes traînées dendritiques de cordiérite.

Ces faciès très variés sont répartis de façon irrégulière à l'échelle du massif et il n'est pas possible d'établir une zonéographie des faciès des migmatites à quelque échelle que ce soit. Le contrôle des faciès des migmatites est essentiellement lithologique : les roches pauvres en alcalins sont bien préservées, que ces roches soient pauvres en alcalins parce que trop basiques (roches basiques, gneiss-à-silicates-calciques, cipolins), trop siliceuses (les « gneiss gris ») ou trop alumineuses (kinzigites, gneiss riches en cordiérite) ; les gneiss œillés d'Héric et le granite du Montalet sont aussi largement épargnés par la migmatitisation, sans doute à cause de leur pauvreté en eau.

Le contrôle lithologique est aussi un contrôle lithostratigraphique : les gneiss d'Héric, les parties basales et supérieures de la Formation de Puech-Plo, la Formation de Nages demeurent bien reconnaissables, alors que les gneiss du Larn, la partie moyenne de la Formation de Puech-Plo, la Formation de Murat sont remplacés par des granites à vagues schlieren, très leucocrates dans le cas des gneiss du Larn et de Murat. Il est donc possible dans une large mesure d'identifier les différentes formations et d'en tracer les différents niveaux repères, depuis les zones non migmatitiques jusqu'au cœur des migmatites.

Très fréquemment (en fait presque systématiquement), des phénomènes réactionnels s'observent entre les enclaves et les parties grani-

\* *Lauzas* sur le fond topographique IGN

tiques, traduisant un déséquilibre chimique entre le granite et son encaissant.

L'étude microtectonique menée sur les enclaves, même dissociées, du granite, aboutit à des résultats cohérents avec les résultats acquis en dehors des zones granitisées.

À l'échelle de la carte, le granite de Laouzas se développe entièrement en domaine catazonal; il forme des taches diffuses dont les limites sont sécantes sur les structures tectoniques et indépendantes de l'isograde d'anatexie régionale et des structures thermiques que l'étude des kinzigites permet de tracer en catazone.

Bien qu'ayant commencé très tôt dans l'évolution orogénique du massif de l'Agout (phases P1-P3), la migmatitisation apparaît comme un phénomène qui culmine tardivement au cours des phases tardives qui ploient la zone axiale en dôme, ou peu après; le granite se développe dans un bâti déjà structuré et n'induit pas de déformation.

● **Pétrographie.** Dans ses faciès homogènes à l'échelle de l'échantillon, le granite de Laouzas présente une très grande variété. On peut distinguer les termes suivants qui forment d'ailleurs une suite continue:

— des *granodiorites* ou *diorites quartziques sombres*, riches en minéraux ferromagnésiens, souvent hétérogènes, à quartz, plagioclase à tendance automorphe, très zoné (An 36 à An 25 dans les diorites quartziques, An 25 à An 15 dans les granodiorites), biotite, cordiérite en petits prismes automorphes, zircon, apatite, ilménite, pyrrhotite. Le feldspath potassique apparaît irrégulièrement en grands cristaux xénomorphes riches en inclusions;

— des *granites monzonitiques leucocrates* à biotite avec ou sans cordiérite en petits cristaux automorphes, quartz, plagioclase à zonation complexe An 22 à An 4, feldspath potassique en cristaux xénomorphes riches en inclusions et en cristaux automorphes perthitiques, biotite, cordiérite, parfois grenat en voie de résorption dans la cordiérite, apatite, zircon, ilménite. Texture hipidiomorphe et grain moyen;

— des *granites leucocrates à nodules quartz-cordiérite*, à quartz, orthose très perthitique, plus ou moins riches en grandes cordiérites pœciloclastiques (symplectite quartz-cordiérite, avec parfois des inclusions de biotite, grenat et/ou de sillimanite), plagioclase mineur zoné de An 8 à An 2, apatite, ilménite. Texture grenue souvent xénomorphe, à grain moyen à grossier, parfois à tendance porphyroïde;

— des *granites hololeucocrates à feldspath alcalin* formés presque uniquement de quartz et d'orthose très perthitique avec très peu de plagioclase. Bien que communes en veines ou dans les franges réactionnelles avec les enclaves, ces dernières roches représentent un très faible volume.

● **Géochimie.** Le granite de Laouzas est très variable :

	Moyenne	Extrêmes	
SiO <sub>2</sub> %	72,78 ± 2,42	68,91	76,45
Fe/Fe + Mg %	65,22 ± 14,96	25,17	89,71
Ca/Ca + Na %	12,06 ± 6,15	0,77	25,57
Al/Na + K %	1,36 ± 0,15	1,20	1,87
Na/Na + K %	47,30 ± 8,23	32,60	61,01

Le granite reflète dans sa composition chimique (rapport fer/magnésium et fer/titane) et dans le chimisme de ses minéraux (ferromagnésiens) la nature des roches granitisées. Mais la discussion géochimique détaillée, l'absence de roches à composition de restite, l'existence de franges réactionnelles entre granite et encaissant, et les données isotopiques, montrent que l'hypothèse d'une anatexie isochimique *in situ* est insuffisante pour rendre compte de l'origine du granite de Laouzas, si ce n'est pour certains niveaux déterminés (gneiss de Murat, certains gneiss du Somail, certaines kinzigites) d'extension limitée.

Le granite de Laouzas apparaît comme le résultat d'une évolution poussée d'une *migmatite d'apport* (Demange, 1980a), développée surtout à partir des métapélites de la Formation de Puech-Plo. Le calcul des bilans montre que cet apport était un granite potassique, mais le granite a été contaminé par son encaissant, de sorte que le produit final est un granite homogène dont les variations de composition chimique reflètent à la fois le caractère plus ou moins différencié des ichors mais aussi, et surtout, un degré plus ou moins important d'assimilation et la nature de la roche assimilée. Plus généralement, il se forme des migmatites hétérogènes, mélange de granite et d'encaissant en cours d'assimilation.

● **Âge.** Les données analytiques de M. Roques et M. Vachette (1970) et J. Hamet (1975) permettent de définir l'isochrone (errorchrone) suivante :  $340 \pm 22$  Ma ; rapport initial =  $0,7102 \pm 9.10^{-4}$ .

L'étude Rb/Sr menée dans le cadre du levé de cette feuille ne permet pas de définir d'isochrone, le granite ayant assimilé des roches dont les rapports isotopiques étaient hétérogènes. Il est vraisemblable que ce granite induit une homogénéité isotopique des roches qu'il assimile, mais cette homogénéisation n'est pas totale.

À défaut de données géochronologiques directes, l'âge du granite de Laouzas peut être estimé par des considérations géologiques (mise en place contemporaine de la formation du dôme) et par les données géochronologiques qui datent cette évolution tectonique : un âge westphalien (âges radiométriques compris entre 316 et 305 Ma) semble vraisemblable. Le refroidissement à moins de 400 °C était réalisé dès 310 Ma (Costa, 1990), d'après les analyses <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar sur les muscovites et biotites. De même, la monazite concordante en U/Pb à  $308 \pm 8$  Ma (Gebauer, 1974), indiquerait au Cabaretou un refroidissement vers 600 °C dès 308 Ma (Westphalien).

## Granites tardifs en massifs circonscrits

$\gamma_b^{3-4}$  **Granite d'Anglès.** Le granite d'Anglès forme un massif long de 13 km pour une largeur atteignant 2,5 km dans la partie sud-ouest de la feuille Lacaune ; il s'étend au-delà sur les feuilles voisines Castres, Mazamet et Saint-Pons.

Dans sa partie sud-ouest, ce granite apparaît comme un massif circonscrit nettement intrusif, alors que dans sa partie orientale c'est plutôt un granite à bord diffus très hétérogène. Cette différence de gisement est liée à un gradient de métamorphisme de son encaissant : le granite est plus proche de l'équilibre thermique avec l'encaissant dans sa partie radicale nord-est que vers sa partie apicale au Sud-Ouest.

Ce granite forme un corps grossièrement concordant sur la structure régionale du synclinorium du col de Fontfroide. Cette unité structurale est constituée de gneiss du Larn avec d'étroites bandelettes de paragneiss. Celles-ci peuvent être longuement tracées dans le granite d'Anglès, où elles sont complétées et relayées par des bandes de roches basiques ( $\gamma$ ).

• **Pétrographie, géochimie.** Peu variable, le granite d'Anglès est un granite monzonitique-granodiorite à texture grenue hypidiomorphe, à grain moyen non porphyroïde, formé de plagioclase (An 30-25), quartz, orthose, biotite riche en inclusions de zircon et d'apatite et rare muscovite tardive. Ce granite présente une altération caractéristique en boules.

Le granite d'Anglès présente des compositions de caractère intermédiaire ( $\text{SiO}_2 = 67-70\%$ ), légèrement peralumineuses, plutôt potassiques (tabl. II, en annexe). Il forme une lignée différenciée, assez voisine de la lignée des orthogneiss du Somail, mais légèrement plus calcique.

• **Âge.** Le granite d'Anglès se rattache à la famille des intrusions tardi-hercyniennes d'âge westphalien supérieur à stéphanien inférieur, ce que confirme les âges obtenus par la méthode Rb/Sr sur ses biotites (227 Ma) et par la méthode des traces de fission sur ses apatites (251 Ma).

Mais l'isochrone en roche totale (6 points) obtenue dans le cadre des études géochronologiques liées au levé de la feuille Lacaune fournit un âge de  $171 \pm 36$  Ma (rapport initial =  $0,7207 \pm 17.10^{-4}$ ).

L'âge Rb/Sr des muscovites est de 107 Ma. Il s'agit incontestablement d'un âge de remaniement, peut-être lié au développement de zones très intensément hydrothermalisées et argilisées le long de fractures subméridiennes.

$\Upsilon_{\text{bm}}^3$ . **Granites à deux micas (Le Soulié)**. Dans la forêt du Cornut ( $x = 6300$ ;  $y = 1404$ ) et au Sud de Roussolp ( $x = 6266$ ;  $y = 1401$ ) s'observent de petits massifs de granite à deux micas; il s'agit de satellites du massif du Soulié développé sur la feuille Saint-Pons.

Ce sont des granites monzonitiques à texture grenue hypidiomorphe, à orthose, plagioclase (An 25-0), quartz globulaire, biotite, muscovite (renfermant parfois des aiguilles de sillimanite), zircon et apatite.

Chimiquement, ce sont des granites différenciés ( $\text{SiO}_2 = 72-73 \%$ ), où le faible nombre d'analyses dont nous disposons ne permet pas de définir de lignée.

Les minéraux du granite du Soulié ont fourni des âges tardi-hercy-niens : 280 Ma (muscovite), 276 Ma (biotite).

$\Upsilon_{\text{gt}}^2$ . **Granites à muscovite, grenat et tourmaline (Secun—Combespinas)**. Ces granites forment des coupoles plurikilométriques ( $6 \times 1,5$  km pour le granite de Combespinas qui se prolonge sur la feuille Castres, et  $1 \times 0,5$  km pour le granite de Secun), intrusives dans la partie orientale du dôme de Lamontélarié. Les bandelettes de paragneiss et de roches basiques préservées dans le granite du Montalet peuvent être généralement tracées dans ces granites.

Il s'agit de granites roses, à grain fin, pauvres en biotite, riches en orthose, à quartz et à plagioclase xénomorphe (An 10-15, parfois albite), muscovite, tourmaline, grenat. La sillimanite y forme parfois des aiguilles dans la muscovite et des placages et nodules tardifs. Les textures sont grenues xénomorphes, avec parfois deux temps de cristallisation; la partie ouest du granite de Combespinas a subi une cataclase tardive.

Chimiquement, ces granites se distinguent par leur caractère très évolué ( $\text{SiO}_2 = 73-76 \%$ ), relativement sodique et potassique et par un rapport fer/magnésium assez élevé (tabl. II). Ils montrent une légère différenciation mais il est difficile de les rattacher aux différentes lignées reconnues en zone axiale.

Neuf échantillons analysés en Rb/Sr dans le cadre du levé de cette feuille permettent de tracer les isochrones suivantes:  $305 \pm 11$  Ma (rapport initial =  $0,7110 \pm 3.10^{-4}$ ) et  $282 \pm 11$  Ma (rapport initial =  $0,7107 \pm 3.10^{-4}$ ), âges qui représentent sans doute la mise en place de ces granites.

$\Upsilon_{\text{c}}^2$ . **Granite à cordiérite (Goyetchéa)**. Ce granite forme une lentille ( $0,8 \times 0,2$  km) dont on peut observer le toit et le mur, encaissée dans les paragneiss migmatitiques du dôme de Laouzas et contrôlée par une structure anticlinale de phase P5 (direction N120).

C'est un granite leucocrate à grain moyen à fin à texture grenue subautomorphe, riche en quartz, à plagioclase très zoné (An 38-0), orthose xénomorphe, cordiérite en petits prismes automorphes, rare biotite et un peu de muscovite et de sillimanite en placages.

Le granite de Goyetchéa est manifestement apparenté au granite de Laouzas.

### **Roches filoniennes**

**P. Pegmatites.** Les pegmatites (et les aplites associées) forment des filons ou des sills métriques à hectométriques très répandus dans l'ensemble de la zone axiale de la Montagne noire. Seuls les corps les plus importants ont été représentés.

Les pegmatites sont surtout développées vers la base du domaine mésozonal et le sommet de la catazone, formant une couronne autour du massif de l'Agout. Sur la feuille Lacaune, on remarquera leur développement en bordure sud du Somail (coin sud-est de la feuille), le champ qui va du bois de Lause au Nord de la Serre de Nages, et la partie nord-ouest du massif.

La mise en place de ces roches s'échelonne tout au long de l'histoire du massif, mais la venue principale est post- (ou syn-) P1b et anté-P6. Il existe aussi une venue tardive jalonnant les fractures d'extrados des plis P6 et surtout P7.

Ces pegmatites sont très variées :

- en général, il s'agit de pegmatites banales à muscovite et accessoirement grenat et tourmaline, dont la disposition en couronne autour du massif et le contrôle par le degré de métamorphisme souligne le caractère de pegmatites péri-anatectiques ;
- les pegmatites qui recoupent les roches basiques sont riches en biotite, apatite et plagioclase ; la muscovite en est absente ;
- certaines pegmatites à biotite et cordiérite se rattachent au granite de Laouzas ;
- dans la partie nord-ouest du massif, les pegmatites sont riches en tourmaline, grenat et muscovite et présentent une teinte rose. Elles se rattachent aux granites de Secun et Combepinas (et peut-être au granite du Montalet). Les pegmatites de la Croix Saint-Julien et du puech Margot, célèbres par leurs minéraux de lithium et de béryllium, (Pierrot *et al.*, 1976), se relie à cette famille.

**Q. Quartz.** Le massif de l'Agout est haché de nombreuses failles tardives fréquemment jalonnées de filons de quartz. Ces filons se répartissent en quatre systèmes :

- filons de direction N165°E à 20°E, généralement assez puissants (métriques), à remplissage de quartz blanc parfois calcédonieux avec hématite, rubanés et géodiques. Ces filons jalonnent les structures de phase P7 (très souvent les fractures d'extrados de plis à grand rayon

de courbure) et forment trois grands faisceaux : Cambon—col des Saints—Merle (feuille Bédarieux) à l'ennoyage oriental du dôme de Laouzas ; La Salvetat—Lacaune dans le synclinal du Vernoubre et à la retombée occidentale du dôme de Lamontélarie ;

— filons E-W (N75°-95°E), filons métriques de quartz blanc, souvent géodiques, présentant parfois des boxworks (l'Ayrole près de Fraïsse). Le principal faisceau jalonne de façon discontinue le synclinal de Fraïsse sur toute la largeur de la feuille ;

— les filons de direction N35°E et N120°E ont des caractéristiques voisines : filons peu épais, accompagnés de zones broyées silicifiées, jalonnant des petits décrochements senestres. Les faisceaux principaux sont les faisceaux de direction N120°E Fraïsse—col de Fontfroide—Maurouls et La Salvetat—Rescol, et les faisceaux de direction N35°E La Salvetat—Laouzas et Lagrange—Jaladieu.

### Domaine des monts de Lacaune

#### Précambrien *p.p.* (?) à Cambrien inférieur

k1. « **Formation de Marcory** ». Les terrains les plus profonds affleurant dans les unités de la Quille et de Cambous (*cf.* encart) sont de puissantes formations gréso-pélitiques, de métamorphisme épi- à mésozonal, que leur position, sous les dolomies du Cambrien inférieur permet de corréliser avec la Formation de Marcory d'âge protérozoïque terminal à cambrien inférieur. La Formation de Marcory, définie dans le versant sud de la Montagne noire, est bien caractérisée dans les monts de l'Est de Lacaune (feuilles Bédarieux et Camarès). Sur la feuille Lacaune, elle est moins caractéristique, sans doute simplement du fait d'un métamorphisme plus poussé.

Nous rapportons à cette même formation, les micaschistes du lambeau du bois de Marc qui constitue un copeau entraîné le long de la « faille des monts de Lacaune ».

À la limite est de la feuille, la région de Murat-sur-Vèbre montre également la « Formation de Marcory » à l'extrémité occidentale de l'unité de Murat—Castanet, unité mieux développée sur la feuille Bédarieux. Dans cette unité, comme dans l'unité du Mendic (feuilles Bédarieux et Camarès), de puissantes formations volcaniques acides (les « blaviérites ») et volcano-sédimentaires s'intercalent au sommet de cette formation.

• Dans l'unité de la Quille, la « Formation de Marcory » a une puissance d'environ 800 à 900 m.

Sa partie inférieure est à dominante pélitique, avec quelques niveaux décimétriques de gneiss-à-silicates-calciques.

La formation devient ensuite progressivement plus gréseuse ; les termes gréseux s'organisent en faisceaux métriques à décamétriques entrecoupés de termes plus pélitiques, formant des barres dans le

paysage et déterminant une ligne de sommets au Nord du sillon Lacaune—Brassac (puechs de Montgros, de Fontbonne, la Quille, puech Carbonniès, Miremont, le Quio). Il s'agit de grès sombres dans les zones les plus métamorphiques (présence de biotite), verts dans les zones de métamorphisme plus faible (Soulègre, bois de Luc). Les bases de bancs sont remarquablement planes. Des granoclasses s'observent parfois et, plus rarement, des stratifications entrecroisées (ce qui permet de s'assurer de la polarité des séries et de l'absence de redoublements importants). Un niveau de schistes noirs pyriteux peut être tracé dans la vallée du Gijou. Les feldspaths détritiques sont remarquablement absents dans toute cette partie inférieure de la formation. Les termes pélitiques montrent fréquemment des nodules de cordiérite ou d'andalousite dans les zones les plus métamorphiques.

Puis la formation passe à des grès plus massifs, de teinte souvent verdâtre, localement presque quartzitiques (sommets de Roquenièrre au Sud-Est de Gijounet). Ces termes se caractérisent par l'abondance de clastes feldspathiques, oligoclase et feldspath potassique ; le feldspath apparaît brutalement, d'abord dans certains bancs, puis de façon généralisée ; cela traduit le renouvellement de l'apport sédimentaire, peut-être en écho lointain du volcanisme acide qui se développait dans l'unité du Mendie.

La formation se termine par des termes plus pélitiques et en particulier par des schistes fins, tendres, rubanés, gris bleuté, beige roussâtre par altération, formés uniquement de muscovite fine avec de la pyrite et de rares petits clastes de quartz.

• Dans *l'unité de Cambous*, cette formation grésopélitique est affectée d'un métamorphisme plus fort : zone de l'andalousite et même localement de la sillimanite. Elle comprend, de bas en haut :

— une série d'origine essentiellement pélitique, formée de micaschistes bleutés alumineux (présence de cordiérite, andalousite et localement sillimanite), remarquablement pauvres en feldspath. Cette formation, dont la base est inconnue, présente une puissance d'environ 300 m ;

— environ 40 m d'une série plus gréseuse organisée en lits millimétriques à centimétriques quartzeux (pratiquement sans feldspath) séparés par des interlits micaschisteux ; des granoclasses et des stratifications entrecroisées sont parfois préservés. Ce terme plus gréseux passe vers le haut à une formation plus pélitique, analogue aux micaschistes précédents, puissante d'une quarantaine de mètres ;

— une trentaine de mètres de schistes noirs tendres, rubanés, souvent rouillés à la surface du sol.

Des micaschistes analogues aux termes profonds de l'unité de Cambous affleurent au Sud de Rec-de-Nore. Ce panneau, coince entre deux accidents subverticaux, forme un copeau tectonique (unité du bois de Marc) entraîné dans le jeu en décrochement de la « faille des monts de Lacaune ».

• Dans la région de Murat-sur-Vèbre, les terrains attribués à *Yunité de Murât—Castanet* affleurent dans trois collines séparées entre elles

et de la principale zone d'affleurement de cette unité (feuille Bédarieux) par les recouvrements quaternaires très étendus de l'ombilic Murat—les Senausses. Aussi, bien que le degré de métamorphisme soit faible (zone de la chlorite et début de la zone de la biotite), les corrélations lithostratigraphiques et structurales sont délicates. Dans cette région, cette unité apparaît structurée en une vaste synforme tardive de direction NW-SE, reprenant des structures isoclinales précoces de direction SW-NE. Compte tenu de cette structure, il est possible de proposer la succession lithostratigraphique suivante.

Les termes inférieurs de ce secteur seraient les tufs rhyolitiques et rhyolites ( $k_{1p}$  : « **blaviérites** ») qui affleurent à Murat à la base de la colline de Labade (le Castellas, carrière à la sortie nord de Murat) et à la faveur de petites charnières anticlinales précoces dans de petites carrières au Nord du puech de Montaigut. Ce sont des roches massives à patine claire, plus ou moins schistosées. Elles présentent une texture porphyrique bien reconnaissable avec une matrice felsitique envahie par de la muscovite secondaire fine et des phénocristaux (de quelques millimètres, formant moins de 10 % de la roche) de quartz bleuté arrondis, d'albite et de feldspath potassique largement albitisé. Il s'agit manifestement de roches hydrothermalisées, comme le confirme l'analyse chimique : lessivage total du calcium, caractère hyperpotassique ( $K_2O = 6,25 \%$ ) et hyperalumineux ( $Al/Na + K = 1,81$ ); ces roches sont assez fortement ferrifères ( $Fe_2O_3 = 1,62$  pour  $MgO = 0,32$ ).

Ces rhyolites sont surmontées par une série sédimentaire et volcano-sédimentaire puissante de 150 m environ, qui forme l'essentiel des collines de Labade et du puech de Montaigut ; quelques affleurements à proximité de la Métairie-Neuve assureraient la corrélation avec la colline de Camparnaut. Cet ensemble débute par des schistes blancs très riches en muscovite (rhyolites ou tufs rhyolitiques très hydrothermalisés), suivis par des grès verdâtres à clastes de quartz et de feldspath (d'origine volcano-sédimentaire) et des schistes verts. Un nouvel ensemble de schistes blancs à phénocristaux de quartz et d'albite, de « grès » fins à clastes de quartz et de feldspath (avec parfois des textures rappelant des ignimbrites) et avec de fins niveaux de roches vertes (albite, actinote, chlorite), témoigne d'un nouvel apport volcanique et volcano-sédimentaire. Cet ensemble peut se corréler avec la série volcano-détritique du Layrac de l'unité du Mendic.

L'essentiel de la colline de Camparnaut est formée de schistes verts avec des niveaux (ou replis synclinaux) de grès noirs localement calcareux ; de tels faciès s'observent aussi au puech de Montaigut.

### **Cambrien inférieur**

**$k_{1-2}$ . Alternances schisto-gréso-carbonatées.** Le passage de la sédimentation gréso-pélique à la sédimentation carbonatée se fait par une série d'alternances schisto-gréso-carbonatées, plus ou moins développée dans les différentes unités.

À vrai dire, l'ensemble du Cambrien inférieur schisto-gréso-carbonaté (ki-2) et carbonaté (k2ai, k2a2) s'organise en deux mégaséquences constituées d'un terme détritique basal, de calcaires puis de dolomies. Ce n'est que pour des raisons cartographiques que les dolomies du cycle supérieur ont été individualisées.

La coupe type de cette formation peut être prise, dans l'unité de la Quille, au voisinage du carrefour du Bouissas, environ 2 km au Nord de Gijounet. Après débrouillage des complications tectoniques, la série apparaît formée des deux mégaséquences suivantes :

— la mégaséquence inférieure, puissante d'une vingtaine de mètres, est formée de plusieurs séquences élémentaires puissantes de quelques mètres : base détritique (qui peut manquer), calcaires noirs en bancs décimétriques alternant avec des schistes noirs, dolomies litées et enfin dolomies massives en bancs métriques à plurimétriques, noires à patine beige (avec parfois des load casts à la base). Ces dolomies massives forment une barre plurimétrique qui termine cette première mégaséquence ;

— une décharge de schistes noirs pyriteux marque la base de la mégaséquence supérieure qui se poursuit et est formée d'une dizaine de mètres de calcaires noirs lités avec des intercalations de schistes noirs à la base. Les dolomies massives (k2ai) constituent son terme supérieur.

L'ensemble est riche en figures et structures sédimentaires : les stratifications sont le plus souvent parallèles mais on observe aussi des stratifications obliques, des stratifications entrecroisées et des rides; certains niveaux sont slumpés et, en dehors de la coupe du Bouissas, on connaît à ce niveau, interstratifiés dans les calcaires noirs, des brèches polygéniques à éléments de schistes noirs, grès et dolomies.

Ces « alternances schisto-gréso-carbonatées » varient considérablement à travers les différentes unités tectoniques. La succession observée au Bouissas peut être étendue à la partie nord de l'unité de la Quille (sous-unité de Carausse—Faydel) ; plus au Sud, la série se réduit considérablement jusqu'à une puissance de l'ordre de 5 m à Fontbonne. Elles manquent, peut-être pour des raisons tectoniques, dans la partie ouest de cette unité (région de Calmels). Dans l'unité de Cambous, les dolomies k2ai reposent directement sur les schistes noirs du sommet du ki-2; toutefois, un peu à l'Ouest de la limite de la feuille Lacaune, on retrouve les « alternances schisto-gréso-carbonatées » à proximité de Vie au Sud de Castelnau-de-Brassac.

**k2ai. Formation carbonatée massive.** Cette formation est constituée pour l'essentiel de dolomies massives ou rubanées monotones, gris plus ou moins sombre dans la partie inférieure, plus claires ensuite, à patine beige. Ces dolomies sont largement recristallisées et aucune structure sédimentaire claire ne peut y être observée. Elles renferment localement de la trémolite (dès l'isograde de la biotite dans les pélites) et du diopside (à partir de l'isograde de la cordiérite dans les schistes).

Des niveaux métriques à plurimétriques de calcaires noirs s'y interstratifient, en particulier dans la partie supérieure. Cet ensemble affleure sur une cinquantaine de mètres dans l'unité de Cambous et la partie sud de l'unité de la Quille. Sa puissance atteint au moins 100 m dans le Nord-Ouest de cette unité et peut-être 200 m au Nord d'Espérausses.

Dans l'unité de Cambous et au Nord de Lacaune, ces dolomies sont surmontées par des calcaires noirs lités, puissants au maximum d'une dizaine de mètres. Le sommet de ces calcaires est tronqué par des accidents tectoniques, de sorte que nous ignorons s'il s'agit effectivement du toit de la formation dolomitique. Sur la carte, ces calcaires ont été regroupés avec les dolomies k2ai.

**k2a2. Alternances gréso-carbonatées supérieures (Farayruc—Calmejanne, Espérausses).** Nous regroupons dans cet ensemble k2a2 des formations gréso-carbonatées, non datées, de métamorphisme mésozonal, difficilement corrélables en termes de lithofaciès avec les séries des monts de l'Est de Lacaune. Ces formations affleurent dans deux régions distinctes où les séries lithostratigraphiques de chaque région sont d'ailleurs différentes :

— dans la région d'Espérausses, ces formations constituent le cœur de synclinaux, plus ou moins écaillés, dont les flancs sont constitués des dolomies k2ai ;

— dans l'unité de Farayruc—Calmejanne, ces formations constituent les flancs et la fermeture ouest d'un synclinal isoclinal dont le cœur est occupé par les micaschistes de Calmejanne, attribués au k2bi.

• Dans la *région d'Espérausses*, le sommet de la formation carbonatée k2ai est formé de calcaires noirs, puis viennent des schistes souvent assez gréseux où s'interstratifient des niveaux plurimétriques de calcaires à laminites gréseuses, de calcaires noduleux, de schistes à nodules calcaires (faciès des « schistes troués » : k2a2[a]) ; des grès impurs sombres (k2a2[b]) à niveaux centimétriques de gneiss-à-silicates-calciques leur succèdent. Le cœur de ces synclinaux est occupé par les formations gréso-schisteuses sombres (jaunâtres par altération).

• Dans l'*unité de Farayruc—Calmejanne*, compte tenu de la structure en synforme isoclinale, la stratigraphie de cette formation s'établit comme suit :

— les termes les plus profonds, en position inverse au Nord-Ouest de Sagnens, sont des grès noirs impurs (k2a2[a]) plus ou moins calcareux (gneiss-à-silicates-calciques) ;

— les dolomies claires de Sagnens (k2a2[b]) forment un niveau d'une vingtaine de mètres de puissance ;

— puis vient un ensemble de grès noirs impurs (k2a2[a]) parfois calcareux, à passées métriques de dolomies claires, puis de calcaires à laminites gréseuses et de grès à nodules calcaires (faciès « troué ») (50 m environ ?) ;

— les calcaires de Farayruc—Calmejanne sont des calcaires très cristallins, rubanés blanc et noir (k2a2[c]), puissants de 20 à 30 m; ils contiennent localement des minéralisations en fer.

**k2bi. «Unité des ardoisières» : schistes noirs ardoisiers pour l'essentiel.** Cette formation est puissante d'environ 300 m. Très homogène, elle est composée pour l'essentiel de schistes noirs, à caractère ardoisier local, contenant des intercalations de grès clairs micacés. Elle se caractérise par la présence d'horizons à nodules phosphatés, de taille millimétrique, localement très abondants, et de petits lits millimétriques de pyrite, localement abondants. Cette formation est connue régionalement sous la dénomination «unité des ardoisières».

Dans le secteur de Lacaune, cette formation constitue un méga-anticlinal couché vers le Sud-Est. Un sondage de 69 m implanté dans la carrière Gareng, dans le flanc inverse de cet anticlinal, avec pour objectif la reconnaissance du plancher de la «formation ardoisière», a recoupé de haut en bas (Guérandé *et al.*, 1981) :

— une séquence de schistes «ardoisiers» à abondants nodules phosphatés, à intercalations gréseuses et petits lits pyriteux ;

— une séquence gréseuse constituée d'une alternance métrique ou plurimétrique de schistes noirs à petits lits gréseux ou pyriteux ( $\wedge$  1 mm) et de grès fins lités à interlits silteux ou localement carbonates. Un seul banc massif (6 m de puissance) de grès à ciment carbonaté a été recoupé. Vers la fin du sondage, les matériaux sont de plus en plus broyés et injectés de quartz, traduisant la proximité du cisaillement tangentiel basal qui lamine le flanc inverse de la structure.

La séquence gréseuse caractérise le sommet stratigraphique de la formation k2bi. Sur le flanc normal de l'anticlinal, moins affecté par les cisaillements, sa puissance peut être estimée à 100 environ. Elle devient carbonatée dans sa partie sommitale (col du Bouissou) où l'on observe des grès à ciment carbonaté et de petits lits calcaires. Elle passe progressivement, en continuité de sédimentation, à une formation calcaro-schisteuse verte.

À proximité de la zone axiale, le cœur de la synforme de Calmejanne est occupé par un ensemble schisto-gréseux de métamorphisme mésozonal, qui a été corrélé avec cette formation : sur les calcaires de Farayruc—Calmejanne viennent tout d'abord des grès sombres, puis une puissante série gréso-pélitique sombre, alumineuse (présence de cordiérite et d'andalousite) contenant localement des lentilles calcaireuses.

### **Cambrien moyen—Ordovicien inférieur**

**k2b2-3. «Formation schisto-carbonatée verte».** Cette formation schisteuse, verte dans l'ensemble, contenant de nombreux horizons carbonates et des volcanites, est noire dans sa partie tout à fait inférieure. Épaisse d'environ 500 m, elle affleure largement dans l'unité composite

IV : elle constitue, d'une part la fermeture synclinale du Merdelou (sous-unité IVa au Nord-Est de la feuille) et, d'autre part, dans la sous-unité de Barre—Viane IVb (anticlinal couché de l'«unité des ardoisières»), le flanc normal et le flanc inverse, ce dernier étant laminé (lanières de la Sagne, la Bessière, Besselbes—moulin Parahou). Sont attribués également à cette formation les terrains qui composent les petites unités du Thioys et de Cuillé—le Teil (*cf.* encart).

L'absence de datations précises et la paléogéographie très contrastée des unités des monts de Lacaune, qui rendent les corrélations d'unité à unité souvent difficiles, ont conduit à inclure dans cette formation «compréhensive» des terrains dont l'âge s'échelonne probablement du Cambrien inférieur sommital au Cambrien moyen *s.l.*

De bas en haut, on distingue deux grands ensembles lithostratigraphiques difficiles à individualiser cartographiquement.

Un premier ensemble est constitué de **schistes gris-noir** dans lesquels sont interstratifiés :

- des « calcschistes troués » (cet aspect est dû à l'intersection S0/sD2) ;
- des bancs métriques de **calcaire bleu-noir** [1], devenant très puissants (pluridécamétriques) dans la partie sommitale (comme ceux de la carrière de la Font-Blanche au toit desquels se situent des **brèches volcaniques kérotophyriques**) ; à la Bessière, des brèches synsédimentaires sont interstratifiées dans ces calcaires ;
- des **calcaires lités** [3], de puissance décamétrique, formés d'alternances de lits centimétriques à décimétriques de calcaires clairs ou sombres, de siltites grises, et de grès très fins fréquemment démantelés (la Bessière) ;
- au Nord de Lacaune, des grès fins noirs en petits bancs centimétriques à décimétriques, des grès localement très feldspathiques et des **tufs** [2], plus ou moins remaniés, à esquilles silteuses.

Dans l'unité de Cuillé—le Teil, on connaît par ailleurs des roches à quartz-graphite-apatite qui pourraient représenter des niveaux phosphatés métamorphisés.

Au-dessus vient un ensemble **schisto-carbonaté vert**. Il est constitué pour l'essentiel de schistes, de calcschistes et de «schistes troués» (intersection S0/sD2), dans lesquels sont intercalés des calcaires lités et des calcaires massifs en bancs de puissance métrique, parfois décimétrique. Ce second ensemble contient des intercalations :

- de laves et de passées tuffacées que l'on ne connaît que dans la fermeture synclinale du Merdelou, les lanières du Thioys et de la Sagne et l'unité de Cuillé—le Teil ;
- de dolomies qui sont une particularité de la sous-unité du Merdelou (IVa).

Les *volcanites* sont une particularité de la sous-unité IVa du Merdelou à ce niveau stratigraphique.

Il s'agit principalement de **brèches volcaniques** qui se placent généralement entre les deux ensembles schisto-carbonatés, au niveau des calcaires bleu-noir. Elles peuvent également constituer des intercalations dans la partie basale de l'ensemble schisto-carbonaté vert.

Ces brèches forment un horizon puissant d'environ 200 à 300 m, constant le long du flanc normal du Merdelou. Dans le flanc inverse et la fermeture périclinale, ces brèches sont peu affleurantes, mais on les retrouve associées à des schistes noirs. Elles sont constituées de fragments anguleux ou émoussés de taille millimétrique à décimétrique, non jointifs et non classés.

Au microscope (Landes, 1980 ; Alsac, 1991), on constate qu'il s'agit de tufs à blocs et lapillis, de composition kéraatophyrique ou albitophyrique mésocrate. Les formes irrégulières des éléments suggèrent un faible degré de remaniement. Ces roches avaient vraisemblablement à l'origine des compositions andésitiques. La texture des blocs et lapillis est microlitique porphyrique ; certains éléments présentent une disposition fluidale. La composition des tufs kéraatophyriques est la suivante : albite sous forme de phénocristaux et de microlites, chlorite et mica blanc dispersés dans la roche ou individualisés en plages et veinules, leucoxène et opaques (titano-magnétite ?) dispersés dans le fond, magnétite concentrée en remplissage de microfissures. Les tufs albitophyriques contiennent des phénocristaux d'albite piquetée de carbonate, séricite et chlorite, et de clinopyroxène. La mésostase est constituée de microlites d'albite flottant dans une pâte cryptocristalline à granules de leucoxène.

Différents stocks de laves intermédiaires à basiques peuvent s'individualiser dans les volcanoclastites, comme à Candebouzes. Leur composition est « soda-dacito-andésitique », avec des textures fluidales soulignées par des microlites d'albite (An 0-5) et des phénocristaux de plagioclase parsemés d'agrégats de pumpeyite.

Les informations manquent sur la lignée magmatique et géodynamique de ce volcanisme. Ce volcanisme, parfois aérien, était périodiquement actif.

Une autre particularité de l'unité IVa du Merdelou (et de son prolongement vers l'Ouest, au Sud et au Nord de l'unité de la Quille : unités de la Sagne, du Thioys et de Cuillé-le Teil) est l'existence de **dolérites** et de **gabbros** [ $\sigma\theta$ ] (basaltes doléritiques et microgabbros). Ces roches présentent deux gisements distincts : des « sills » plus ou moins concordants sur les structures, parfois très puissants (100 m), et des filons nettement sécants, en particulier les filons de direction SW-NE dans l'unité de la Sagne.

Les dolérites sont sécantes sur la stratification et affectées sur leurs bordures par la schistosité sD2. Leur mise en place est donc post-cambrienne et antéhercynienne.

La minéralogie de ces roches est conforme au degré de métamorphisme de leur encaissant :

— dans l'unité du Merdelou et dans l'unité de la Sagne, ces roches présentent une texture intersertale fine et porphyrique ou parfois

grossière. Les phénocristaux de plagioclase zonés et altérés sont remplis de pumpellyite, les clinopyroxènes (augite) sont automorphes. La composition chimique est voisine des basaltes, avec une légère tendance alcaline ;

— dans l'unité de Cuillé—le Teil (Debertrand, 1983), il s'agit de méta-hornblendites, métagabbros à texture dérivant de textures ophitiques ou doléritiques et de prasinites. La minéralogie de ces roches comprend : amphibole (très variable, allant d'actinote à hornblende tschermakitique), plagioclase (à zonation inverse allant de l'albite au cœur à de l'andésine An 39 à la périphérie), épidote (cœur riche en fer, bordure alumineuse), biotite magnésienne, chlorite (clinocllore), minéraux opaques et éventuellement quartz, carbonate et sphène. Ces associations résultent d'un métamorphisme prograde à la limite des faciès schiste vert et amphibolite, avec sans doute un gradient à travers cette unité du Nord-Est au Sud-Ouest.

Les *dolomies* sont interstratifiées au sein de l'ensemble supérieur (**dolomie de Cambert** [4]) et à son sommet, à proximité du passage à la « formation schisto-gréseuse verte » qui constitue le Merdelou. Cette dolomie sommitale est très peu affleurante au Nord-Est de la feuille mais elle se développe sur les feuilles voisines Saint-Sernin-sur-Rance et Camarès où elle est connue sous la dénomination de **dolomie de Thérondeles** [5] (Prian, 1980). Cet auteur décrit la dolomie comme une formation carbonatée de 150 à 200 m de puissance, constituée d'une alternance de bancs dolomitiques de couleur gris bleuté, de 30 cm à 1 m d'épaisseur et de passées décimétriques de pélites.

Dans le haut de la formation, entre les derniers bancs dolomitiques peu épais (30 cm), s'individualisent deux ou trois niveaux de pélites noires à violacées, de 0,5 à 1 m d'épaisseur ; la dolomie peut présenter par endroits, un faciès gris, cristallin. Au sein des bancs dolomitiques, de nombreuses structures sédimentaires se présentent sous la forme de fines laminations ondulées, claires et sombres. Ces fins rubanements et plissotements, parallèles au litage de la roche, évoquent des structures stromatolitiques ; ces tapis algaires montrent fréquemment des fentes de dessiccation horizontales (« sheet cracks »). On note également, à la base des bancs, des microbrèches sédimentaires. Les structures primaires sont estompées par une importante dolomitisation secondaire.

Dans la sous-unité IVa du Merdelou, ces dolomies sont surmontées par des « schistes troués » verts, qui passent en continuité de sédimentation à la « formation schisto-gréseuse verte » monotone qui constitue le cœur de la structure du Merdelou. Cet horizon sommital de « schistes troués » est particulièrement important car, sur la feuille Camarès, il a livré des fragments de *Paradoxides* (Thoral, 1935) et de rares acritarches (Fauconnier, 1991) : *Crystallinum cambriense*, *Multicisphaeridium* sp. et *Lophosphaeridium* sp., d'âge cambrien moyen probable.

Dans le flanc normal de l'« unité des ardoisières », au col de Sié, M. Thoral a récolté des *Paradoxides* dans cette formation qui passe

ici vers le haut, en continuité de sédimentation, à une formation schisto-gréseuse verte (route D 52 et route allant du col du Bouissou à Murasson). Les horizons carbonatés, faute de cartographie détaillée dans le flanc normal de l'unité des ardoisières, n'ont pu être distingués sur la carte mais ils sont particulièrement puissants et abondants dans ce secteur.

Dans l'unité de Cuillé—le Teil, les termes les plus élevés de la formation seraient représentés par des dolomies massives (**dolomie de la Chazottié** [6]).

• **Problème de l'âge des différents constituants de la formation k2b2-3.** Les âges attribués, et par conséquent l'interprétation de la structure du Merdelou, sont très variables d'un auteur à l'autre :

— M. Thoral (1935) a attribué un âge «géorgien supérieur» à l'«horizon dolomitique de Thérondels», un âge «acadien» aux niveaux des «schistes troués» verts à fragments de *Paradoxides* qui le surmontent et «potsdamien» aux grès du Merdelou. Pour cet auteur, le Merdelou est un synclinal;

— M. Donnot et B. Guérangé (1978) rapportent la formation schisto-gréseuse du Merdelou au Cambrien inférieur basal (équivalent des «grès de Marcory») et la dolomie au Cambrien inférieur élevé. Le Merdelou est ainsi interprété comme un anticlinal. Mais cette interprétation induit alors des problèmes lithostratigraphiques, paléogéographiques et structuraux importants et complexes;

— J.P. Prian (1980) reprend cette hypothèse et fait de l'«horizon dolomitique de Thérondels» la partie sommitale du Cambrien inférieur.

Les problèmes de corrélations lithostratigraphiques qui se posaient sur la feuille Lacaune nous ont conduit à réétudier et réinterpréter la structure du Merdelou. L'interprétation proposée ici est fondée sur les faits suivants :

— les dolomies de Cambert et de Thérondels sont interstratifiées dans une formation schisto-carbonatée verte qui succède à une formation schisto-carbonatée noire;

— l'âge cambrien moyen donné par M. Thoral aux «schistes troués» verts à fragments de *Paradoxides*, qui s'intercalent entre la dolomie de Thérondels et la formation schisto-gréseuse du Merdelou, est confirmé par la découverte récente d'acritarches;

— la «formation schisto-gréseuse verte» du Merdelou, par ses caractères, est tout à fait comparable aux formations schisto-gréseuses vertes du Cambrien moyen—Ordovicien inférieur, cartographiées dans l'unité de Mélagues, la sous-unité de Barre—Viane et la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès. Les niveaux tufacés feldspathiques de cette formation sont un écho du volcanisme qui caractérise la sous-unité IVa;

— les trois formations se succèdent en continuité de sédimentation, comme on peut l'observer dans la terminaison périclinale de la structure du Merdelou, à l'abri des cisaillements qui affectent les flancs de cette structure, et les terrains les plus jeunes sont au cœur de celle-ci.

Comme le pensait M. Thoral, la structure du Merdelou est bien synclinale. Aux arguments lithostratigraphiques s'ajoutent d'ailleurs un argument structural. En effet, l'analyse de la terminaison sud-ouest de la formation schisto-gréseuse du Merdelou (au Sud de Montplaisir) montre que celle-ci est bien disposée en gouttière : il s'agit bien d'une fermeture périclinal (Guérangé-Lozes et Burg, 1990).

Ces arguments lithostratigraphiques et structuraux permettent donc de proposer un âge cambrien inférieur terminal—cambrien moyen basal pour l'ensemble de la « formation schisto-carbonatée verte », puisque celle-ci se situe stratigraphiquement entre les schistes noirs à nodules phosphatés (k<sub>2b1</sub>) et la « formation schisto-gréseuse verte » (k<sub>4-01a</sub>), formations bien individualisées régionalement. Par contre, il n'est pas possible actuellement, dans cette unité IVa, de faire des distinctions plus fines comme dans l'unité de Brusque (III) où les différents membres sont mieux tranchés. La paléogéographie a changé.

Cette nouvelle appréhension de la lithostratigraphie des terrains de cette tranche d'âge apporte une réponse simple et cohérente aux nombreux problèmes d'attribution d'âges et de cartographie qui se posent sur la feuille Lacaune et plus à l'Ouest. L'unité IV se distingue des autres unités des monts de Lacaune par l'existence d'un Cambrien inférieur sommital—Cambrien moyen schisto-carbonaté compréhensif et puissant, dont le sommet est représenté par des dolomies associées à des « schistes troués » verts. Cette formation se poursuit avec les mêmes caractères jusqu'au Sud du granite du Sidobre sur la feuille Castres (Guérangé-Lozes, 1989).

**k<sub>3</sub>. Schistes verts à passées de nodules calcaires.** Cette formation est bien caractérisée dans les unités de Mélagues et de Brusque où elle est généralement fossilifère (trilobites). Sur la feuille Lacaune, elle constitue l'essentiel de la terminaison sud-ouest du synclinal de Brusque (unité III). Dénommée Formation du Plo de Canac sur la feuille voisine Bédarieux, elle comprend des schistes argileux tendres, verts ou violacés, avec de fines loupes calcaires et quelques horizons à nodules calcaires (« schistes troués ») avec traces de trilobites. Vers le haut, elle passe à un ensemble plus gréseux.

L'étroite bande de schistes verts apparemment peu métamorphiques, coincés contre la zone axiale sous l'unité de Farayruc—Calmejanne entre les Vidals et les Cabanes, a été attribuée à cette formation.

**k<sub>4-01a</sub>. « Formation schisto-gréseuse verte ».** Cette formation est relativement peu représentée sur la feuille Lacaune. Au Nord de Murat-sur-Vèbre, elle constitue les termes les plus élevés du synclinal de Brusque (unité III) où elle succède à la Formation du Plo de Canac. Il s'agit d'une alternance des schistes verts et de grès fins verts micacés en bancs centimétriques à pluridécimétriques. Sur la feuille Bédarieux et à proximité de Bessoles au Nord de Murat, M. Thoral (1935) a recueilli dans cet ensemble une faune assez riche de trilobites correspondant à des niveaux assez élevés du Cambrien moyen.

Peu épaisse dans l'unité IV, cette formation affleure au-dessus de la « formation schisto-carbonatée verte » de l'unité des ardoisières puis passe à un ensemble de schistes verts et lie-de-vin (route D 52). Sur la feuille Lacaune, un accident sépare ces terrains de l'Ordovicien, mais plus au Nord, vers Murasson (feuille Saint-Sernin-sur-Rance), cette formation passe en continuité de sédimentation à la formation quartzitique (O<sub>1b</sub>), équivalente de la « Dentelle » du versant sud de la Montagne noire.

Cette formation constitue également, au Nord-Ouest de la feuille, la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès. Il s'agit ici d'une formation monotone de schistes homogènes verts et lie-de-vin, dans lesquels s'intercalent localement quelques horizons gréseux micacés. Ce sont les « schistes bariolés » qui constituent un bon niveau repère régional en Albigeois. Ces schistes assurent la transition entre la formation schisto-gréseuse verte, laminée ici par le cisaillement tangentiel basal de la nappe, et une formation de quartzites clairs (O<sub>1a</sub>) affleurant plus au Nord sur la feuille Saint-Sernin-sur-Rance.

### Ordovicien inférieur

O<sub>1b-2</sub>. **Schistes noirs à nodules siliceux.** Cette formation affleure très peu sur la feuille Lacaune. Elle apparaît au Nord du col du Bouyssou, à la limite avec la feuille Saint-Sernin-sur-Rance, où elle est constituée de schistes fins gris-noir à nodules siliceux, associés à des grès micacés en bancs décimétriques. Plus au Nord, à Badassou, les nodules siliceux ont livré un assemblage assez riche d'acritarches du Trémadocien vraisemblablement moyen et supérieur et de l'Arénigien inférieur.

Le contact avec la « formation schisto-gréseuse verte » est ici faillé ; il manque la formation quartzitique sous-jacente (O<sub>1b</sub>), que l'on retrouve dans cette sous-unité, plus au Nord-Est, vers Murasson (feuille Saint-Sernin-sur-Rance)

### Roches éruptives et filoniennes syn- à tardi-tectoniques

ζ<sub>Ygm</sub>. **Granite à grenat et muscovite (col de la Bassine).** Affleurant au Nord-Est du col de la Bassine, ce granite forme un sill, puissant au plus d'une vingtaine de mètres, interstratifié dans les formations gréseuses métamorphiques (zones de l'andalousite et de la sillimanite + muscovite) rapportées au Cambrien inférieur de l'unité de la Quille.

Il s'agit d'un granite très déformé, d'aspect presque gneissique, très clair, à petits (2-3 mm) phénocristaux de feldspath alignés dans la foliation et à grandes lames de muscovite.

Au microscope, cette roche est formée de phénocristaux de feldspath potassique et plagioclase (An 20-10) à tendance automorphe, très granulés, dans une matrice de quartz engrené et d'un peu de feldspath potassique. Les feldspaths montrent des caractères magmatiques :

inclusions automorphes orientées, zonation complexe récurrente, macles de Carlsbad. Le grenat est assez courant ; la biotite très chloritisée, rare ; la muscovite est largement secondaire. Les accessoires sont tourmaline et apatite.

Par certains aspects, ce granite précoce n'est pas sans rappeler le granite du Montalet, bien qu'appartenant à un tout autre domaine structural. Il s'agit toutefois plus probablement d'un petit corps périnanatectique.

$\mu\gamma^{2-3}$ . **Granitoïdes filoniens des monts de Lacaune.** Un filon plurimétrique recoupe sur environ 2 km différentes écailles dans la région d'Espérausses. Le cœur de ce dyke est une granodiorite grenue, sa périphérie un granophyre à phénocristaux d'albite (An 0) et de biotite dans une matrice micropegmatitique (quartz, feldspath potassique, plagioclase). Ce dyke est jalonné d'un second dyke de micromonzonite (phénocristaux de feldspath potassique, biotite dans une matrice felsitique). Toutes ces roches sont intensément hydrothermalisées (séricitisation, silicification) et lorsqu'elles recoupent des dolomies, celles-ci sont transformées en calcaires et montrent parfois de petits skarns minéralisés en tungstène.

L'étude géochimique montre que ce granite d'Espérausse se rattache au cortège filonien du granite du Sidobre (feuille Castres).

Dans le ravin de Malafayère (x = 6224 ; y = 1552), un filon de granite (quartz, plagioclase automorphe An 15, orthose interstitielle, grenat, tourmaline, muscovite) recoupe les dolomies de l'unité de la Quille.

## Paléogéographie

Dans le versant nord de la Montagne noire, le seul fragment de socle cadomien connu pourrait être représenté par l'orthogneiss de Montredon-Labessonnié (feuille Réalmont).

Les terrains sédimentaires les plus anciens reconnus, rapportés au Cambrien inférieur (*pro parte* Infracambrien?) correspondent à une puissante formation schisto-gréseuse rythmique. Les matériaux ont une composition chimique particulière, d'arkoses quartzitiques sodiques pour l'essentiel, tout à fait identique au chimisme des « grès de Marcory » du versant sud de la Montagne noire. Ces formations détritiques « basales » proviennent du démantèlement de la chaîne cadomienne et présentent toujours les mêmes caractères dans le Sud-Ouest du Massif central.

Un premier épisode volcanique acide (tufs rhyolitiques) se place au sommet de la sédimentation détritique du Cambrien inférieur basal dans les monts de l'Est de Lacaune (« blaviérites » de l'écaille d'Avène—Mendic).

Au Cambrien inférieur élevé, la sédimentation carbonatée et le volcanisme bimodal associé sont bien développés dans les monts de l'Est de Lacaune et caractérisent, dans cette région, une bordure instable de plate-forme, en marge probable d'un bassin de distension septentrional. Les corps volcaniques, qui marquent la distension, constituent des paléorides actuellement orientées N60 à 80°E.

Dans le domaine septentrional (nappes albigeoises de Saint-Salvi-de-Carcavès et de Saint-Sernin-sur-Rance), les carbonates ont disparu et il existe probablement dans ce domaine un très grand développement du volcanisme (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance) qui traduirait une *permanence de l'environnement géotectonique distensif*.

La paléogéographie du volcanisme met en évidence l'importance croissante des éruptions, du Sud-Est au Nord-Ouest; en effet, le volcanisme, d'une unité structurale à l'autre, envahit progressivement des tranches d'âges de plus en plus grandes pour finir par être présent (?) pendant toute la période allant du Cambrien inférieur au Trémadocien, dans l'unité la plus septentrionale (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance). Comme dans le bâti centre-armoricain, l'organisation des paléogéographies, comme celle des corps volcaniques, permet d'envisager une direction de compression approximativement ESE-WNW.

Dans les monts de Lacaune, les schistes à *Paradoxides* du Cambrien moyen marquent l'ennoïement de la plate-forme et l'ouverture à la mer. La sédimentation détritique grésopélitique qui succède témoigne d'un cycle marin transgressif. Dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, les émissions volcaniques (partie sommitale de cette formation) constituent des corps probablement orientés, antérieurement aux phases de déformation tardives, N60 à 80°E.

Les quartzites blancs de l'Ordovicien inférieur traduisent une uniformisation des conditions sédimentaires à l'échelle du bâti varisque.

La sédimentation pélitique de l'Ordovicien inférieur est généralisée à tous les domaines. Il s'agit d'une épaisse succession néritique ne pouvant se comparer à une véritable sédimentation flysch. Le volcanisme se manifeste durant toute cette période; particulièrement, dans la partie sommitale de la formation des schistes noirs en Albigeois, il constitue des épanchements basiques à caractères de tholéiites intracontinentales, témoignant d'une distension crustale.

Au Nord de la zone axiale de la Montagne noire, les terrains les plus jeunes datés impliqués dans les nappes sont d'âge silurien (écaïlle de Murasson), aucun terrain attribuable au Dévonien ou au Carbonifère basal n'a été reconnu.

*Au Dévonien, la distinction entre le domaine méridional (versant sud de la Montagne noire, Mouthoumet, Pyrénées) et le domaine septentrional (monts de Lacaune, Albigeois, Rouergue) est clairement*

*établie*. Le domaine septentrional est engagé dans l'évolution tectono-métamorphique acadienne (domaine en raccourcissement) tandis que le domaine méridional accueille toujours des dépôts, d'abord essentiellement carbonatés de plate-forme, puis pélagiques (Dévonien—Carbonifère basal) et ensuite clastiques, au caractère de flysch nettement accusé (Viséen—Namurien basal dans les nappes du versant sud, et pouvant atteindre le Westphalien dans les Pyrénées). Le bassin de distension s'est déplacé dans le domaine méridional.

## FORMATIONS SUPERFICIELLES

### Formations de plateau

**FP1. Formations liées à la haute surface du Caroux—Espinouse.** Beaucoup plus qu'une véritable formation géologique, il s'agit de formations résiduelles peu épaisses ou de zones d'altération intense du substratum au voisinage de la haute surface ancienne du Caroux—Espinouse. Bien développées sur la feuille Bédarieux, ces formations de plateau n'existent sur la feuille Lacaune que vers la cote 1 100 sur le plateau situé entre Murat et la vallée de l'Agout, et dans le massif du Montgrand—Montalet.

**FP2. Formations liées à la surface d'Anglès.** Elles tapissent de vastes alvéoles plates qui se développent vers l'altitude 950 m dans le Somail (forêt de Gatimort et haute vallée du Bureau et de l'Arn, plateau de Sème, région des Crouzettes) et le plateau entre Cambon et Candoubre, ainsi que des replats dominant la vallée de l'Agout (les Besses, le Devès) ou dans le massif du Montgrand. Ces formations mêlent des blocs anguleux du substratum avec des arènes et de la terre de bruyère, solifluées et redéposées en régime périglaciaire (drift); elles sont fréquemment stratifiées.

Entaillées par les vallées plus récentes, un ressaut de quelques mètres où affleure le substratum sépare ces formations des fonds d'alluvions récents.

### Formations de pente

**J. Cônes de déjection.** Très fréquents au débouché des talwegs mais d'extension limitée, les cônes de déjection ne prennent une certaine importance qu'au pied des reliefs principaux comme le massif de Montgrand.

**C. Colluvions.** Des colluvions empâtent les fonds des talwegs concaves ainsi que les pentes nord du chaînon Roc de Montalet—puech du Singladou. Il s'agit en général de formations fines, mais celles-ci peuvent emballer des blocs et des boulders. Certaines coupes (les Arasses près de Montgrand : x = 6316; y = 1918) montrent plusieurs nappes colluviales interstratifiées d'éboulis grossiers, parfois séparées de paléosols. Ces colluvions recouvrent parfois des niveaux de galets

roulés. Les figures de solifluxion sont très courantes (Pontis, Mézerac,...).

E. **Éboulis.** Les éboulis vifs sont rares sur la feuille Lacaune. Ils forment des couloirs ou des placages relativement limités sur le versant méditerranéen dans le cirque de Fontfroide.

Sur le versant atlantique, ils forment parfois des chaos de très gros blocs en face nord ou nord-ouest des principaux reliefs : pic de Concord, Roueyras, Roc de Montalet, puech de Montroucoux. Il s'agit en général d'éboulis anciens entaillés par les ravins actuels et qui se rattachent aux terrasses.

### **Formations alluviales**

Fy. **Terrasses.** Des terrasses alluviales dont la surface se situe 5 à 15 m au-dessus des lits actuels des rivières s'observent dans la haute vallée de l'Agout, entre Fraïsse et Cambon où elles fossilisent d'anciens méandres abandonnés (Pont-d'Agout, Combrecrose), ainsi qu'en aval du barrage de la Raviège. Elles sont rares dans la vallée de la Vèbre (le Rieu). Ces terrasses sont constituées de galets, blocs ou même boulders roulés surmontés de graviers et de sables plus fins.

Fz. **Alluvions récentes.** Il s'agit de formations très analogues occupant des sites variés :

- têtes des talwegs sur les pentes ;
- vallées sur les plateaux. Ces vallées, guidées par la tectonique cassante tardive se développent parfois en alvéoles marécageuses, parfois très larges (hautes vallées de l'Arn, du Bureau, du ruisseau de Sème, plateau d'Anglès, vallées de la région de Lamontéliarié) ;
- certains élargissements des vallées principales : vallée de l'Agout, de Fraïsse à Cauchou, vallée de la Vèbre à proximité de Murat, de Candoubre, région du confluent Vèbre—Agout, bassin du Tautas, vallée du Gijou en aval de Gijounet. Il faut noter qu'en dehors de ces zones à remblaiement récent, les cours d'eau principaux coulent directement sur le substratum ;
- la dépression qui jalonne au Nord le massif cristallin entre Lacaune et Murat, et en particulier la plaine de Laucate qui constitue un ombilic quaternaire sans doute subsident.

Les alluvions récentes reposent sur le substratum par des niveaux grossiers : galets, parfois boulders dans les vallées principales, mais sont formées en général de matériaux plus fins, graviers ou sables, dans lesquels s'intercalent des passées plus grossières et surtout des paléosols et des niveaux tourbeux. Des fragments de poterie et des scories ont été trouvés dans de tels niveaux à proximité de Piquarel à l'Ouest de La Salvetat.

Ces zones portent fréquemment des prairies humides ou marécageuses (les sagnes) où se développent localement les sphaignes. Mais

les **tourbières** (FzT) bombées, bien organisées, sont actuellement en voie de disparition du fait du drainage et du reboisement.

### **Formations anthropiques**

X. **Déblais.** Déblais des galeries EDF (barrages de Lauzas, de Fraïsse, fenêtre du col de Fontfroide, la Ricardié), déblais des ardoisières de Lacaune.

## **ÉVOLUTION TECTONIQUE DE LA ZONE AXIALE**

La zone axiale de la Montagne noire présente une tectonique extrêmement complexe aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à celle de la carte.

L'analyse géométrique des superpositions de plis menée à l'échelle de l'affleurement permet d'individualiser sept à huit phases souples. Ces différentes phases peuvent être identifiées de proche en proche à travers toute la zone axiale. L'expression « phase tectonique » est prise ici dans un sens purement géométrique et ces phases tectoniques ne sauraient être assimilées sans précaution à des phases de déformation.

La cartographie de la feuille Lacaune tient compte non seulement de la lithologie des différentes formations mais aussi de cette analyse structurale menée à l'échelle de l'affleurement et utilisée pour interpréter les structures cartographiques. Il est très remarquable que la plupart de ces phases tectoniques produisent des structures d'importance cartographique.

La superposition de ces différentes structures et le fait que les séries lithostratigraphiques sont bien contrastées et relativement peu épaisses, conduisent à dessiner une carte assez complexe : la feuille Lacaune présente une exceptionnelle série d'exemples de superpositions de plissements et de figures d'interférence à différentes échelles.

L'évolution tectonique de la zone axiale de la Montagne noire se décompose en trois ensembles de phases :

— un ensemble de phases précoces en plis isoclinaux, le plus souvent synschisteux, responsables de la structuration de la zone axiale en grands plis couchés de style pennique. La feuille Lacaune permet une analyse assez complète de ces structures puisqu'elle en présente une coupe complète depuis les puissantes séries de couverture du flanc normal (groupe de Saint-Pons—Cabardès) et la zone des racines dans la partie sud de la feuille, jusqu'aux zones de charnière frontale (par exemple au Devès de Félines, sur la Serre de Nages ou au Nord-Ouest du Roc de Montalet);

— un ensemble de phases tardives, largement communes à l'ensemble de la Montagne noire : verticalisation de la partie sud du massif de

l'Agout puis plusieurs phases en plis droits dont l'interférence aboutit à structurer la zone axiale en dômes et bassins ;

— enfin tectonique cassante tardive : décrochements tardi-hercyniens en bordure de la zone axiale (« faille des monts de Lacaune » et faille de Mazamet sur les feuilles Saint-Pons et Mazamet), mais aussi de nombreuses failles, en général de très faible rejet, qui affectent le corps même de la zone axiale et dont le jeu est sans doute lié à celui des accidents bordiers ; ces diverses failles ont d'ailleurs pu rejouer ultérieurement.

Dans un domaine aussi complexe où des superpositions de plissements s'observent pratiquement sur chaque affleurement, il est souvent illusoire de vouloir définir un pendage en un point donné ; aussi le signe pendage n'a-t-il été reporté sur la carte que lorsque le secteur présentait une régularité suffisante pour avoir un sens ou, dans les secteurs plus complexes, lorsque l'indication d'un pendage moyen (ou dominant) pouvait aider à lire la carte. Il s'agit en général du pendage de la foliation régionale S1, pratiquement indistinguishable dans les formations métasédimentaires de la stratification S0. Afin de ne pas surcharger la carte, il a été évité de représenter les foliations des phases ultérieures.

De même, c'est volontairement que les linéations n'ont pas été représentées. En effet, il est courant d'observer en un point donné plusieurs linéations ; en particulier, il existe fréquemment deux linéations précoces. D'autre part, l'importance des phases tardives se traduit par une très forte dispersion de ces linéations précoces. Enfin, toute la partie sud de la feuille est verticalisée, de sorte que les linéations apparaissent parallèles aux contacts ; les représenter surchargerait inutilement la carte.

La seule représentation correcte des foliations et des linéations demeure la projection stéréographique ; nous invitons le lecteur désireux de plus de détail à se reporter à la thèse de M. Demange (1982).

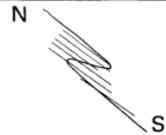
Pour la clarté de l'exposé, nous examinerons d'abord les phases tardives avant les phases précoces synschisteuses. En effet, dans un domaine aussi complexe et encore aussi discuté, il est nécessaire de débrouiller soigneusement les événements les plus récents, qui sont aussi les plus simples, avant d'aborder les événements antérieurs.

### **Phases souples tardives**

Un coup d'œil sur la carte montre que la zone axiale comprend deux parties tranchées :

— le tiers sud, jusqu'à la vallée de l'Agout, montre des directions sensiblement WSW-ENE très régulières à travers toute la feuille : il s'agit là d'une zone verticalisée. Les alternances d'orthogneiss et de

PHASES PRÉCOCES

P0 ?	<i>cette phase ne se manifeste que par une dispersion des axes des phases ultérieures dans leur plan axial (plis ouverts à flanc long N30-60, flanc court N150)</i>		
P1a P1b	plis isoclinaux synschisteux plis isoclinaux synschisteux - vergence NW <i>ces deux phases sont en général indistinguables</i>	foliation régionale linéation d'intersection	grandes nappes de style pennique
P2	 plis couchés à vergence S	schistosité de strain slip ou de fracture	<i>phase plus développée dans la partie sud de la zone axiale</i>
P3	 plis ouverts à serrés à vergence N	schistosité de strain slip	structures plurikilométriques (anticlinorium de Mauroul-Planacan, synclinorium du col de Frontfroide)

PHASES TARDIVES

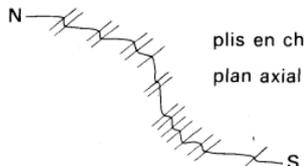
P4	 plis en chaise ou en genou plan axial N 70-80 N 40-60	schistosité de strain slip ou de fracture  linéation de crénulation	verticalisation du flanc sud du massif de l'Agout	
P5 P6 P7-7'	plis droits ouverts kinks	N 130 N 70-80 N 10-20 et 160-170	pas de schistosité ou schistosité de fracture linéation de crénulation	interférences en dômes et bassins (dômes de Laouzas et de Lamontélarie, bassin du Vernoubre)

Fig. 7 - Schéma des phases tectoniques en zone axiale

paragneiss qui dessinent ces bandelettes régulières sont dues à la structuration antérieure à cette verticalisation ;

— dans les parties centrale et septentrionale de la zone axiale, la carte semble beaucoup plus complexe. Les structures, verticalisées dans la partie sud, sont maintenant beaucoup moins pentées ce qui permet aux différentes phases tardives en plis droits de s'exprimer et d'interférer en structures en dômes et bassins. Ces dômes et bassins reprenant une structuration antérieure qui fait alterner orthogneiss et paragneiss, on aboutit à un dessin en formes contournées imbriquées en écailles d'oignon concentriques.

### Phases tectoniques

Cette disposition d'ensemble, partie sud du massif verticalisée, dômes et bassins au Nord, est due à l'effet de quatre phases tardives (fig. 7).

La **phase P4** forme des plis en chaise (ou en genou) dissymétriques accompagnés d'une schistosité souvent fruste (parfois de strain slip dans les niveaux plus schisteux du flanc sud) et d'une linéation de crénulation de direction N70-80°E subhorizontale. Les vecteurs glissement que l'on peut construire demeurent sensiblement N-S à NNE-SSW. Dans les domaines relativement peu pentés du centre et du Nord du massif de l'Agout, ce sont des plis à vergence S à flanc long plat et flanc court subvertical ; dans la zone verticalisée au Sud, ce sont des plis à vergence N à flanc long subvertical, flanc court peu penté vers le Sud. Malgré cette différence de style, les plans axiaux de ces différents plis demeurent très constants (N70-80°E, avec un plongement N40-60°) depuis la zone peu pentée au Nord jusqu'à la zone verticalisée (exception faite des basculements dus aux phases ultérieures).

Il est donc clair que cette phase est responsable de la verticalisation de la partie sud du massif de l'Agout. Cette zone verticalisée se poursuit vers le Sud-Ouest dans la partie nord du massif de Nore ; plus au Sud on retrouve une zone peu pentée au Sud du massif de Nore (feuilles Saint-Pons, Carcassonne et Mazamet). Ainsi la phase P4 est-elle responsable, à l'échelle de la Montagne noire, d'une flexure de direction WSW-ENE large de quelques kilomètres où les séries, par ailleurs peu pentée, sont verticalisées.

La **phase P5** forme des plis droits ou des kinks de plan axial N120 à 130°E subvertical (parfois s'observent deux directions conjuguées N135°E à pendage de 80° vers le Sud-Ouest et N130°E à pendage 80° vers le Nord-Est). Cette phase demeure mineure : tout au plus peut-on lui attribuer quelques synclinaux pincés et lourds anticlinaux au toit du dôme de Laouzas, ainsi que la zone de flexure par laquelle s'ennoie ce dôme vers le Sud-Ouest.

La **phase P6** crée des plis droits de plan axial N70-80°E subvertical. Ce sont des plis assez ouverts à charnière ronde ou en chevron ; les

flancs demeurent relativement peu pentés, il est exceptionnel que les flancs de ces plis soient verticalisés. La schistosité associée est très faible (schistosité de fracture) ou nulle; il existe très souvent une crénulation associée à ces plis.

La **phase P7** est une phase en plis droits ou en kinks montrant deux directions conjuguées : les plans axiaux se regroupent en deux familles N160 à N10°E subvertical et N25 à 40°E à pendage 80° vers le Sud-Est. Assez ouverts ou en kinks sur le flanc sud de la zone axiale, les plis de phase P7 deviennent plus serrés, parfois en chevrons dans le centre de dôme.

### **Structures cartographiques** (fig. 8 et encart)

Les phases P6 et P7 (et à un titre moindre P5) interfèrent dans la zone restée peu pentée après la phase P4, pour créer une remarquable structure en dômes et bassins dans la partie centrale du massif de l'Agout :

— *l'anticlinal de l'Espinouse*, structure sensiblement E-W de phase P6, défini sur la feuille Bédarieux, interfère avec un faisceau de plis méridiens de phase P7 pour former le *dôme de Laouzas*, au sein duquel apparaissent les terrains les plus profonds du massif. Dans le détail, cette structure se complique de structures de plus faible ampleur, comme par exemple la petite culmination axiale de la vallée du Rieu-frech sur sa retombée ouest ;

— le *synclitorium du Vernoubre* résulte de l'interférence des plis P6 WSW-ENE avec un nouveau faisceau de plis méridiens. Très pincé au droit de l'anticlinal E-W majeur, dans la région d'Escande, ce synclitorium s'épanouit au Nord dans la forêt domaniale de Lacaune, et au Sud dans l'ombilic du bas Vernoubre ;

— plus à l'Ouest, on retrouve une nouvelle culmination anticlinale avec le *dôme de Lamontélerié*, qui présente une structure analogue à celle du dôme de Laouzas, plus difficile à débrouiller toutefois du fait du développement du granite du Montalet.

### **Phases souples précoces**

#### **Phases tectoniques** (fig. 7)

L'étude structurale menée à l'échelle de l'affleurement (et de la lame mince) montre l'existence de trois phases précoces au moins : les phases P1 (P1b) et P3 sont des phases en plis isoclinaux synfoliaux responsables de structures majeures d'importance cartographique ; la phase P2 ne se manifeste guère que sur le flanc sud de la zone axiale où elle n'a d'importance que dans la partie sud du massif de Nore ; une ou deux autres phases encore plus précoces (P1a et P0) peuvent être soupçonnées mais elles sont assez délicates à mettre en évidence, car elles sont souvent oblitérées par les phases ultérieures.

La **phase P1** est la phase majeure responsable de la *foliation régionale* qui apparaît liée à des plis isoclinaux à vergence N à NW. Elle s'accompagne d'une linéation d'intersection et, parfois, d'une linéation d'étirement parallèle aux axes des plis. Dans les secteurs qui ne sont pas trop bouleversés par les phases ultérieures, ces plis montrent une direction très constante à travers le massif, sensiblement NE-SW avec des couloirs limités où cette direction est NW-SE à WNW-ESE.

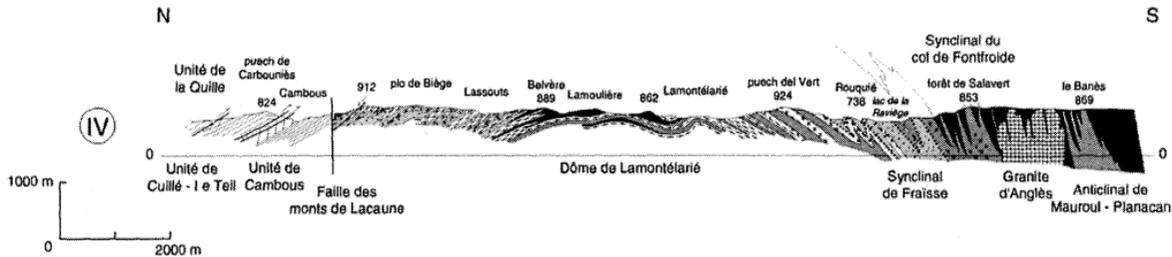
À vrai dire, cette phase est composite et certains affleurements favorables (en particulier dans les zones de charnière frontale des nappes) montrent qu'elle doit être décomposée en deux phases P1a et P1b : les plis les plus évidents montrent des charnières arrondies (phase P1b) dans lesquels se développe une forte schistosité de flux ou de strain slip, mais ces plis reprennent une linéation d'intersection ou de crénulation et une foliation, qui est d'ailleurs pratiquement confondue dans les paragneiss avec la stratification (phase P1a). L'angle entre cette linéation P1a et les axes des plis P1b ne dépasse pas en général 15°. Les plis P1a sont rarement visibles (col de Montplo, carrière du four à chaux de Nages,...) : ce sont des plis isoclinaux dont la taille ne dépasse pas quelques décimètres.

La foliation régionale des orthogneiss apparaît plan axial de plis isoclinaux bien marqués, dans de rares affleurements, par des filons de méta-aplites. Cette foliation est elle-même reprise et très largement transposée par des plis isoclinaux très serrés centimétriques à décimétriques.

Il est donc clair qu'il existe deux phases précoces en plis isoclinaux synfoliaux d'ailleurs pratiquement coaxiales. Mais, en l'absence de figure de superposition claire, et c'est le cas le plus fréquent, il est impossible de distinguer ces phases; cela justifie la notation P1.

Nous avons signalé que les axes des plis P1 présentent en général des directions NE-SW, mais que l'on rencontre des secteurs limités où ces directions sont NW-SE; ces deux directions peuvent d'ailleurs s'observer dans une même zone d'affleurement. Dans les zones restées peu perturbées par les phases ultérieures, ces plis NW-SE semblent se disposer en couloirs hectométriques assez réguliers. Cette dispersion des axes des plis P1 dans leur plan axial ne peut s'expliquer par les phases ultérieures puisque les plans axiaux ne sont pas déformés, ni non plus par une interférence entre des plis P1a et P1b puisque ces deux phases sont pratiquement coaxiales. Deux hypothèses peuvent expliquer cette dispersion : ou bien les plis P1 sont des plis à axe courbe, ou bien il existe une phase tectonique antérieure en plis ouverts P0. La seconde hypothèse semble préférable car les virgations des directions P1 sont de grande ampleur et plutôt régulières; d'autre part ces virgations sont très analogues à celles observées dans les monts de Lacaune où l'existence d'une phase antéschisteuse est bien démontrée. Dans cette hypothèse, les plis de cette phase P0 seraient des plis amples, hectométriques ou plus grands, à flanc long de direction N50°E et flanc court de direction N130°E.





Ces coupes sont présentées à plus grande échelle au verso du schéma structural (encart)

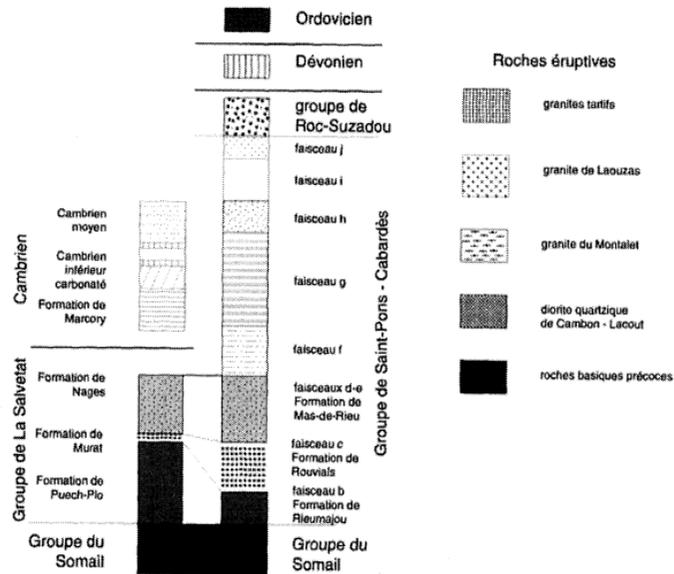


Fig. 8 - Coupes séries à travers le massif de l'Agout  
Situation des coupes sur le schéma structural

La **phase P2** se manifeste essentiellement sur le flanc sud du massif de l'Agout par des plis décimétriques à métriques dissymétriques, à charnière ronde ou en chevron, clairement déversés vers le Sud. Ces plis deviennent plus intenses vers le Sud et dans la partie supérieure du groupe de Saint-Pons—Cabardès, et ils produisent dans la partie sud du massif de Nore (feuille Carcassonne) des structures plurihécotométriques. Plus au Nord, cette phase ne semble pas pouvoir être clairement mise en évidence.

La **phase P3** crée des plis décimétriques à métriques à charnière ronde de direction sensiblement WSW-ENE. Le style de ces plis varie avec leur position par rapport aux grandes structures : dans toute la partie sud du massif de l'Agout ce sont des plis assez ouverts à vergence N, la schistosité y demeure faible ; plus au Nord, à partir de l'anticlinal de Mauroul—Planacan jusqu'au bord nord du synclinal de Fraïsse, ce sont des plis à tendance plus isoclinale, à charnière ronde et flancs assez parallèles accompagnés d'une schistosité de *strin slip* avec parfois un début de transposition. Ces plis sont en général plus gros, plus ronds, que les plis P1 mais, en l'absence de figures d'interférence claires, il peut être difficile de distinguer les deux phases. Cette phase P3 semble moins développée plus au Nord.

### **Structures cartographiques** (fig. 8 et encart)

L'interprétation des structures de la zone axiale dépasse largement le cadre de la feuille Lacaune et doit prendre en compte le prolongement des structures sur les feuilles voisines (Bédarieux, Saint-Pons, Mazamet et Castres). Elle doit tenir compte non seulement des données cartographiques mais aussi des données microstructurales, et en particulier de l'attitude des différentes phases et de leur superposition à l'échelle de l'affleurement.

Les structures apparaissent beaucoup plus claires dans la partie nord, peu pentée, du massif de l'Agout (dôme de Laouzas, et plus particulièrement sa retombée orientale), que dans la partie sud isoclinale, verticalisée par la phase P4.

Le **dôme de Laouzas** montre en effet une structure en pelures d'oignon concentriques où alternent des orthogneiss et des paragneiss. On peut ainsi distinguer de bas en haut :

— la *nappe de l'Espinouse* (Demange, 1975 ; = nappe de l'Espinouse—bois de Lause : Bard et Loueyit, 1978) est constituée d'orthogneiss du Somail qui occupent la partie verticalisée au Sud de la feuille (dont nous détaillerons la structure plus loin) et qui forment l'essentiel du dôme de l'Espinouse sur la feuille voisine Bédarieux. Cette nappe d'orthogneiss vient s'encapuchonner au bois de Lause dans les formations métasédimentaires du groupe de La Salvetat qui dessinent la zone de charnière frontale dans le Devès de Félines. Le groupe de Saint-Pons—Cabardès en constitue la couverture normale sur le flanc sud (coin sud-est de la feuille et feuille Saint-Pons) et la terminaison

orientale (feuille Bédarieux) du massif de l'Agout. Son flanc nord est laminé le long de la « faille des monts de Lacaune » et par écaillages des unités charriées au Nord-Est de la zone axiale (unités de Murat—Castanet et de la Haute-Mare);

— le *synclinal de Fraïsse* est une structure de phase P1 où la série de La Salvetat forme une structure isoclinale symétrique entre les deux unités orthogneissiques des nappes de l'Espinouse et du Concord. Cette structure peut être tracée à travers toute la feuille de l'WSW vers l'ENE, elle coïncide à peu près avec la vallée de l'Agout; elle s'incurve vers le Nord-Est puis tourne dans l'Espinouse (sur la feuille Bédarieux) sous l'influence de la phase P6, pour reprendre une direction NW au Sud de Murat;

— les orthogneiss de la *nappe du Concord* forment une lame puissante d'environ 500 m au Nord de Fraïsse. Cette lame est ployée par le dôme de l'Espinouse—Laouzas, de sorte que les orthogneiss affleurent largement sur le plateau entre Cambon et Murat (orthogneiss de la Planessié; Bard et Loueyit, 1978); ils viennent s'encapuchonner dans le groupe de La Salvetat dans la région de Candoubre où le mur de la formation orthogneissique peut être observé sur le flanc ouest du bois de Concord et dans de minuscules fenêtres dans la vallée du ruisseau de Candoubre. Vers l'Ouest, les orthogneiss de la nappe du Concord voient leur puissance diminuer rapidement; ils se digitent en de multiples lames peu épaisses qui sont vraisemblablement, au moins en partie, des replis tectoniques antérieurs à la phase P6; ils finissent par s'encapuchonner dans les paragneiss du groupe de La Salvetat au bois de la Peyre-Blanche;

— une mince bande isoclinale paragneissique, le *synclinal de Cardinal*, sépare la nappe du Concord des unités profondes. La Formation de Nages, qui occupe le cœur de cette structure, forme une étroite bande sur le flanc ouest du bois de Concord et, de façon symétrique à l'Ouest entre les massifs du Montgrand et du puech de l'Escournadouyre.

Bien que le centre du dôme de Laouzas soit très granitisé, on peut y cartographier de nombreuses lames d'orthogneiss flanquées par les niveaux de base de la Formation de Puech-Plo et souvent de roches basiques. Il est clair que ces structures sont déformées par les phases tardives; leur interprétation dépend de l'interprétation que l'on donne des rapports entre orthogneiss du Somail et paragneiss du groupe de La Salvetat. Il y a incontestablement des replis tectoniques, où d'ailleurs il est délicat de distinguer l'influence respective des phases P1 et P3; on peut discuter pour savoir si cette disposition en lames stratiformes est d'origine tectonique ou si les orthogneiss se sont mis en place sous forme de sills.

La structure est beaucoup moins discutabile sur la retombée nord du dôme du Laouzas :

— les séries affleurant sur la Serre de Nages sont bien contrastées et indemnes de toute migmatitisation; il y est aisé de mettre en évidence un très grand pli couché déversé vers le Nord-Ouest et déformé par

les phases tardives : la *nappe de Nages*. Plus au Nord-Ouest, au-delà du dôme du Montalet (de phase P7), la région de l'Abéouradou montre plusieurs petites synformes synschisteuses (de phase P1) où les séries sont à l'envers, qui constituent la zone de charnière frontale de cette nappe. Vers le Sud, cette structure peut être tracée dans toute la périphérie du dôme de Laouzas : son noyau y est constitué par des orthogneiss ;

— bien que le dôme du Montalet soit envahi par le granite du Montalet, il est possible d'y cartographier des bandes de paragneiss de la Formation de Puech-Plo qui dessinent également une structure en plis couchés ; les noyaux de ces *nappes profondes* seraient les lames d'orthogneiss qui affleurent au centre du dôme de Laouzas.

Le dôme de Lamontélarie à l'Ouest de la retombée du dôme de Laouzas montre, dans sa partie est, d'étroites bandes d'orthogneiss intercalées de façon concordante dans les paragneiss de la Formation de Puech-Plo : bien que l'ensemble soit très migmatitisé, on peut y reconnaître l'extrémité ouest de la nappe du Concord.

Dans l'ombilic du bas Vernoubre, les orthogneiss œillés du bois de Durausse apparaissent préservés en position synforme au-dessus de la pile métasédimentaire du synclinal de Fraïsse : il s'agit là sans doute d'une klippe de la nappe de l'Espinouse.

Quelques enclaves d'orthogneiss œillés dans la bande de granite du Montalet en bord nord de la forêt domaniale de Lacaune (à proximité du puech del Vert, p.c. 1 100), suggèrent également que la nappe de l'Espinouse a pu atteindre ce point.

**La partie sud, verticalisée, du massif de l'Agout** ne peut se comprendre que par référence aux feuilles voisines Saint-Pons et Bédarioux : en effet, la feuille Lacaune montre une série isoclinale formée essentiellement d'orthogneiss coupés de bandelettes minces mais très continues de paragneiss (auxquels s'associent parfois des roches basiques localement éclogitisées). Il faut suivre latéralement ces bandelettes sur les feuilles voisines, aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest, pour voir comment elles se referment, se replient sur elles-mêmes, sont affectées par les structures tardives ou se branchent sur des domaines où affleurent plus largement les paragneiss. À vrai dire, ces bandelettes de paragneiss au sein des orthogneiss posent le même problème que les bandelettes d'orthogneiss au sein des paragneiss plus au Nord.

Il est clair que la multiplication des bandelettes de paragneiss est due aux replis provoqués par les phases postérieures à la phase P1, et en particulier les phases P3 et P6.

Le *synclinal de Rosis*, défini sur la feuille Bédarioux, se prolonge à travers la feuille Lacaune par les bandes de paragneiss qui se suivent du col du Poirier, par les Lignières-Hautes, Combesalat, le col de la Baraque, jusque Pagnérié et Combeluffe ; il se poursuit au-delà sur

la feuille Saint-Pons. Il s'agit ici d'une structure isoclinale et l'étude de la retombée nord de l'anticlinal du Caroux, montre que l'on a affaire à une structure de phase P3 : l'ensemble anticlinal du Caroux—synclinal de Rosis est une structure complexe où se combinent essentiellement les effets des phases P3 et P6.

L'ensemble situé entre le synclinal de Rosis et les «schistes X» (groupe de Saint-Pons—Cabardès) du flanc sud du massif correspond donc à l'*anticlinal du Caroux—Somail*. Au sein de cet anticlinal apparaissent deux faisceaux de bandelettes de paragneiss qui peuvent être tracées sur les feuilles Bédarieux (où elles renferment l'éclogite de l'étang de l'Airette) et Saint-Pons (avec également des éclogites). On voit ainsi ces bandelettes se refermer. On démontre alors que l'anticlinal du Caroux—Somail est formé de deux unités superposées d'orthogneiss séparées par une étroite pincée de paragneiss.

Un kilomètre (ou plus) au Nord du synclinal de Rosis, vient une large bande de paragneiss (formations de Puech-Plo et de Nages) avec localement des roches basiques dont les éclogites du Jounié et du Terme de Fourcaric, qui peut être suivie à travers la feuille depuis le Jounié à l'Ouest, par Planacan, jusqu'à la région de Coustorgues et Mauroul (à la limite de la feuille Bédarieux). L'important dénivelé du cirque de Fontfroide montre que ces paragneiss sont en position anticlinale par rapport aux orthogneiss qui les jouxtent : ils forment l'*anticlinal de Mauroul—Planacan*. Des orthogneiss apparaissent en position anticlinale sous ces paragneiss au Nord de Coustorgues. Cette structure peut être tracée vers le Nord-Est jusqu'au ravin du Vialais en amont des gorges d'Héric (feuille Bédarieux) où on la voit déformée par l'anticlinal (de phase P6) de l'Espinouse. Les paragneiss viennent alors se pincer au sein des orthogneiss. L'anticlinal de Mauroul—Planacan est donc une structure de phase P3 qui replie la nappe de l'Espinouse et fait réapparaître les paragneiss du synclinal de Fraïsse sous-jacents ; les orthogneiss de Coustorgues, plus profonds, se rattachent à la nappe du Concord.

Au Nord de l'anticlinal de Mauroul—Planacan, le *synclinorium du col de Fontfroide* est une structure complexe formée essentiellement d'orthogneiss (de faciès Larn) avec de nombreuses bandelettes de paragneiss (contenant souvent des roches basiques). Le tracé de ces bandelettes vers l'Ouest et vers l'Est montre que ces structures sont déformées par la phase P6 : le synclinorium du col de Fontfroide est donc essentiellement une structure de phase P3, des structures antérieures n'étant d'ailleurs pas exclues. Il s'agit en fait d'une structure très complexe, comme le montre la disposition en échelon des bandelettes de paragneiss (plis isoclinaux plus ou moins transposés) et le fait que les bandelettes se branchent au Sud sur l'anticlinal de Mauroul—Planacan et au Nord sur le synclinal de Fraïsse. On remarquera aussi que de part et d'autre de la culmination axiale du dôme de Laouzas, les bandes d'orthogneiss s'ouvrent vers l'Est, à l'Est de Fraïsse et vers l'Ouest, au Sud-Est du lac de la Raviège : ces bandes d'orthogneiss apparaissent ainsi en position synclinale.

L'interférence entre ces structures de phase P3 et le synclinal de Fraïsse, de phase P1, est particulièrement remarquable au Nord-Ouest de La Salvetat ; on voit ainsi se succéder du Sud vers le Nord :

— *l'anticlinal Bonnabou—le Tertre*. En partie profonde de cet anticlinal apparaissent, autour de Bonnabou, les orthogneiss de la nappe du Concord et les terrains sous-jacents ; la Formation de Puech-Plo dessine ensuite cet anticlinal entre la bande de Formation de Nages, suivie de Fraïsse à Lixirié, et celle qui va de Gua-des-Brasses à Gualgues. Plus au Sud-Ouest, cet anticlinal se marque par la bande de paragneiss qui court entre les orthogneiss depuis Caussillols, Olivet jusque vers Paucou ;

— le flanc nord-ouest de cet anticlinal est très laminé ; puis viennent en position synforme les orthogneiss du puech d'Olivet. Ce *synclinal puech d'Olivet—les Ondes* se suit plus à l'Est en Formation de Puech-Plo, par Gua-des-Brasses et le Cambous, puis en Formation de Nages vers les Ondes.

Cet anticlinal Bonnabou—le Tertre et ce synclinal puech d'Olivet—les Ondes, de phase P3, déforment ainsi le synclinal de Fraïsse, de sorte que la Formation de Nages qui en marque le cœur dessine sur la carte un « Z » d'une dizaine de kilomètres. Un peu plus au Nord, l'anticlinal la Gache—Mas-d'Azaïs, suivi du synclinal le Tautas—Rouquié, sont des structures analogues.

### Tectonique cassante tardive

Le massif de l'Agout est haché de nombreuses failles tardives jalonnées par des zones broyées ou des filons de quartz. Ces failles sont en général sans grand rejet. Certaines correspondent aux plans axiaux des phases tardives (N165 à 20°E, P7 et N75-95°E, P6) ; d'autres à de petits décrochements senestres (N35°E et N120°E) qui apparaissent liés aux décrochements majeurs qui bordent le massif. En effet, ces deux directions de cisaillement associées à la direction de compression N80°E, forment un système conjugué lié au grand décrochement dextre qui affecte l'ensemble du massif et dont les effets les plus spectaculaires sont les failles de Mazamet, au Sud du massif, et des monts de Lacaune, au Nord.

La « **faille des monts de Lacaune** » est l'accident complexe qui sépare les terrains métamorphiques et éruptifs de la zone axiale du domaine des monts de Lacaune.

Sur le terrain, cette faille est en général fort discrète vu l'important recouvrement récent au pied des reliefs, et vu que les foliations des séries mises en vis-à-vis sont fréquemment accordées. Tout au plus observe-t-on une zone broyée, des filons de quartz (secteur du col de la Bassine) ou une rétomorphose des séries métamorphiques (partie ouest de la feuille jusque Brassac-sur-Agout sur la feuille Castres). Cette discontinuité ne peut être mise en évidence que par une carto-

graphie attentive des panneaux juxtaposés, prenant en compte à la fois les caractères structuraux, lithostratigraphiques et métamorphiques.

La « faille des monts de Lacaune » est particulièrement évidente entre Murat-sur-Vèbre et les Vidals : c'est un accident E-W à fort pendage S (pendage bien mis en évidence par l'entaille du ravin situé au Nord du Planquet), qui met en contact le Cambrien moyen épi-métamorphique du synclinal de Brusque avec les séries méso- à catazonales de la zone axiale (*cf.* encart).

Son tracé au Nord et à l'Est de Murat est plus délicat à cause du fort recouvrement quaternaire de l'ombilic Murat—les Senausses. Mais la faille des monts de Lacaune se reconnaît au-delà de ce recouvrement quaternaire, dans l'accident, peu spectaculaire sur le terrain, qui sépare les unités de Mélagues au Nord, de l'unité de Murat—Castanet (feuille Bédarieux à 1/50 000), les séries cambriennes de ces deux unités étant fort différentes. La faille des monts de Lacaune passerait donc au Nord du puech de Montaigut. À l'Est de Murat, cet accident est doublé plus au Sud par la *faille de Ginestet* à fort pendage N, qui limite au Nord les gneiss et les micaschistes mésozonaux (Formation de Puech-Plo) de la zone axiale et dont le rejet le plus évident est normal. Entre ces deux failles s'observe un système d'écaillles imbriquées : l'unité de Murat—Castanet (à Cambrien de type Mendic) chevauche l'unité de la Haute-Mare, qui elle-même chevauche par l'intermédiaire d'écaillles de micaschistes plus ou moins métamorphiques et très mylonitiques, la zone axiale *s.s.* (Demange et Herrera-Urbina, 1989).

Vers l'Ouest, des Vidals au col de la Bassine, puis vers Brassac-sur-Agout, la faille subverticale, d'abord dirigée E-W s'oriente progressivement à NE-SW. Son tracé est *a priori* plus délicat puisque les terrains cambriens des monts de Lacaune sont affectés d'un métamorphisme mésozonal. La reconnaissance des terrains métasédimentaires catazonaux et éruptifs (granite du Montalet) qui affleurent en bordure nord de la zone axiale, ne pose pas de problème ; par contre, les terrains cambriens présentent des variations considérables d'unité à unité. De plus, il existe le long de la faille des lanières de terrains dont le matériel appartient soit à la zone axiale (depuis la région du puech Margot jusqu'à la limite ouest de la feuille et au-delà jusque Brassac-sur-Agout), soit aux monts de Lacaune (unité du bois de Marc).

Des Vidals au col de la Bassine s'observent de plus, au Sud de l'accident principal, des failles normales mineures à fort pendage N analogues à la faille de Ginestet, qui affectent (et rétromorphosent) les terrains de la zone axiale. Ces failles s'accompagnent de mylonites décamétriques à pluridécamétriques, injectées de quartz, avec fréquemment de la tourmaline. Le passage de ces zones mylonitiques au granite du Montalet se fait par des zones où le granite acquiert une seconde foliation, bien distincte de la foliation primaire, accompagnée

d'une chloritisation des biotites; les stries de glissement de direction 35N45 indiquent un jeu en faille normale.

Une interprétation de la « faille des monts de Lacaune » a été proposée par M. Demange (1993). Cette faille est un accident complexe ayant joué plusieurs fois au cours de son histoire :

— faille *inverse*, du moins dans sa branche E-W. Par analogie avec la faille de Mazamet (feuilles Saint-Pons et Mazamet; Demange et Jamet, 1986), ce rejeu est sans doute pyrénéen;

— faille *normale* liée à la surrection en horst de la zone axiale. Ce jeu en faille normale est surtout documenté dans les accidents satellites de la faille des monts de Lacaune proprement dite (faille de Ginestet et failles situées au Sud de l'accident principal entre les Vidals et le col de la Bassine), qui forment peut-être avec celle-ci un système de failles antithétiques. Ce rejeu est clairement postérieur au métamorphisme et au magmatisme (même tardif : granites de Laouzas et de Secun—Combespinas);

— à l'échelle de la Montagne noire, la faille des monts de Lacaune apparaît essentiellement comme un grand *décrochement dextre*, scellé par le bassin stéphanien de Graissessac (feuille Bédarieux). Les contacts de base des différentes écailles des monts de l'Est de Lacaune ont alors rejoué en décrochements conjugués de la faille majeure (Arthaud et Matte, 1975; Brunel, 1972, 1974). Il existe incontestablement un rejeu en décrochement dextre tardi-hercynien, postérieur à toutes les phases souples et au métamorphisme. L'estimation du déplacement le long de ce décrochement repose sur la comparaison du contenu lithostratigraphique des unités juxtaposées : ainsi, la présence de « blaviérites » vers le sommet de la Formation de Marcory caractérise les unités du Mendic (feuille Bédarieux), de Murat—Castanet, de Cambous et de Durfort en Sorézois (feuille Revel). Ces différentes unités proviennent sans doute d'un même domaine paléogéographique, le domaine Mendic—Sorézois, maintenant dilacéré le long de la faille des monts de Lacaune : cela conduit à estimer le rejet de cette faille en décrochement à une trentaine de kilomètres au moins.

Des considérations visant à concilier une reconstitution paléogéographique cohérente des séries paléozoïques et le sens de déversement des différentes unités allochtones (Demange, 1994), conduit à regrouper en un même ensemble allochtone, le *domaine occitan*, les nappes du versant sud de la Montagne noire, les unités des monts de Lacaune et certaines klipptes préservées sur la zone axiale (unité de Dufort en Sorézois, feuille Revel; unités de Murat—Castanet, de la Haute-Mare et des monts de Saint-Gervais sur la feuille Bédarieux). Ce domaine occitan (et le domaine Mendic—Sorézois) auraient été nappés par-dessus la zone axiale; celle-ci apparaît alors comme un autochtone relatif (*domaine catalan*) en fenêtre sous ce domaine allochtone. Dans ce modèle, la faille des monts de Lacaune aurait joué de façon précoce en décrochevauchement contemporain de la mise en place de ce domaine occitan allochtone.

Une toute autre interprétation de cette faille est donnée plus loin par J. Guérangé-Lozes et B. Guérangé.

## ÉVOLUTION TECTONIQUE DES MONTS DE LACAUNE

*Avertissement.* L'étude tectonique des monts de Lacaune a été réalisée par deux équipes : d'une part M. Demange et collaborateurs, à partir des données acquises dans la zone axiale (Demange, 1982) et sa bordure nord (dôme de Viane; Landes, 1980; Debertrand, 1983); et d'autre part, B. Guérangé, au cours du levé des feuilles Camarès et Saint-Sernin-sur-Rance, et J. Guérangé-Lozes, dans l'ensemble du domaine situé au Nord de la zone axiale : monts de Lacaune, Albigeois et Rouergue méridional (Guérangé-Lozes, 1987).

Pour ce qui concerne les phases hercyniennes tardives D4 et D5, il y a globalement accord entre les auteurs. Pour ce qui concerne les phases antérieures, l'analyse et l'interprétation qui résultent des deux approches sont en de nombreux points divergentes, voire contradictoires. Si la première phase de déformation (D1), responsable des plis d'ordre cartographique aschisteux est reconnue par tous les auteurs, par contre, une différence fondamentale porte sur les relations (genèse et chronologie) entre la (Guérangé-Lozes et Guérangé) ou les (Demange) déformations synmétamorphiques *et* les cisaillements.

Pour J. Guérangé-Lozes et B. Guérangé, ce sont les cisaillements (à jeu senestre inverse) qui induiraient, dans le domaine des écaillés des monts de Lacaune, les uniques plis synmétamorphiques (D2); ils participeraient à la structuration tectono-métamorphique tangentielle, au Nord de la zone axiale de la Montagne noire.

Pour M. Demange, ces cisaillements seraient tardifs et nettement postérieurs à trois déformations synschisteuses précoces distinctes : un plissement D2a synmétamorphe, suivi par un plissement majeur D2b (= D2 des auteurs précédents), puis par une déformation D3 donnant des plis en genou à schistosité fruste. Pour cet auteur, le fait que les cisaillements recoupent les structures souples précoces et les isogrades de métamorphisme dans le dôme de Viane, montre l'indépendance de ces cisaillements par rapport aux événements tectoniques et métamorphiques précoces. Pour J. Guérangé-Lozes et B. Guérangé, ce décalage s'expliquerait par les rejeux tardifs successifs en failles normales de tous ces cisaillements, lors du « doming » de la zone axiale et des voussurations D4 et D5.

Les auteurs divergent également sur l'interprétation de la « faille des monts de Lacaune ».

Il a donc été décidé, d'un commun accord, de présenter dans cette notice chaque modèle tectonique séparément.

**Tableau I. — Déformations souples dans les monts de Lacaune, l'Albigeois cristallin et le Rouergue (Guérangé-Lozes, 1987, modifié 1992)**

	Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance	Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès	Monts de Lacaune		
DÉFORMATIONS SOUPLES TARDIVES REPLISSANT LES NAPPES ET LES ÉCAILLES DES MONTS DE LACAUNE	D5	<ul style="list-style-type: none"> <li>2) — <b>plis synschisteux droits</b>, millimétriques à plurimétriques, de direction axiale N-S à N160°E</li> <li>— schistosité de fracture (non différenciée sD5)</li> <li>1) — <b>plis synschisteux droits</b>, à toutes les échelles, de direction axiale N20°E (antiforme de Montredon-Labessonnié), contemporains de la mise en place probable d'un granite subaffleurant</li> <li>— schistosité de fracture sD5</li> </ul>	D5	<ul style="list-style-type: none"> <li>● grandes voûsures, grosso modo N-S, des écailles (antiforme de Lacaune-Viane)</li> </ul>	
	D4	<ul style="list-style-type: none"> <li>— mégaplis aschisteux NE-SW</li> </ul>	D4	<ul style="list-style-type: none"> <li>● grandes voûsures de très grande amplitude, de direction N50°E (déformant l'enveloppe du granite du Mendic dans les monts de l'Est de Lacaune)</li> <li>● mégaplis synschisteux NE-SW contemporains de la mise en place du granite du Sidobre dans les monts de l'Ouest de Lacaune</li> <li>— schistosité de strain slip sD4.</li> </ul>	
DÉFORMATIONS SOUPLES PRÉCOCES ET CISAILLEMENTS ASSOCIÉS CARACTÉRISTIQUES DE CHAQUE UNITÉ STRUCTURALE (NAPPES ET MONTS DE LACAUNE)	Sectionnement de tout le Sud-Ouest du Massif central, à intervalles réguliers (20 à 30 km) par de grands accidents crustaux E-W à N120°E (rejeu ou création d'accidents de cette direction?)				
	D3	<p><b>Couloir de Rodez (?)</b></p> <p>AU NORD DE LÉDERGUES:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>plissement synschisteux</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>● schistosité de crénulation sD3</li> </ul> </li> <li>— plis cartographiques ouverts, de direction NW-SE</li> <li>— <b>large zone faillée</b> allant de Broquiès à Lédergues dans laquelle se situe le <i>cisaillage dextre WNW-ESE</i> (lié à la mise en place du granite du Pinet)</li> </ul> <p>RÉGION DE SAINT-SERNIN-SUR-RANCE:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>plissement synschisteux</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>● schistosité de fracture sD3</li> <li>● plis en chevrons (m à dam) de direction NW-SE, déversés vers le SW</li> </ul> </li> </ul>	D3	<ul style="list-style-type: none"> <li>— ondulations NW-SE</li> <li>— cisaillage dextre (type Laval-Roquecezière)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>large zone faillée allant de Graissessac au Sud de Montroc</b> et constituant la bordure nord de la zone axiale de la Montagne noire du col de la Bassine à Murat-sur-Vèbre.</li> <li>— <b>jeu initial (?) de la grande faille allant de Mazamet à la Bastide</b> qui sectionne la zone axiale à 25 km au Sud de la faille Graissessac—col de la Bassine.</li> </ul>
	D2	<ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>cisaillage tangentiel</b> (surface de chevauchement basale et nombreux cisailllements internes connexes)</li> <li>et</li> <li>— <b>plissement synschisteux complexe associé:</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>● schistosité de strain slip synmétamorphique sD2 faiblement pentée N</li> <li>● plis à <b>axes courbes</b> de direction NW-SE prépondérante</li> </ul> </li> </ul>	D2	<ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>cisaillage tangentiel basal</b> de la nappe (jeu essentiellement chevauchant).</li> <li>et</li> <li>— <b>plissement synschisteux complexe associé:</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>● schistosité de strain slip synmétamorphique sD2 faiblement pentée N</li> <li>● plis à <b>axes courbes</b> de direction N-S prépondérante</li> <li>● <i>plis d'amplitude au maximum hectométrique</i></li> </ul> </li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>cisaillage</b> (jeu senestre inverse dans l'écaille de Brusque devenant tangentiel à Murasson) et</li> <li>— <b>plissement synschisteux associé:</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>● schistosité de flux synmétamorphique sD2 à pendage N (sporadique dans l'écaille de Mélagues, se généralisant au NW)</li> <li>● <i>plis d'amplitude au maximum hectométrique</i></li> </ul> </li> </ul>
	D1	<ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>schistosité de flux synmétamorphique sD1</b> (en relique)</li> </ul>	D1	<ul style="list-style-type: none"> <li>— <b>mégaplis synschisteux</b> <ul style="list-style-type: none"> <li>● schistosité de flux synmétamorphique sD1</li> <li>● plis isoclinaux de direction axiale NE-SW à E-W déversés vers le SE</li> <li>● <i>aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé.</i></li> </ul> </li> </ul>	D1

VERSANT NORD DE LA ZONE AXIALE :  
MONTS DE LACAUNE ET ALBIGEOIS MÉRIDIONAL  
(NAPPE DE SAINT-SALVI-DE-CARCAVÈS)

(J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé)

**Déformations souples précoces**

**Monts de Lacaune**

La structuration de ce domaine apparaît comme le produit de deux déformations successives dont les relations géométriques et chronologiques ont été clairement établies dans le synclinal de Brusque sur la base des données acquises par B. Guérangé (*in* Donnot et Guérangé, 1978), complétées par l'acquisition de données nouvelles (Guérangé-Lozes, 1987) : une phase de plissement (déformation D1) à laquelle se superpose une tectonique d'écaillage (déformation D2 composite) (tabl. 1).

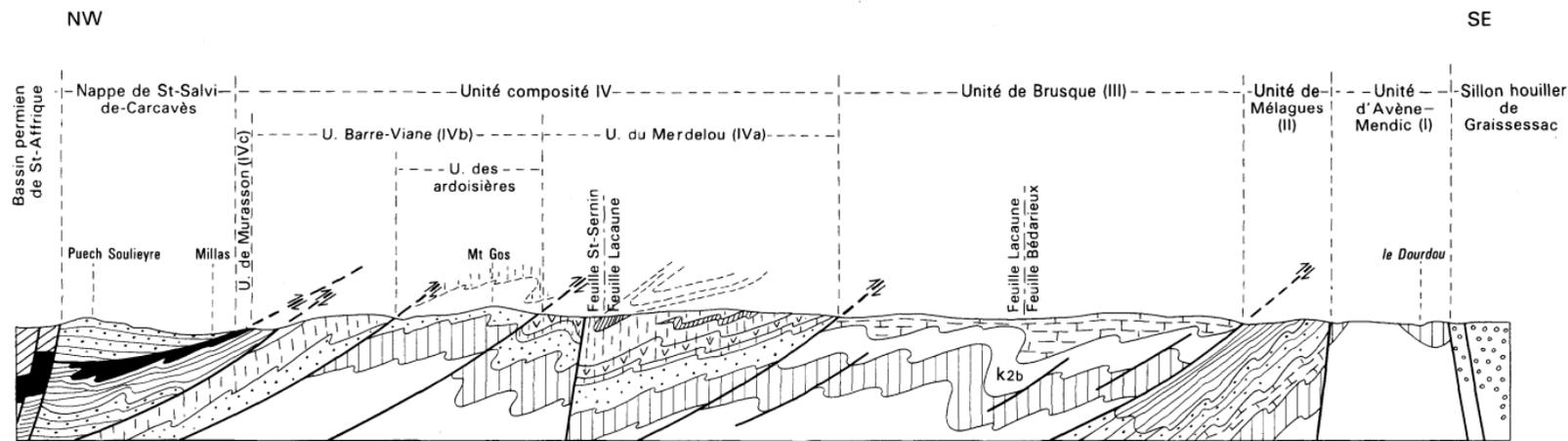
Les formations sont impliquées dans un certain nombre d'écailles imbriquées qui constituent des unités et des sous-unités structurales, séparées par des surfaces de cisaillement d'importance variable (schéma structural, en encart).

**Déformation D1.** Cette déformation engendre régionalement de grands plis aschisteux d'amplitude kilométrique à plurikilométrique, à l'origine orientés NE-SW et déversés vers le Sud-Est ; ces plis sont réorientés E-W par les déformations tardi-hercyniennes au Nord de Lacaune (fig. 9 et schéma structural). Aussi bien dans les monts de Lacaune (synclinal de Brusque, synclinal du Merdelou) qu'en Albigeois (synclinal du Dadou), il a été clairement établi que ces mégaplis se sont moulés sur des structures paléogéographiques, en particulier sur des rides volcaniques (Guérangé-Lozes, 1987).

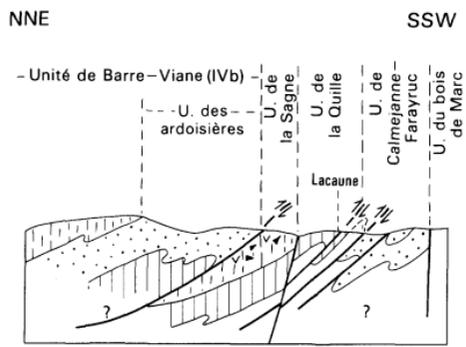
Sur la feuille Lacaune, les grands plis sont bien identifiables dans la partie nord-est (terminaison des synclinaux de Brusque et du Merdelou). Plus à l'Ouest, à partir de Lacaune, ces plis sont plus difficiles à cartographier car, dans cette région, ils sont particulièrement affectés par les déformations plus tardives : cisaillements tangentiels D2 plus intenses, couloir de plissement D5 important (dôme de Viane) et, en bordure nord de la zone axiale, déformations induites dans la large zone faillée complexe qui constitue la « faille des monts de Lacaune ».

**Déformation D2.** Elle se traduit dans l'ensemble des monts de Lacaune par une tectonique d'écaillage qui se superpose aux grands plis cartographiques précédents. Elle est caractérisée d'une part par les cisaillements proprement dits, et d'autre part par un plissement associé, avec développement d'une schistosité de flux sD2.

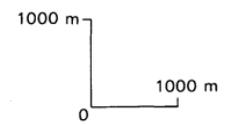
● **Cisaillements.** À l'échelle cartographique, les mégaplis D1 sont sectionnés sous un angle faible par les surfaces de cisaillement principales qui délimitent les différentes unités (« écailles »). Un bel exemple

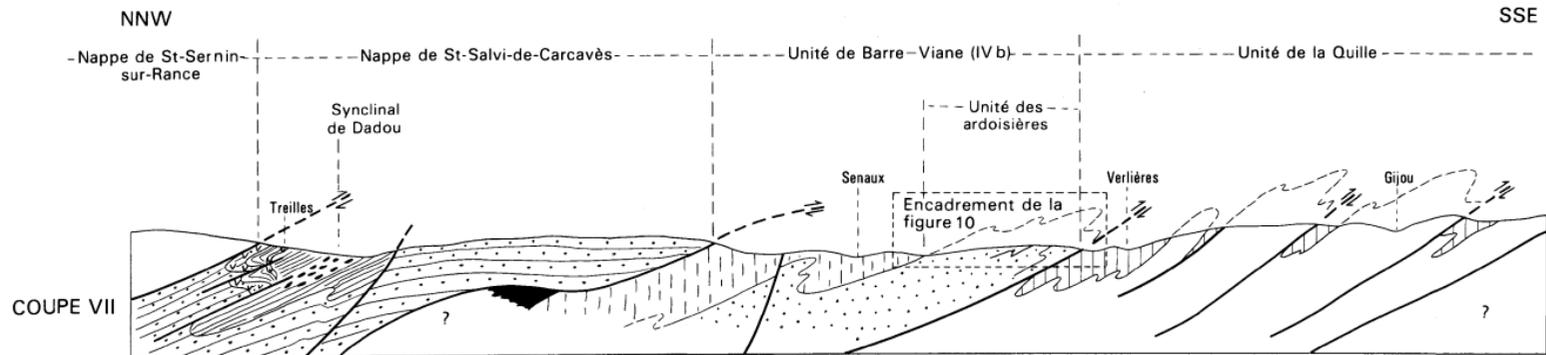


COUPE V

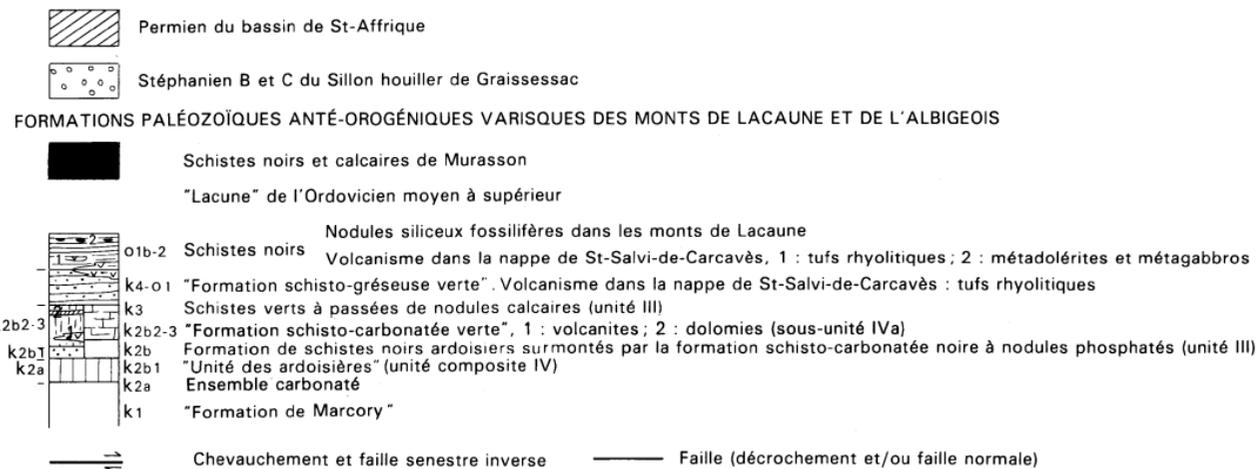


COUPE VI





	SILURIEN	
ORDOVIC.	INF.	o1 o2
	SUP.	k4-6
CAMBRIEN	MOY.	k3
	INF.	k2 k2b k2a
		k1
	PRÉCAMBRIEN	



**Fig. 9 - Coupes géologiques dans les écailles des monts de Lacaune (Guérangé-Lozes et Guérangé)**  
 Situation des coupes sur le schéma structural

de cette disposition peut être observé sur la feuille voisine Camarès au niveau de la surface de cisaillement basale de l'unité de Brusque où cette surface sectionne, du Nord-Est au Sud-Ouest, l'anticlinal du puy du Lion puis, progressivement, une partie de plus en plus importante du flanc normal du synclinal de Brusque.

Sur la feuille Lacaune, un autre exemple est donné par l'importante surface de chevauchement qui sectionne le flanc inverse de l'anticlinal de Barre—Viane (fig. 9 et schéma structural) et qui «rabote» la terminaison synclinale du Merdelou (lanières du Thioys et de la Sagne).

B. Gèze avait relevé, dès 1949, cette disposition qui établit sans équivoque la chronologie relative entre le plissement D1 et le cisaillement.

Classiquement, dans les monts de Lacaune, du Sud-Est au Nord-Ouest, ont été distinguées les unités suivantes (feuille Camarès : Donnot *et al.*, 1990) :

- l'unité d'Avène—Mendic (I) ;
- l'unité de Mélagues (II) ;
- l'unité de Brusque (III) ;
- l'unité de Merdelou (IV) ;
- l'unité composite de Barre—Mounès—Murasson (V).

À l'Ouest de Lacaune, l'importance des déformations postérieures à la formation des écaïlles a rendu difficile la distinction du prolongement occidental des unités les plus orientales. Cependant, on peut admettre que l'unité de la Quille—bois de Luc soit la continuité de l'unité du Merdelou, dont elle constituerait le soubassement lithostratigraphique ; le prolongement de l'unité de Brusque serait à rechercher dans les copeaux d'unités engagés dans la large zone faillée bordant la zone axiale au Nord (« faille des monts de Lacaune ») (schéma structural).

Les données cartographiques et structurales régionales acquises récemment (mise en évidence de la structure synclinale du Merdelou ; Guérangé-Lozes et Burg, 1990) conduisent à réviser la distinction des unités établies précédemment et à inclure l'unité IV dans l'unité V de B. Gèze. En effet, *il n'existe aucune coupure fondamentale entre l'unité du Merdelou et celle de Barre—Viane*. La nouvelle unité composite IV comprendrait donc la sous-unité du Merdelou (IVa) et son prolongement de la Quille—bois de Luc, ainsi que les sous-unités de Barre—Viane (IVb) et de Murasson (IVc) (schéma structural).

L'inclinaison des surfaces de cisaillement vers le Nord-Ouest ou le Nord varie de 60° environ dans la partie orientale (Brusque), à 30° ou moins dans la partie occidentale (Murasson).

À l'échelle de l'affleurement, le cisaillement est pénétratif car, à l'intérieur même des diverses écaïlles, on observe de nombreux cisaillements secondaires.

Ces surfaces de cisaillement peuvent supporter une striation. Dans la partie orientale des monts de l'Est de Lacaune (unité de Brusque), le jeu des cisaillements apparaît comme senestre inverse, les composantes horizontales et verticales du rejet étant à peu près égales.

Sur la feuille Lacaune, le jeu des cisaillements apparaît plutôt comme inverse, mais cette disposition pourrait résulter d'un aplatissement des structures, aussi bien tangentielles précoces que tardives.

• **Plissements synschisteux.** À l'affleurement, une schistosité unique sD2, pénétrative et d'extension régionale, affecte les matériaux cambrosiluriens.

Dans l'ensemble des monts de Lacaune, ses caractères morphologiques et son intensité peuvent varier, d'une part en fonction de la nature des matériaux, d'autre part selon sa position au sein d'une même écaïlle (par exemple on note l'absence de schistosité dans les « grès de Marcory » de l'unité de Mélagues), ou d'une écaïlle à l'autre, avec cependant un degré globalement croissant du Sud-Est au Nord-Ouest.

Sur la feuille Lacaune, la schistosité sD2 de flux est généralisée à l'ensemble des terrains. Elle est plan axial de plis de la stratification d'amplitude variable mais au maximum hectométrique. Ce sont des plis semblables déversés à couchés vers le Sud.

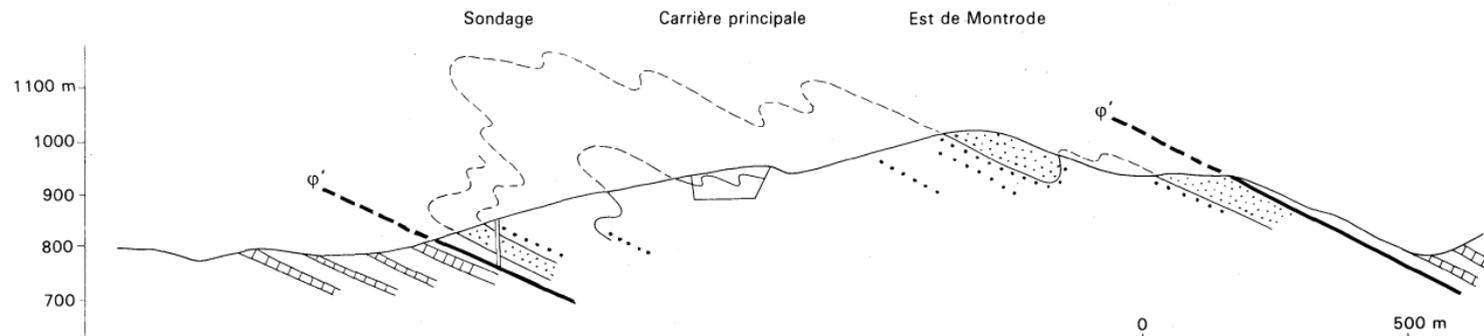
L'orientation des axes des plis D2 et des linéations L2 (intersections S0/sD2), généralement ENE-WSW, peut varier jusqu'à devenir N-S. La variation de cette orientation peut être due à des figures d'interférence entre les structures D1 et D2 (*cf.* ci-après) et à l'existence de charnières courbes.

Une étude structurale détaillée a été effectuée dans la formation des schistes noirs de l'unité de Barre—Viane dans le secteur des ardoisières de Lacaune (carrière Gareng), appuyée par un sondage carotté orienté de 69 m. Les résultats obtenus (Guérangé *et al.*, 1981) permettent de définir la structure anticlinale de cette unité sur la feuille Lacaune (fig. 10) et d'établir sans ambiguïté la chronologie entre la déformation D1 et le plissement synschisteux D2. De 0 à 15 m, le sondage a traversé une charnière antiforme, d'ordre pluridécamétrique, d'un pli couché dont l'axe construit est orienté N85°E avec un plongement de 10° vers l'Est. Le sondage se poursuit ensuite et se termine dans une série globalement monoclinale qui constitue le flanc inverse du pli traversé précédemment.

Les surfaces de schistosité sD2 mesurées ont une orientation constante N100°E avec un pendage de 35° vers le Nord. Le diagramme des linéations L2 (intersections de la schistosité sD2 et de la stratification S0) montre que les pôles de celles-ci sont dispersés dans le plan de schistosité moyen sD2 (fig. 11). Cette disposition traduit l'existence d'une déformation de la stratification antérieure au développement de la schistosité. Les deux phases successives de déformation peuvent également être déduites du diagramme des surfaces de stratification (fig. 12). En effet, les pôles des surfaces de stratification S0 se disposent selon deux guirlandes  $\pi_1$  et  $\pi_2$ , d'axes construits A1 et A2. L'axe A1 correspond à la charnière anticlinale pluridécamétrique qui est à rapporter à la déformation D1; l'axe A2, orienté ici N115°E avec un plongement de 10° vers le Nord-Ouest, est à rapporter à la déformation synschisteuse D2. Les données sont tout à fait compara-

SW

NE



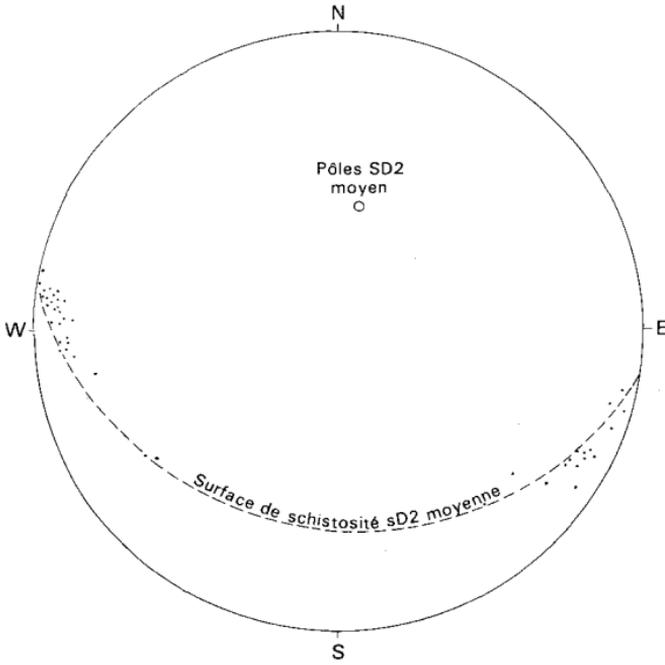
k2b2-3 (1)  "Formation schisto-carbonatée verte", 1 : horizon carbonaté

(2)  "Unité des ardoisières" : schistes noirs à horizons de nodules phosphatés (1) et à passées très gréseuses vers le haut (2)

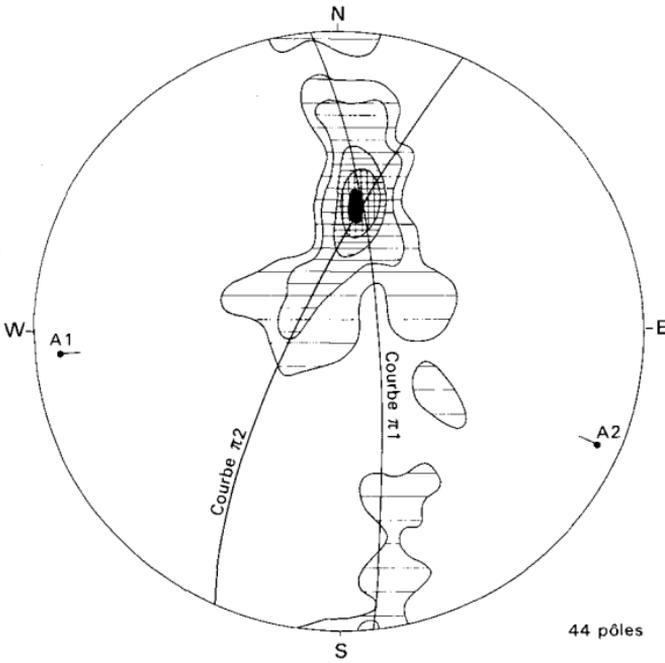
$\phi'$   Surface de chevauchement

 Sondage

**Fig.10- Coupe schématique de la sous-unité de Barre-Viane passant par la carrière principale (Careng-Granier) des ardoisières de Lacaune (Guérangé-Lozes, 1979)**

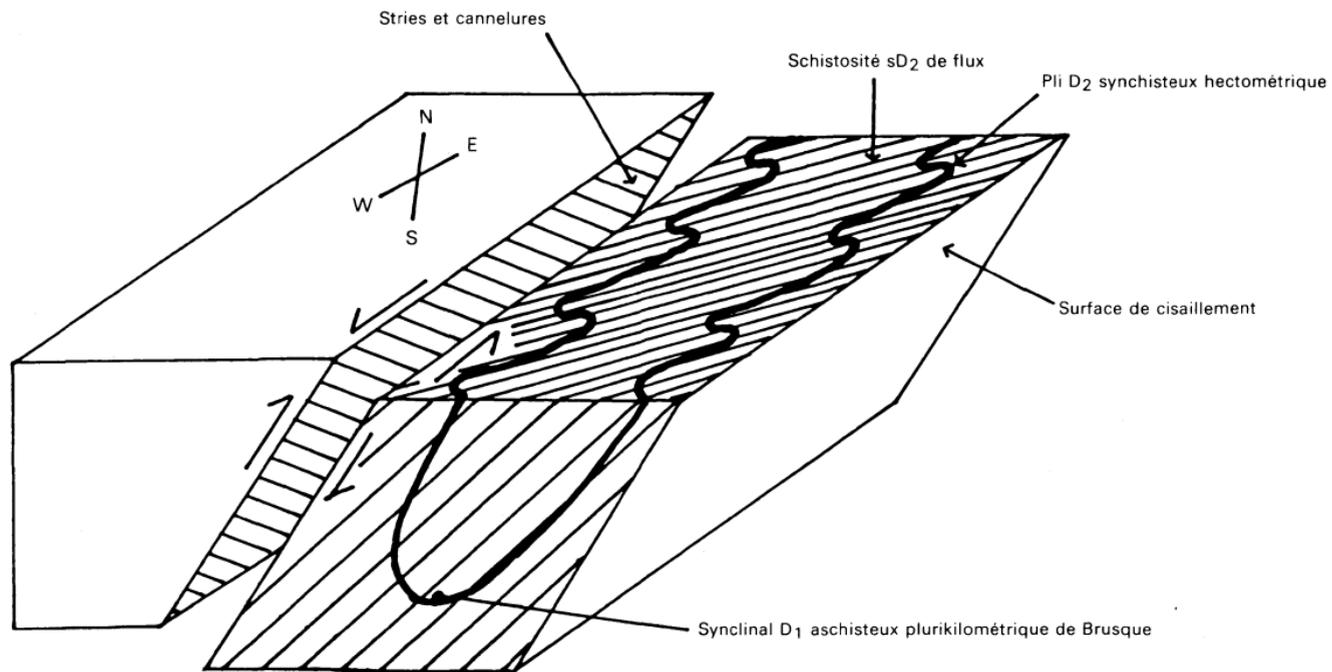


**Fig. 11 - Diagramme des linéations L2**  
(projections de Schmidt, hémisphère supérieur)



Courbes : 2-8-20-40 et 55 %  
Axes construits A1 : N85°E, plongement 10°E  
A2 : N115°E, plongement 10°WNW

**Fig. 12 - Diagramme des surfaces de stratification**



**Fig. 13 - Mouvement senestre inverse des cisaillements dans les écaïlles des monts de l'Est de Lacaune et développement synchrone de la schistosité sD<sub>2</sub>**

bles à celles établies dans les monts de l'Est de Lacaune (synclinal de Brusque; Donnot et Guérangé, 1978).

La direction de l'étirement visible autour des nodules phosphatés ou pyriteux est constante et orientée SW-NE (Brunel, 1972).

• **Relations géométriques et chronologiques entre plissement synschisteux et cisaillement.** Il a été établi dans le synclinal de Brusque (feuille Camarès) que les relations angulaires entre les différents éléments structuraux (cisaillement, schistosité et striation) sont tout à fait compatibles avec un mécanisme unique conduisant simultanément, d'une part aux cisaillements proprement dits, et d'autre part au plissement synschisteux toujours d'ordre secondaire, apparaissant ainsi, en quelque sorte, comme un plissement d'entraînement. Le modèle proposé est illustré par la fig. 13.

### **Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès**

Cette unité apparaît dans le coin nord-ouest de la feuille Lacaune. Elle constitue la plus méridionale des nappes de l'Albigeois. Elle repose en contact anormal sur les diverses sous-unités de l'unité IV des monts de Lacaune qu'elle prend en biseau. La surface de cisaillement basale est faiblement pentée vers le Nord.

La structuration interne montre la superposition de deux phases de déformation précoces, toutes deux génératrices de schistosités peu pentées et synmétamorphiques (tabl. 1).

**Déformation D1.** Sur la feuille Lacaune, elle se caractérise par une schistosité de flux sD1, généralement parallèle à la stratification et généralisée à la nappe.

La schistosité est soulignée par l'orientation des phyllites néoformées (muscovite et parfois chlorite). Elle apparaît comme plan axial de rares microplis de la stratification : aucun pli associé d'ordre supérieur n'a été reconnu dans ce secteur. Rappelons que sur les feuilles Réalmont et Saint-Sernin-sur-Rance, la cartographie détaillée a permis de mettre en évidence l'existence de mégasstructures D1 d'ordre kilométrique à plurikilométrique et couchées vers le Sud, auxquelles la schistosité sD1 s'associe : mégasynclinal du Dadou, méga-anticlinal de la Trivale et synclinal du Bousquet, dont on observe la terminaison orientale sur la feuille Lacaune (schéma structural).

**Déformation D2.** Elle se traduit dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès par un **cisaillement tangentiel**, ici très intense, qui se superpose à la déformation D1. Les grands plis cartographiques D1 (cités ci-dessus) sont sectionnés sous un angle faible par le cisaillement tangentiel majeur constituant la base de la nappe faiblement pentée vers le Nord. Ce contact anormal basal, sur la feuille, est jalonné par de nombreux boudins de quartz (décimétriques) et par des schistes broyés. De nombreux cisaillements internes satellites affectent l'ensemble des formations qui constituent la nappe.

Les **déformations souples** rapportées à la phase D2 se manifestent à l'affleurement par des plis déformant les surfaces S0/sD1. Ces plis, d'amplitude au maximum hectométrique, admettent comme plan axial une schistosité de strain slip généralisée sD2, recoupant sD1 sous un angle très faible et difficile à dissocier de celle-ci en dehors des zones de charnière des plis D2 : d'où la notation sD1-2 utilisée pour dénommer cette schistosité composite, visible à l'affleurement.

La géométrie des plis D2 est complexe. Leurs axes sont fréquemment courbes. Ils ont une orientation axiale tout à fait variable (N90°E à N-S) mais tous admettent la même schistosité sD2 de strain slip comme plan axial. Pour l'ensemble de la nappe, les charnières décimétriques observées ont cependant une direction préférentielle N-S. Dans les zones très cisailées, les charnières de ces plis peuvent être isolées dans des panneaux délimités par des surfaces de cisaillement faiblement obliques à sD2.

### **Conclusion**

Les évolutions structurales du domaine des monts de Lacaune et des nappes albigeoises sont tout à fait analogues et cohérentes. Les phases de déformation précoces, ayant les mêmes caractéristiques, sont clairement corrélables entre elles dans les deux domaines (tabl. 1). Toutefois, on relève une différence entre les deux régions : dans les monts de Lacaune, la phase D1 est aschisteuse, tandis que dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès la phase D1 est génératrice d'une schistosité de flux sD1. D'une région à l'autre, la direction axiale D1 varie faiblement : N70°E (écaille de Brusque), N60° à 90°E (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès).

### **Métamorphisme régional et relations avec les déformations précoces**

Dans les monts de l'Est de Lacaune et en Albigeois, il est clairement établi que le métamorphisme *épizonal* régional est contemporain des phases de déformations précoces D1-D2. Les phyllites néoformées (séricite et chlorite) sont orientées dans la schistosité sD2 (monts de l'Est de Lacaune) et dans les schistosités sD1-sD2 (Albigeois).

Par ailleurs, ce métamorphisme est prograde, du Sud vers le Nord, unité structurale par unité structurale, depuis le domaine des écailles des monts de Lacaune jusqu'aux complexes leptyno-amphiboliques.

### **Âge de la structuration tectono-métamorphique tangentielle dans le versant nord de la Montagne noire, l'Albigeois et le Rouergue, et problèmes des relations de ce domaine septentrional avec la zone axiale et le versant sud**

J. Guérangé-Lozes et J.P. Burg (1990) rapportent au Dévonien moyen-supérieur l'histoire tectonique du domaine septentrional : les

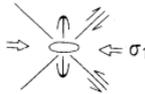
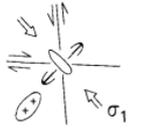
auteurs se fondent sur la cohérence de la structuration tangentielle de ce domaine, empilement de nappes déversées vers le Sud. L'absence de terrains impliqués dans les nappes plus jeunes que le Silurien corrobore cette attribution d'âge.

D'autre part, il existe des données géochronologiques. En Albigeois, dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, un âge  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de  $380 \pm 10$  Ma a été obtenu sur des muscovites synchrones de la déformation D1-D2 (Maluski, *in* Guérangé-Lozes, 1987). Un âge  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  de  $346 \pm 7$  Ma a été également obtenu sur des micas du granite syntectonique du Pinet (syn D2-D3), dont la mise en place est synchrone des décrochevements dextres NW-SE (Maluski et Monié 1988). Ces décrochevements scellent la mise en place des nappes et « fossilisent », à cet âge limite le plus jeune, la superposition des différentes unités structurales telle que l'on peut l'observer actuellement : superposition des complexes leptyno-amphiboliques de Réalmont—Carmaux—Najac—Lévézou sur la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance ; superposition de celle-ci sur la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et superposition de cette dernière sur les écaillés des monts de Lacaune.

Dans le dôme de Viane, M. Demange décrit un métamorphisme prograde d'âge namuro-westphalien dont les isogrades seraient recoupées par les cisaillements majeurs séparant les unités. Nous pensons, pour notre part, que ce métamorphisme, localisé à la bordure de la zone axiale, correspond à un événement thermique plus récent que celui qui est en relation avec la tectonique tangentielle (D1-D2 du domaine septentrional), en liaison avec le doming de la zone axiale. Rappelons que cet épisode thermique s'achève au Stéphanien car il affecte encore les matériaux stéphaniens du bassin de Graissessac (Carpéna, *in* Bogdanoff *et al.*, 1984). Le recoupement des « isogrades » par les cisaillements majeurs ne correspondrait pas au jeu initial des cisaillements précoces D1-D2, mais au rejeu en failles normales, généralement observé, de ces discontinuités, lors du doming de la zone axiale et/ou des plissements tardi-hercyniens D4 et D5 particulièrement intenses dans cette région, voire même des mouvements pyrénéens.

Du versant sud de la Montagne noire aux Pyrénées, la structuration polyphasée synmétamorphique et tangentielle est namuro-westphalienne (Viséen C—Namurien A dans le versant sud, post-Westphalien A dans les Pyrénées).

Pour J. Guérangé-Lozes et J.P. Burg, il faudrait donc admettre la juxtaposition de deux grands domaines orogéniques distincts et hétérochrones : un domaine septentrional éohercynien et un domaine méridional hercynien. La limite actuelle entre ces deux domaines pourrait se situer à hauteur de la zone axiale cristalline ; pour J.P. Burg au Nord de celle-ci (« faille des monts de Lacaune »), ou dans sa retombée méridionale pour J. Guérangé-Lozes.

		Finis Autunien	
<b>PLISSEMENTS D5</b> Stéphanien B et C	Ces deux phases de déformation correspondent à deux épisodes distincts de l'évolution d'un même champ de contraintes (continuum orogénique) dont la direction de compression varie de NNW-SSE à E-W.	l'Albigeois (J.-L. Blès <i>et al.</i> , 1981)  Compression N-S décrite dans  le bassin de Saint-Affrique (G. Santouil, 1980)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ouverture en extension des fractures N-S à N 20° E : filons minéralisés en barytine (Alban).</li> <li>- Rejeu décrochant dextre des fractures N 140° E à N 160° E</li> </ul>
		 <ul style="list-style-type: none"> <li>- Plis synschisteux N-S à N 160° E d'amplitude millimétrique à décimétrique.</li> </ul>  <ul style="list-style-type: none"> <li>- Plis synschisteux droits N20°E à toutes échelles (antiformes de Montredon-Labessonniié et de Viane) schistosité de fracture sD5</li> <li>- Mise en place d'un granite caché.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Plissement des filons de microgranites.</li> <li>- Plissement des petits filons de fluorine et ondulation du filon principal de Saint-Jean-de-Jeannes.</li> <li>- Rejeu décrochant senestre des fractures N 140° E.</li> </ul> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 10px;"> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Ouverture des fractures E-W :</li> </ul> </div> <div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 0 10px;"> <ul style="list-style-type: none"> <li>- ouverture du bassin de Graissessac (Stéphanien B) - graben</li> <li>- ouverture lente et progressive des fractures E-W avec épisodes successifs de mise en place ....</li> </ul> </div> <div style="margin-left: 10px;"> <ul style="list-style-type: none"> <li>de fluorine { fluorine bleue (filon principal) et fluorine violette tardive.</li> <li>de silice { trois épisodes, le premier se traduisant par la formation d'une brèche tectonique "BTH"</li> </ul> </div> </div>
<b>PLISSEMENT D4</b> Finis Westphalien-Stéphanien A		 <ul style="list-style-type: none"> <li>- Amples plis kilométriques NE-SW dans l'Albigeois.</li> <li>- Plis kilométriques synschisteux (sD4 strain slip) NE-SW au SE du Sidobre, à Lacaune plis métriques synschisteux</li> <li>- Plis N 70° à 80° E dans la zone axiale de la Montagne noire.</li> <li>- Edification du dôme orthogneissique de Montredon-Labessonniié.</li> <li>- Mise en place du granite du Sidobre.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Fractures N 170° E (à N-S) : jeu décrochant senestre.</li> <li>- Fractures N 140° E.</li> <li>- Fracture E-W : jeu ou rejeu décrochant dextre ("faille de Lacaune")</li> </ul> <div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 10px;"> <ul style="list-style-type: none"> <li>formation en extension du bassin stéphanien de Carmaux (Stéphanien A et B).</li> <li>jeu associé aux fractures de tension NW-SE</li> </ul> </div> <div style="border-left: 1px solid black; border-right: 1px solid black; padding: 0 10px;"> <ul style="list-style-type: none"> <li>fractures de tension : filons minéralisés (WO3) de Montredon-Labessonniié.</li> <li>ouverture de failles NW-SE (à WNW-ESE) existantes (décrochevauchement D3 ?) : BTH de Viane et Laval-Roquecézière (feuille Saint-Sernin-sur-Rance)</li> </ul> </div> </div>

**Tabl. 2 - Essai de corrélation entre les phases tardives de plissement D4 et D5 et les déformations cassantes associées, dans le versant nord de la Montagne noire (monts de Lacaune, Albigeois, Rouergue méridional) (Guéringé-Lozes, 1987)**

Cette zone de contact correspondrait à un accident crustal de premier ordre induisant en surface tout un faisceau de failles. Le dôme gneissique qui constitue globalement la zone axiale de la Montagne noire pourrait correspondre à un dôme thermique localisé le long de cet accident.

### Déformations souples tardives

Deux déformations souples, postérieures à la mise en place des nappes et des écailles, et distinctes, ont été clairement identifiées dans le versant nord de la Montagne noire (tabl. 1 et 2), sur les feuilles Réalmont et Saint-Sernin-sur-Rance.

La **déformation D4** se traduit, à l'Ouest de Lacaune, par des plis métriques d'axe ENE-WSW dont certains admettent comme plan axial une schistosité de fracture sD4.

La **déformation D5**, bien visible sur cette feuille, se traduit cartographiquement par des voussurations de direction N10°E, comme l'antiforme de Viane, et à l'affleurement, par la présence de fréquents plis en chevrons de direction N-S à N20°E avec un plongement subhorizontal. La schistosité de fracture associée est très redressée, 70 à 90°.

Rappelons que ces déformations concourent au rejeu en failles normales de toutes les surfaces de discontinuités antérieures.

### Déformations cassantes

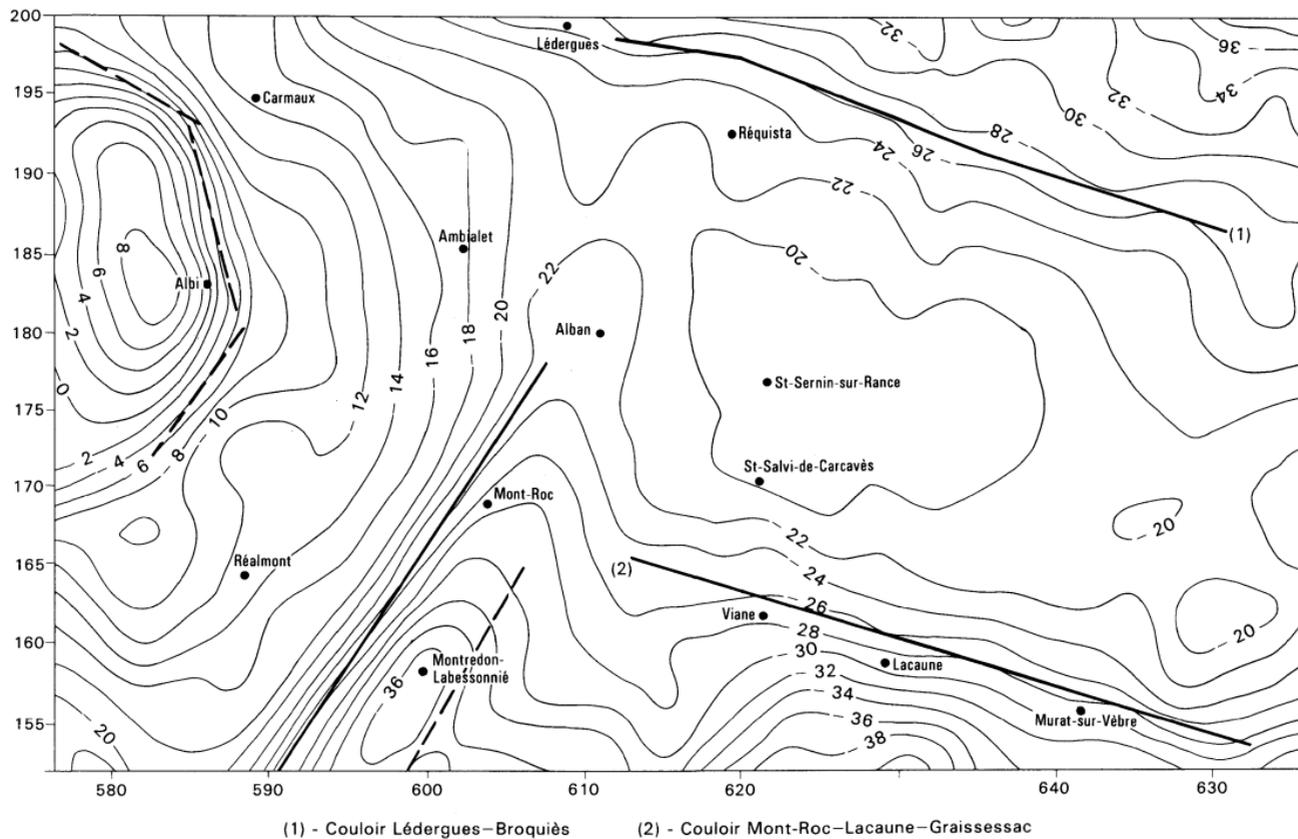
Trois grands systèmes de fractures majeures d'ordre cartographique affectent les terrains cambro-ordoviciens de la feuille.

#### « Faille des monts de Lacaune », failles de direction E-W à N120°E (monts de Lacaune, Albigeois, Rouergue)

La large zone faillée qui ceinture la bordure nord de la zone axiale est dénommée « faille des monts de Lacaune ». De direction NE-SW à l'Ouest (feuille Castres), elle devient E-W du col de la Bassine à Murat-sur-Vèbre. Comme bien des grands accidents majeurs crustaux, elle est souvent mal exprimée à l'affleurement.

La continuité cartographique orientale de cet accident pourrait se situer soit au Nord de la lanière Murat—Castanet et se prolonger à l'aplomb du bassin stéphanien de Graissessac, soit au Sud, jusqu'à Saint-Gervais-la-Billière (zone matérialisée ici par des mylonites). Il est très difficile de poursuivre son prolongement occidental (bordure nord ou sud de l'unité de Durfort ?)

Cet accident profond, indiscutablement très précoce (Dévonien moyen à supérieur et/ou Namuro-Westphalien) a joué au cours des



**Fig.14 - Discontinuités gravimétriques principales mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes, profondeurs 5 à 10 km (Corpel *et al.*, 1987)**

divers événements qui ont suivi, en particulier son segment de direction E-W, allant du col de la Bassine à Murat-sur-Vèbre.

*Nous pensons que ce segment E-W de la zone faillée a dû déjà jouer lors de la formation des grands accidents crustaux de direction E-W à N120°E qui tronçonnent régulièrement, à intervalles de 20 à 30 km, du Sud au Nord, le Sud-Ouest Massif central :*

— larges zones faillées plurikilométriques, l'une allant de Graissessac jusqu'au Sud de Montroc (feuille Réalmont), et l'autre allant de Broquiès à Lédergues et dans laquelle se situe le décrochevauchement dextre du Pinet. La carte gravimétrique des sources profondes (Corpel *et al.*, 1987; fig. 14) fait ressortir clairement deux discontinuités à fort gradient, de direction N110 à 120°E, l'une au Nord de la zone axiale, l'autre au Nord de Réquista. Elles correspondent à des accidents profonds qui se traduisent en surface par ces deux couloirs de fracturation intense;

— la zone faillée correspondant au détroit de Rodez.

Nous pensons que ces accidents d'ordre cartographique peuvent donc avoir été créés ou avoir rejoué vers 345 Ma, âge du granite qui s'est mis en place dans le décrochevauchement du Pinet. La grande faille de Mazamet—Labastide, qui sectionne la zone axiale à environ 25 km au Sud du segment E-W Lacaune—Murat, est de même direction et pourrait avoir réutilisé un couloir de fracturation de cet âge. Cette interprétation est lourde de conséquences car cette faille serait alors un élément de datation pour la structuration tangentielle de la zone axiale : même âge que celle du versant nord et donc anté-345 Ma. Signalons que cette faille se bloque sur la grande zone faillée qui borde au Sud la zone axiale et qu'aucune faille de cette direction n'affecte le versant sud.

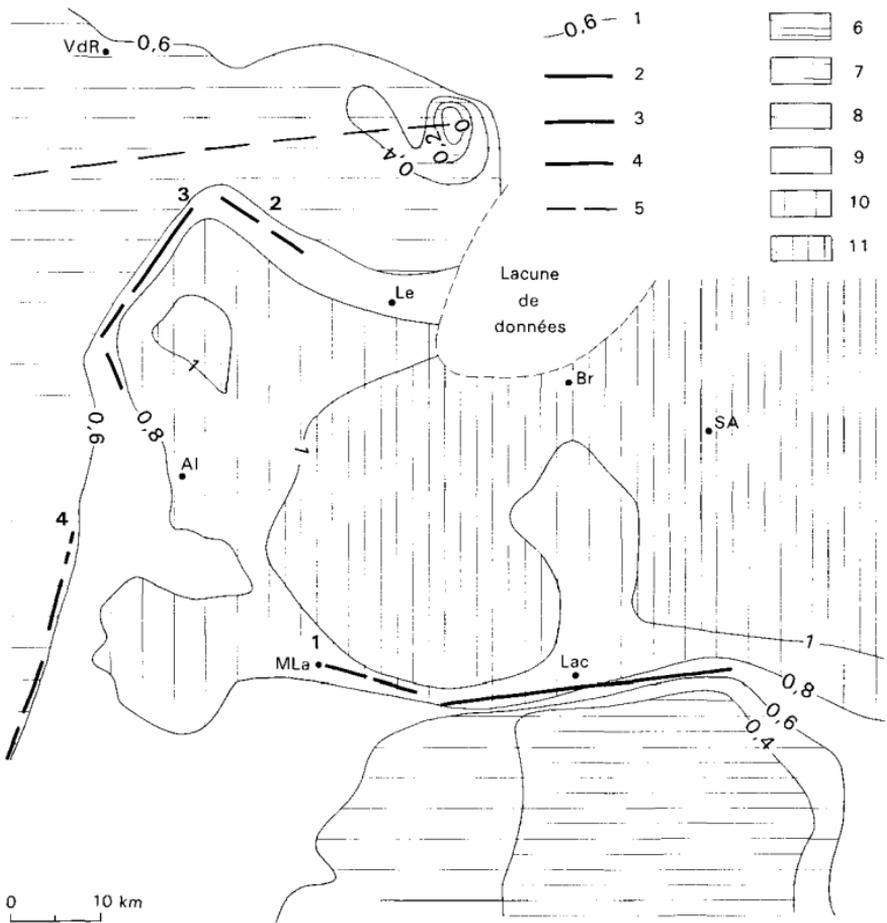
Les accidents ont tous rejoué lors de la tectonique tardi-hercynienne :

— flexuration lors des phases D4 et D5 de la faille de Lacaune (dôme de Viane);

— rejeu en faille normale de tous ces accidents, dans lesquels se placent :

- dans les segments de direction E-W, le bassin stéphanien de Graissessac et le bassin stéphano-permien de Brousse—Broquiès,
- les brèches siliceuses, comme à Viane,
- les sources thermominérales de Cros et de Lacaune.

Une période d'extension et d'aminçissement de la croûte, surépaissie lors de l'étape collisionnelle, est corrélée à la remontée du dôme gneissique formant la zone axiale de la Montagne noire, sous des conditions métamorphiques progressivement rétrogrades (Echtler et Malavieille, 1990; Van den Driessche et Brun, 1991-92; Brun et Van den Driessche, 1994). Le développement des failles normales ductiles sur les bordures nord et sud du dôme, a pu contrôler la sédimentation stéphanienne dans des bassins typiquement continentaux. Les minéraux sycinématiques des jeux en faille normale ont



Al : Albi ; Br : Broquiès ; Lac : Lacaune ; Le : Lédergues ; MLa : Montredon-Labessonnié ; SA : Saint-Affrique ; VdR : Villefranche-de-Rouergue

1 : courbe isovaleur en millimètres par an ; 2 : discontinuité majeure ; 3 : discontinuité importante ; 4 : discontinuité secondaire ; 5 : axe d'inflexion synforme ; 6, 7, 8 : zones en affaissement ; 9 : zone stable ; 10, 11 : zones en surrection

Fig. 15 - Carte isocine

livré des âges  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  autour de  $297 \pm 3$  Ma. Pour H. Maluski *et al.* (1989), ces âges sont interprétés comme marquant la fin de l'épisode extensif.

Au Tertiaire, ces accidents ont dû probablement rejouer. Au Sud, la faille de Mazamet—Labastide—Tantajo a joué à cette époque en faille inverse.

### **Fractures de direction N170°E à N20°E**

À jeu décrochant senestre, elles sont jalonnées de brèches siliceuses (secteur de Lacaune) et de microgranites à l'Ouest de la feuille. Ces grands accidents recoupernt et décalent ceux de direction E-W à N120°E.

### **Fractures de direction NE-SW**

Elles ont un jeu normal de plus en plus important au fur et à mesure que l'on se rapproche du bassin permien de Saint-Affrique (feuille Saint-Sernin-sur-Rance).

Régionalement, un essai de chronologie relative par rapport aux phases de plissement tardives est proposé dans le tableau 2.

### **Mouvements verticaux actuels**

Ceux-ci ont été mis en évidence à partir de corrélations entre les données de comparaison des nivellements et les données géologiques (Lenôtre et Guérangé-Lozes, 1989).

L'analyse de la carte isocine des mouvements verticaux actuels (fig. 15) permet de distinguer, pour la région qui nous intéresse ici :

- un secteur méridional, en affaissement au Sud (zone axiale de la Montagne noire) et en élévation plus au Nord (monts de Lacaune, Albigeois, bassin permien de Saint-Affrique), la charnière entre les deux domaines se situant au niveau de Lacaune et correspondant à la discontinuité 1 ;
- la discontinuité 1, de direction E-W, correspond à la limite nord, faillée, de la zone axiale de la Montagne noire ; elle prend une direction N110°E dans sa partie occidentale et se raccorde au grand filon de Montredon-Labessonnié. Ceci confirme un rejeu actuel d'un des accidents majeurs de la région ;
- la discontinuité 2, de direction N110°E, qui passe à Lédergues, parallèlement à la grande zone faillée de même direction qui se prolonge jusqu'à Broquiès ; la zone située au Nord de cette discontinuité est en affaissement.

Les discontinuités 1 et 2 se juxtaposent bien aux deux grands couloirs de fracturation et aux deux grandes discontinuités gravimé-

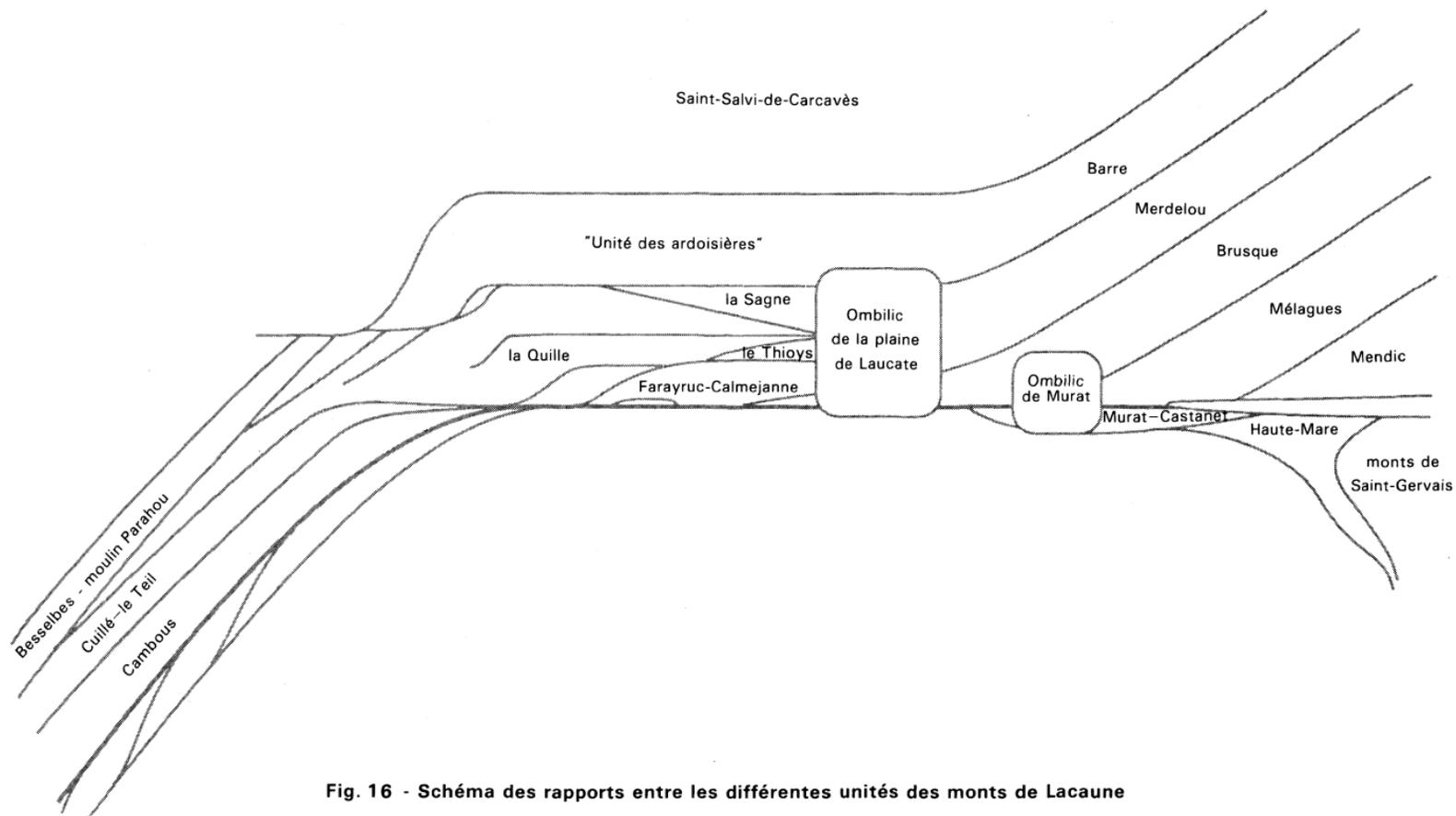


Fig. 16 - Schéma des rapports entre les différentes unités des monts de Lacaune

triques de direction N110-130°E, situées au Sud et au Nord de l'Albigeois.

Les grands mouvements d'ensemble déduits de l'analyse de la carte isocline font donc apparaître une zone globalement en exhaussement (Albigeois *s.l.*) : elle est entamée au Nord et au Sud par des panneaux en affaissement, limités par des discontinuités de direction N110°E et N20°E se superposant aux grands faisceaux de fractures définis ci-dessus.

La vitesse des mouvements verticaux actuels, mesurée sur une centaine d'années, est relativement rapide et peut atteindre 1 mm/an. Ces vitesses sont comparables à celles mesurées dans la zone de cuestas de l'Est du Bassin parisien (0,8 à 1 mm/an).

*DÔME DE VIANE (ENTRE LA ZONE AXIALE  
ET L'UNITÉ DE BARRE-VIANE)  
(M. Demange)*

**Structures cartographiques**

(fig. 8, 16, 17 et schéma structural)

À l'Ouest des Vidals, c'est-à-dire sur la moitié de la partie des monts de Lacaune représentée sur la feuille, on ne retrouve pas une disposition aussi simple en écailles imbriquées relativement régulières, que celle des monts de l'Est de Lacaune. Entre l'unité de Barre-Viane et la zone axiale, s'observent de nombreuses unités, dont beaucoup sont d'extension limitée et très discontinues. Les contacts entre ces différentes unités sont des charriages cisailants clairement postérieurs au métamorphisme et qui tronquent les structures internes de chaque unité (aussi bien d'ailleurs dans l'unité chevauchante que dans l'unité chevauchée). Les attributions lithostratigraphiques et les corrélations d'unité à unité ne sont pas toujours évidentes compte tenu des variations latérales de faciès et des degrés de métamorphisme divers de ces unités.

La liaison avec les monts de l'Est de Lacaune et les corrélations avec les unités de Brusque et du Merdelou sont masquées par le puissant ombilic quaternaire de la plaine de Laucate.

Dans **la région même de Lacaune**, s'observent la superposition des unités suivantes, du bas vers le haut et du Sud vers le Nord :

- une étroite bande de schistes verts, apparemment très peu métamorphiques, affleurant mal entre la zone axiale et l'unité mésozonale de Farayruc-Calmejanne, entre les Vidal et les Cabanes (et le Plo de Pinel), pourrait représenter les schistes d'âge cambrien moyen de l'unité de Brusque ;
- l'unité de Farayruc-Calmejanne est un synclinal couché dont le cœur est occupé par les schistes de Calmejanne, attribués au k2b1. Les



flancs très écaillés aussi bien au Nord qu'au Sud, sont formés d'alternances grés-carbonatées  $k_{2a2}$ . Ces formations sont mal datées car assez métamorphiques : zone de la cordiérite dans la partie nord de l'unité, de l'andalousite dans la partie sud. Cette unité de Farayruc—Calmejanne se coince vers l'Est entre l'unité de la Quille et la « faille des monts de Lacaune » ;

— la petite *unité épimétamorphique du Thioys* chevauche au Sud-Est de Lacaune l'unité de Farayruc—Calmejanne. Cette unité est formée d'une série schisto-gréseuse avec des niveaux de calcaires noduleux et de nombreuses intercalations de dolérites, attribuables au  $k_{2b2-3}$  ; cela fait que l'unité du Thioys pourrait représenter le prolongement de l'unité du Merdelou. Cette unité se lamine rapidement vers l'Ouest entre les unités de Farayruc—Calmejanne et de la Quille ;

— l'*unité de la Quille* se réduit à l'Est à quelques écailles de dolomies pincées entre les unités du Thioys et de la Sagne, mais elle se développe rapidement vers l'Ouest pour affleurer, sur une largeur de 5 km, sur la transversale Viane—col de la Bassine ; elle se réduit de nouveau vers le Sud-Ouest pour disparaître dans la région de Brassac (feuille Castres). Cette unité est formée de terrains du Cambrien inférieur. Elle est en fait composite et regroupe plusieurs sous-unités, de bas en haut :

- l'unité de Fontbonne, monoclinale ( $k_1$  et  $k_{2a}$ ), montrant un métamorphisme prograde allant de la zone de la cordiérite (au Nord) à la zone de la sillimanite,
- l'unité de Lacaune—Gijounet—Miremont, également monoclinale ( $k_1$  et  $k_{2a}$ ), montrant un métamorphisme prograde allant de la zone de la biotite (au Nord) à la zone de l'andalousite,
- l'unité du bois de Luc—Espérausses, dont le métamorphisme croît du Nord au Sud de la zone de la chlorite à la zone de la biotite.

L'unité de la Quille est formée de la Formation de Marcory ( $k_1$ ) en position monoclinale, surmontée par les formations carbonatées ( $k_{1-2}$  et  $k_{2a}$ ). La formation calcaréo-pélitique  $k_{2a2}$  forme le cœur d'étroits synclinaux isoclinaux dans la région d'Espérausses ; plus au Sud-Ouest, ces synclinaux passent à des écailles imbriquées par laminage de leur flanc normal ;

— au Nord de Lacaune, l'unité de la Quille est chevauchée par l'*unité épimétamorphique de la Sagne*, formée de schistes clairs à intercalations de calcaires noduleux, tufs acides et dolérites attribués à la formation compréhensive  $k_{2b2-3}$ . Cette unité représenterait le flanc inverse, fortement écaillé, du pli couché de l'« unité des ardoisières » (= unité de Barre-Viane, IVb).

**Vers l'Ouest**, l'unité de la Sagne se pince rapidement, de sorte que l'« unité des ardoisières » vient chevaucher directement l'unité de la Quille de Faydel à Viane. Plus à l'Ouest, on retrouve des terrains de faciès  $k_{2b2-3}$  (sans volcanites ni dolérites) dans l'*écaille de la Bessière*. Au Nord d'Espérausses, l'unité des ardoisières, et même la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, chevauchent directement l'unité de la Quille. En bordure ouest de la feuille, les terrains de faciès  $k_{2b2-3}$  (sans volcanites ni dolérites) forment l'*unité de Besselbes—moulin Parahou*,

intercalée entre l'unité de la Quille et l'unité de Barre—Viane.

L'unité de la Quille touche la zone axiale au col de la Bassine, mais **plus au Sud-Ouest** de nouvelles unités s'intercalent entre ces deux domaines :

— sous l'unité de la Quille, l'*unité composite de Cuillé—le Teil*, dont le degré de métamorphisme est à la limite des faciès schiste vert et amphibolite, est constituée de séries schisto-gréseuses à nombreuses intercalations de calcaires noduleux, roches volcaniques acides et basiques, métagabbros, dolomies (la Chazottié) et qui contiennent localement des roches à quartz-apatite-graphite dérivant sans doute de nodules phosphatés ( $k_{2b2-3}$ ). Cet ensemble est structuré en plis isoclinaux N-S à plan axial vertical au Sud-Ouest, moins penté plus au Nord-Est. Ces structures sont nettement recoupées par les chevauchements qui limitent cette unité. Cette unité de Cuillé—le Teil représente sans doute le prolongement de l'unité du Merdelou ;

— elle chevauche l'*unité de Cambous* constituée de Cambrien inférieur en position d'ensemble monoclinale : formation schisto-gréseuse ( $k_1$ ) à la base surmontée de dolomies et calcaires ( $k_{2a}$ ) (il n'y a pas d'alternances  $k_{1-2}$ ). Le métamorphisme va de la zone de la cordiérite au Sud-Ouest à celle la sillimanite + muscovite au Nord-Est. Cette unité se prolonge sur la feuille Castres, plus ou moins écaillée le long de la « faille des monts de Lacaune », jusqu'à la région de Cambounès, où la série se complète par des volcanites acides (les « blaviérites ») analogues à celles qui caractérisent l'unité d'Avène—Mendic dont l'unité de Cambous serait donc l'équivalent.

En fait, d'autres unités, entraînées le long de la « faille des monts de Lacaune », constituent des relais entre les unités de Cambous et du Mendic :

— l'*unité du bois de Marc*, formée de micaschistes à andalousite (attribués au  $k_1$ ) coïncée entre les unités de la Quille et de Farayruc—Calmejanne et la zone axiale ;

— l'*unité de Murat—Castanet*, dont seule l'extrémité occidentale affleure sur la feuille Lacaune, qui présente une série stratigraphique analogue à celle de l'unité du Mendic. Elle est limitée au Nord par la « faille des monts de Lacaune ». Vers le Sud, elle chevauche la zone axiale directement ou par l'intermédiaire de l'unité de la Haute-Mare et d'écailles diverses (feuille Bédarieux).

## Évolution tectonique

### Phases souples précoces

**Phase synschisteuse majeure D2b.** Dans le dôme de Viane, comme dans tous les monts de Lacaune, les plis précoces les plus évidents sont des plis semblables accompagnés d'une schistosité de strain slip généralement à vergence S. Il s'agit évidemment de la déformation

majeure D2 reconnue régionalement dans tout le versant nord de la Montagne noire.

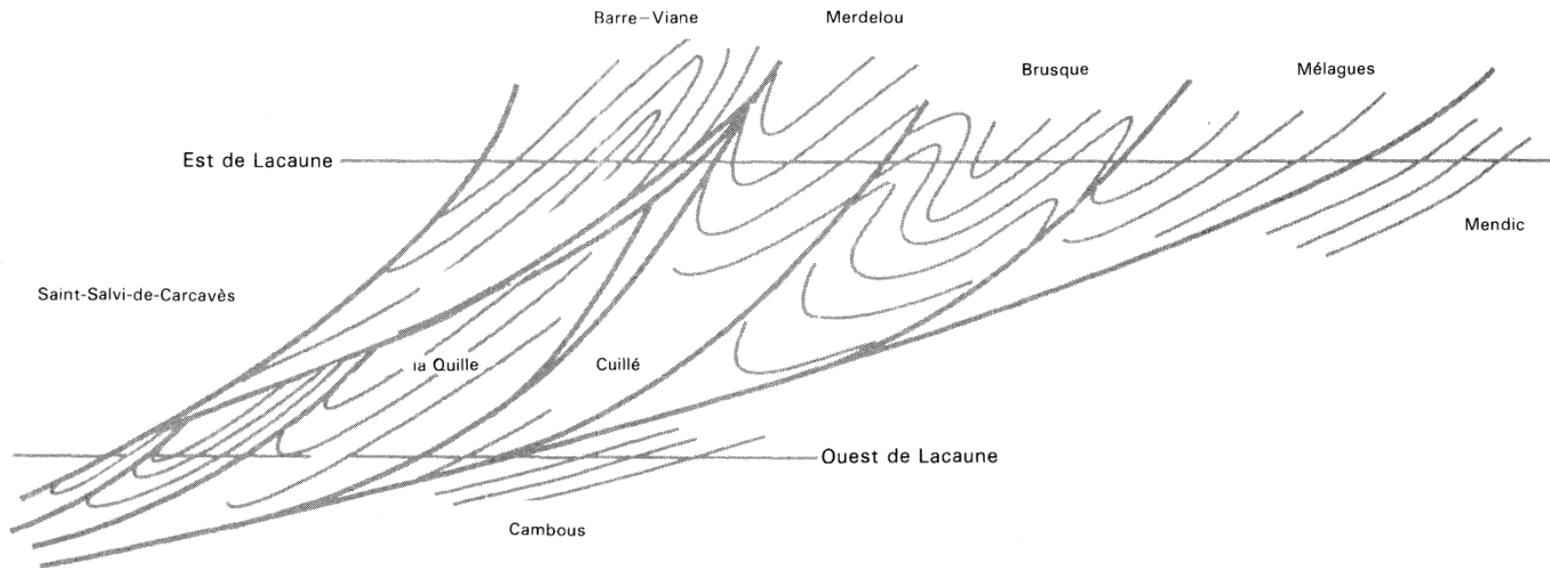
**Phase synschisteuse D2a.** Toutefois, dans tout le dôme de Viane, une linéation de crénulation fine ou d'intersection, faisant un angle de 10 à 25° avec les axes des plis D2, s'observe très couramment. Les lames minces montrent une schistosité de flux soulignée par les muscovites et parfois les biotites, déformée par les plis D2. Certains affleurements (en particulier les calcaires noduleux de la formation k2b2-3), montrent des plis isoclinaux centimétriques à décimétriques déformés par les plis D2, et la carrière de calcaires située sur le flanc sud du puech de Calmejanne montre une charnière isoclinale pluri-décimétrique recoupée par la schistosité sD2. Il existe donc une phase synfoliale antérieure à la phase D2.

**Phase antéschisteuse majeure en plis ouverts D1.** Le report systématique des linéations L2 et des axes de plis D2 dans tout le dôme de Viane montre que ces linéations sont dispersées dans leur plan de schistosité et se répartissent selon quelques directions privilégiées. La schistosité sD2 restant constante, cette dispersion ne peut être expliquée par les phases ultérieures. À l'échelon local, la variation de cette orientation peut être due à des figures d'interférence entre les structures D1 et D2 et à l'existence de charnières courbes.

Mais l'explication la plus vraisemblable est l'existence d'une phase antéschisteuse majeure en plis ouverts, assimilable à la phase D1 reconnue dans les monts de l'Est de Lacaune. Un pli antéschisteux métrique recoupé par la schistosité majeure sD2 s'observe d'ailleurs à Roquenièrre (p.c. 828 au Sud de Gijounet) dans la vallée du Gijou. Sur la carte, le trajet des linéations L2 dans leur plan de schistosité dessine la forme des plis D1 (ou du moins de leur intersection avec la schistosité sD2).

Très généralement, ces linéations L2 ont une direction NE-SW, ce qui correspond au flanc long des plis D1, mais il existe des couloirs limités où ces directions tournent N-S à N10°E ou WNW-ESE, ce qui correspond au flanc court des plis D1. On connaît ainsi deux couloirs N-S, au Sud-Est et immédiatement à l'Ouest de Lacaune ; un couloir N-S important dans la région de Gijounet (les charnières D1 qui relient ce flanc N-S aux flancs NE-SW se situent à Roquenières et vers Gijou) ; il existe également un important couloir WNW-ESE entre Espérausses—Berlats et le Teil.

**Phase en plis en genou D3.** D'autre part, si la foliation régionale sD2 demeure généralement peu pentée, il existe des couloirs où cette foliation est verticalisée. Cette verticalisation est due à une phase relativement précoce en plis en genou à flancs longs peu pentés, à flancs courts subverticaux, où l'on observe des plis assez fermés où s'exprime une schistosité de strain slip assez fruste ou de fracture peu pentée. Cette schistosité sD3 est dispersée par les phases tardives, depuis des directions N50-60°E à pendage de 30° vers le Sud-Est



**Fig. 18 - Rapports entre les principales unités des monts de Lacaune**

dans la partie est du dôme de Viane, à des directions N125°E à pendage 35° vers le Sud dans sa partie ouest.

### **Cisaillements et tectonique de chevauchement**

À ces différentes phases précoces succède une phase de cisaillement qui détermine en particulier les contacts anormaux majeurs qui limitent les différentes unités structurales. Le modèle de développement de cette tectonique de chevauchement, développé dans les monts de l'Est de Lacaune, ne peut être étendu sans précaution plus à l'Ouest.

En effet, les différentes structures précoces sont clairement recoupées par ces cisaillements. En règle générale, les chevauchements, quasi concordants sur les structures à l'Est, deviennent vers l'Ouest de plus en plus cisailants et sécants sur les structures : la carte montre clairement la dilacération des différentes unités et la troncature des structures tectoniques précoces et métamorphiques, tant de l'unité chevauchée que de l'unité chevauchante.

Ainsi, le chevauchement de base de l'unité de Barre—Viane tronque progressivement vers l'Ouest le flanc inverse de l'anticlinal couché D2 des « ardoisières ». Dans la région de Prades—Berlat, ce chevauchement basal est très peu penté alors que la schistosité sD2 dans les schistes sus-jacents est subverticale : le chevauchement est alors une structure clairement cisailante postérieure à la phase D2.

Ces cisaillements sont également postérieurs aux structures de phase D3 : ainsi dans la région de Soulègre, Miremont, le Quio, les grès du Cambrien inférieur  $k_1$  de l'unité de la Quille, verticalisés par un pli D3, sont tronqués par le contact anormal de base de cette unité qui demeure peu penté.

Il est remarquable qu'au Nord-Ouest de la feuille, la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès repose directement sur l'unité de la Quille sans que s'intercale l'unité de Barre—Viane. De même, l'unité de Cambous, équivalente de l'unité du Mendic, est directement chevauchée par l'unité de Cuillé—le Teil, équivalente de l'unité du Merdelou, sans rien qui rappelle les unités de Brusque et de Mélagues (fig. 18). Cela suggère que ces différentes unités allochtones sont totalement flottantes et limitées à la base par des cisaillements de base majeurs qui limiteraient trois grands ensembles : l'ensemble Mendic—Cambous (auquel il faut sans doute adjoindre le Sorézois) à la base ; l'ensemble intermédiaire des monts de Lacaune (Mélagues, Brusque, Merdelou, la Quille, Barre—Viane) et l'ensemble supérieur albigeois (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès).

Il est possible que la tectonique cisailante soit d'abord contemporaine de la tectonique synschisteuse et la prolonge. Il est aussi possible que l'on doive distinguer deux épisodes : un épisode où cisaillement et plis synschisteux sont deux expressions d'un même événement

tectonique ; et un épisode franchement cisailant bousculant les structures précédemment créées.

### **Phases souples tardives**

Deux phases souples postérieures à la mise en place des nappes et distinctes sont clairement identifiées dans tout le versant nord de la Montagne noire. Une troisième phase d'importance limitée existe également dans le dôme de Viane mais ne semble pas reconnue plus ou Nord.

**Déformation D4a.** Elle se traduit ici par des plis métriques d'axe ENE-WSW (plan axial N130° à 110°E subvertical ; souvent en kinks) dont certains admettent comme plan axial une schistosité de fracture sD4. On peut également rapporter une linéation de crénulation grossière. Ces plis semblent se disposer en couloirs. Sur la carte, les structures attribuables à cette phase sont peu importantes ; les plus remarquables sont l'anticlinal qui jalonne la vallée de Berlats et qui fait largement affleurer les dolomies de l'unité de Cambous, suivi du synclinal du Suc dans lequel sont largement préservés les terrains de l'écaille de Cuillé—le Teil ; un autre anticlinal de cette phase suit à peu près la vallée de Soulègre.

**Déformation D4b.** On connaît dans l'unité de Farayruc—Calmejanne et la partie sud de l'unité de la Quille, des plis mous ouverts de plan axial sensiblement E-W subvertical, accompagnés d'une crénulation grossière et parfois d'une schistosité de fracture. Ces plis peuvent basculer la schistosité majeure vers le Sud ; ils produisent par exemple l'ensellement de l'unité de la Quille au Nord du col de la Bassine. Ces plis ne sont reconnus ni plus au Nord, ni plus au Nord-Ouest.

**Déformation D5.** Très souvent rencontrée, elle forme des plis en kinks de plan axial N15 à 30°E à pendage 70 à 80° vers l'Ouest et N160-170°E à pendage 60 à 70° vers l'Ouest, associés à une crénulation fruste. Ces plis se disposent en couloirs de direction N10°E (par exemple le couloir le Quio—Espérausses—Prades). Ils peuvent interférer avec les phases précédentes pour créer des dômes et bassins (région du Teil—le Suc). La structure majeure de cette phase est la culmination axiale col de la Bassine—Viane : le dôme de Viane.

Ces trois phases sont vraisemblablement identifiables aux phases P5, P6 et P7 de la zone axiale.

### **Tectonique cassante**

Deux systèmes de fractures majeures d'importance cartographique affectent les terrains cambro-ordoviciens du dôme de Viane.

Les fractures de direction NW-SE (à WNW-ESE) à jeu décrochant dextre sont fréquemment jalonnées de filons plurimétriques à décimétriques de brèche siliceuse, comme à Viane. C'est sur un grand

accident allant du Nord de Viane à Lacaune, de cette direction, que se situent les sources d'eau chaude de Cros et de Lacaune.

Les fractures N170°E à N20°E à jeu décrochant senestre sont jalonnées de brèches siliceuses ou de dolérites (secteur de Lacaune) et de microgranites à l'Ouest de la feuille. On notera la disposition symétrique des principaux accidents N20° E et N120°E de part et d'autre de la culmination du dôme de Viane.

Rappelons enfin le grand accident E-W que constituent la « faille des monts de Lacaune » et ses accidents satellites.

## ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE

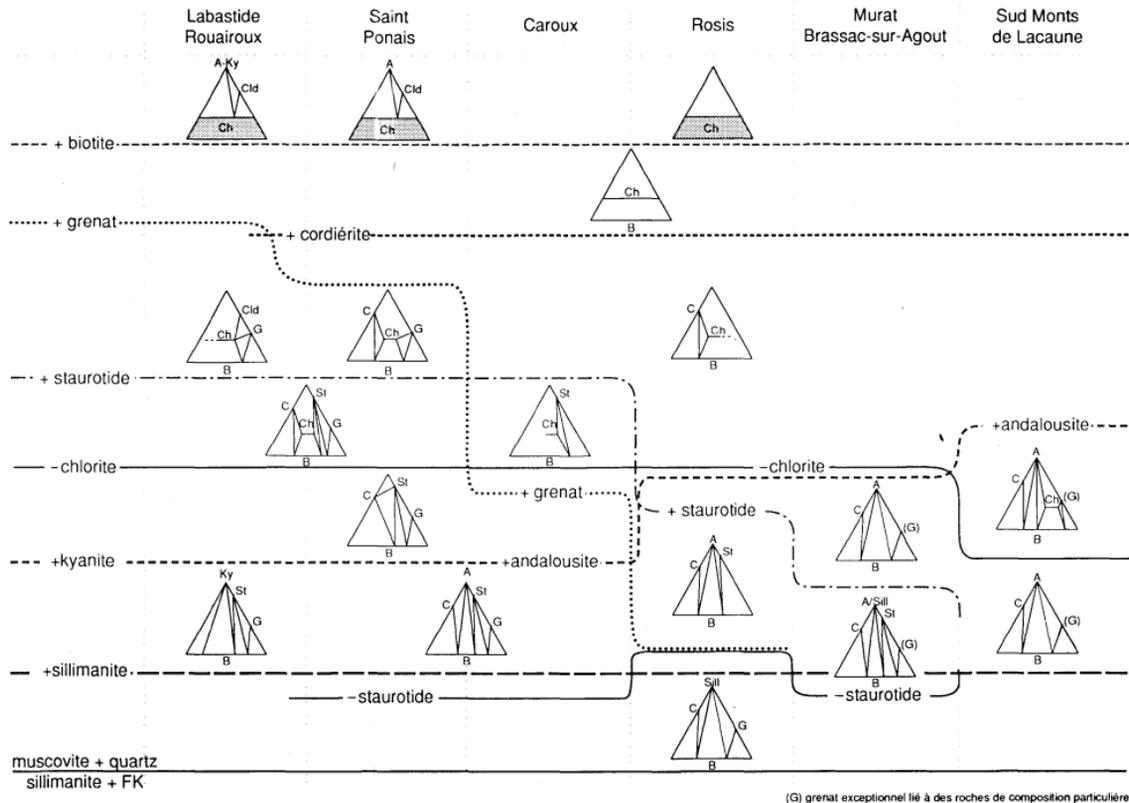
La *zone axiale* de la Montagne noire montre depuis sa périphérie jusqu'à sa partie centrale un remarquable métamorphisme syntectonique prograde, depuis la zone de la chlorite jusqu'au domaine catazonal à sillimanite + feldspath potassique où apparaissent les phénomènes d'anatexie.

L'essentiel des terrains de la zone axiale de la feuille Lacaune appartient à ce domaine catazonal et ce n'est que dans deux régions limitées que l'on peut observer le métamorphisme mésozonal prograde : la région du Cros au Sud-Est de la feuille et la région de Murat-sur-Vèbre.

L'évolution métamorphique de la zone axiale se décompose, comme l'évolution tectonique, en plusieurs stades :

- un métamorphisme régional majeur M1 contemporain des phases précoces, qui montre des variations régionales depuis un type de moyenne pression (région de Labastide-Rouairoux sur la feuille Saint-Pons ; Demange et Jamet, 1985) jusqu'à un type de basse pression dans la partie nord de la zone axiale ;
- il existe quelques reliques de roches de faciès éclogite, plus ou moins rétromorphosées en amphibolites, dans la partie sud de la zone axiale ; sur la feuille Lacaune, l'éclogite du Jounié est le témoin le plus septentrional de ces roches ;
- dans la partie centrale et septentrionale de la zone axiale, le métamorphisme évolue lors des phases tectoniques tardives vers un métamorphisme M2 de type basse pression qui rééquilibre les paragenèses antérieures. Cet épisode se développe en liaison avec la mise en place du granite migmatitique à cordiérite de Laouzas.

Les *monts de Lacaune* montrent un métamorphisme syntectonique prograde qui reste en général de degré épizonal ou atteint localement l'isograde de la biotite. Dans le dôme de Viane toutefois, ce métamorphisme atteint un degré mésozonal, avec localement l'association sillimanite + muscovite. Les isogrades sont clairement recoupés par les charriages.



**Fig. 19 - Succession des faciès de métamorphisme dans les métapelites en domaine mésozonal à la périphérie de la zone axiale**

Il ne saurait être question de développer ici une discussion détaillée du métamorphisme de la zone axiale et nous renvoyons le lecteur intéressé à la thèse de M. Demange (1982) et aux travaux cités en bibliographie pour des données plus précises sur les faciès et le chimisme des minéraux. Nous nous bornerons ici à préciser les isogrades et les conditions du métamorphisme.

## ZONE AXIALE

### Le métamorphisme syntectonique majeur M1 (fig. 19, 20, 21)

**Domaine mésozonal.** Le métamorphisme prograde contemporain des phases tectoniques précoces se manifeste en domaine mésozonal par une succession rapide d'isogrades définies par l'apparition ou la disparition de minéraux index. À la périphérie de la zone axiale, ce métamorphisme mésozonal montre des variations régionales progressives depuis un type de moyenne pression au Sud, dans la région de Labastide-Rouairoux (feuille Saint-Pons), jusqu'à un type de basse pression au Nord. La feuille Lacaune ne montre qu'une faible partie de ce domaine mésozonal.

● Le **coin sud-est de la feuille** montre un métamorphisme mésozonal prograde de type intermédiaire de basse pression caractérisé par la succession d'isogrades : + biotite, + cordiérite, + grenat, + staurotide, - chlorite, + andalousite, + sillimanite, - staurotide. La feuille Lacaune ne montre que les termes les plus profonds de cette succession (à partir de la zone de la staurotide). Le lecteur se reportera à la notice de la feuille Saint-Pons (Alabouvette et Demange, 1993) et à M. Demange et L. Gattoni (1976) pour une description plus détaillée.

● Le **flanc nord de la zone axiale** montre, entre Murat-sur-Vèbre et la vallée du Viau, un métamorphisme de type basse pression caractérisé par la succession d'isogrades : + biotite, + cordiérite, + andalousite (= - chlorite), + staurotide\*, + sillimanite, - staurotide, - muscovite (Demange, 1980b). Le grenat, très rare, n'apparaît que dans certains niveaux de composition chimique particulière. Les isogrades remarquablement resserrées présentent une disposition régulière ESE-WNW ; elles recoupent clairement les structures tectoniques précoces et en particulier les zones frontales des nappes penniques. Cette disposition est très remarquable au Devès de Féline (zone frontale de la nappe de l'Espinouse) et sur la Serre de Nages (nappe de Nages). Malgré les modestes dénivelés de cette région, il est possible de tracer les isogrades avec suffisamment de précision pour avoir une idée de la forme dans l'espace des surfaces isogrades : à l'Ouest, les surfaces isogrades apparaissent faiblement pentées vers le Nord, alors que plus à l'Est elles se verticalisent. Ces isogrades sont tronquées à l'Ouest par la « faille des monts de Lacaune » et à l'Est par la faille de Ginestet.

\* Sur le schéma « structure métamorphique de la Montagne noire » (en marge de la carte), les isogrades + staurotide et - staurotide n'ont pas été représentées dans ce secteur.

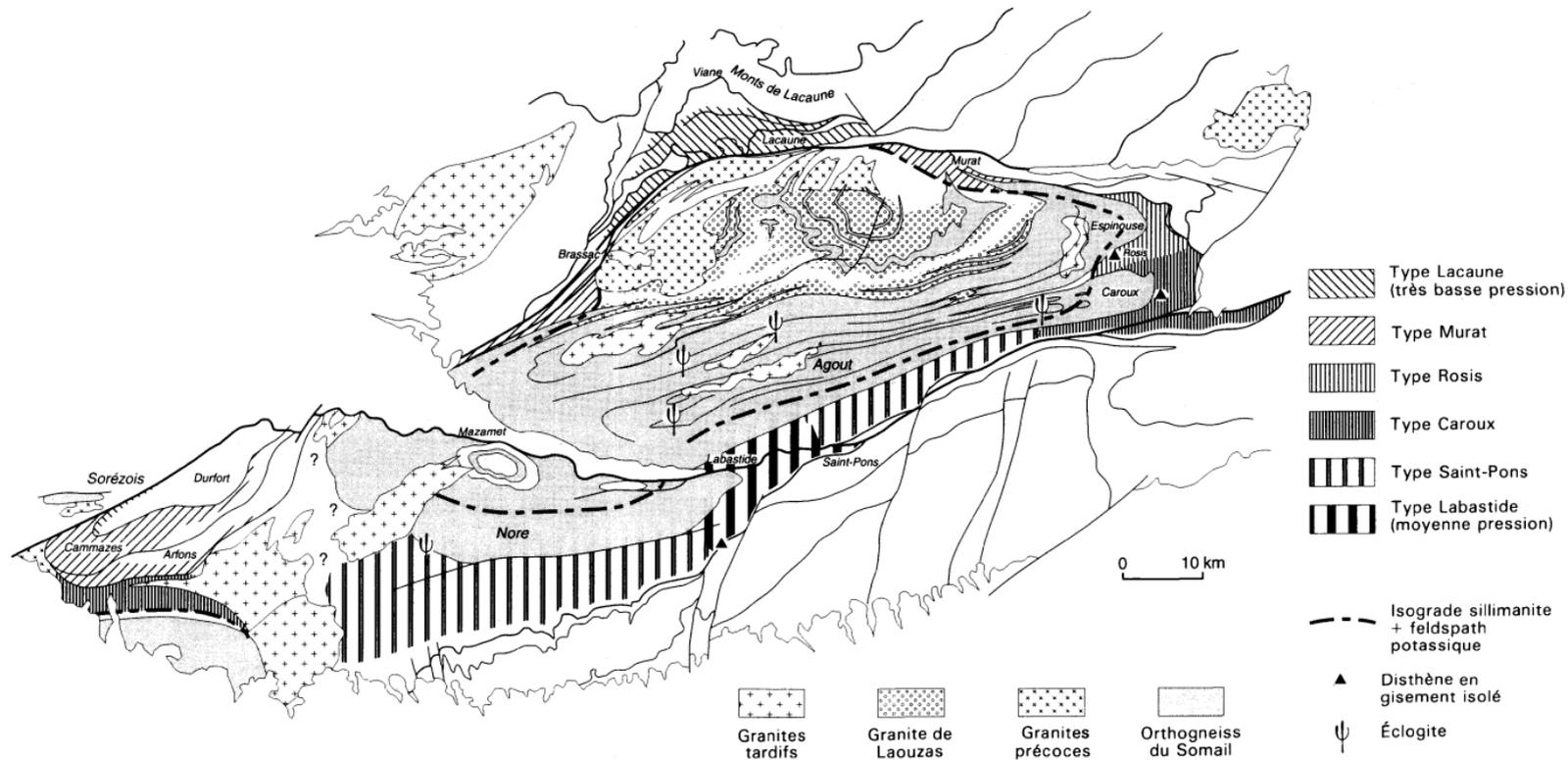


Fig. 20 - Répartition du métamorphisme mésozoal en Montagne noire

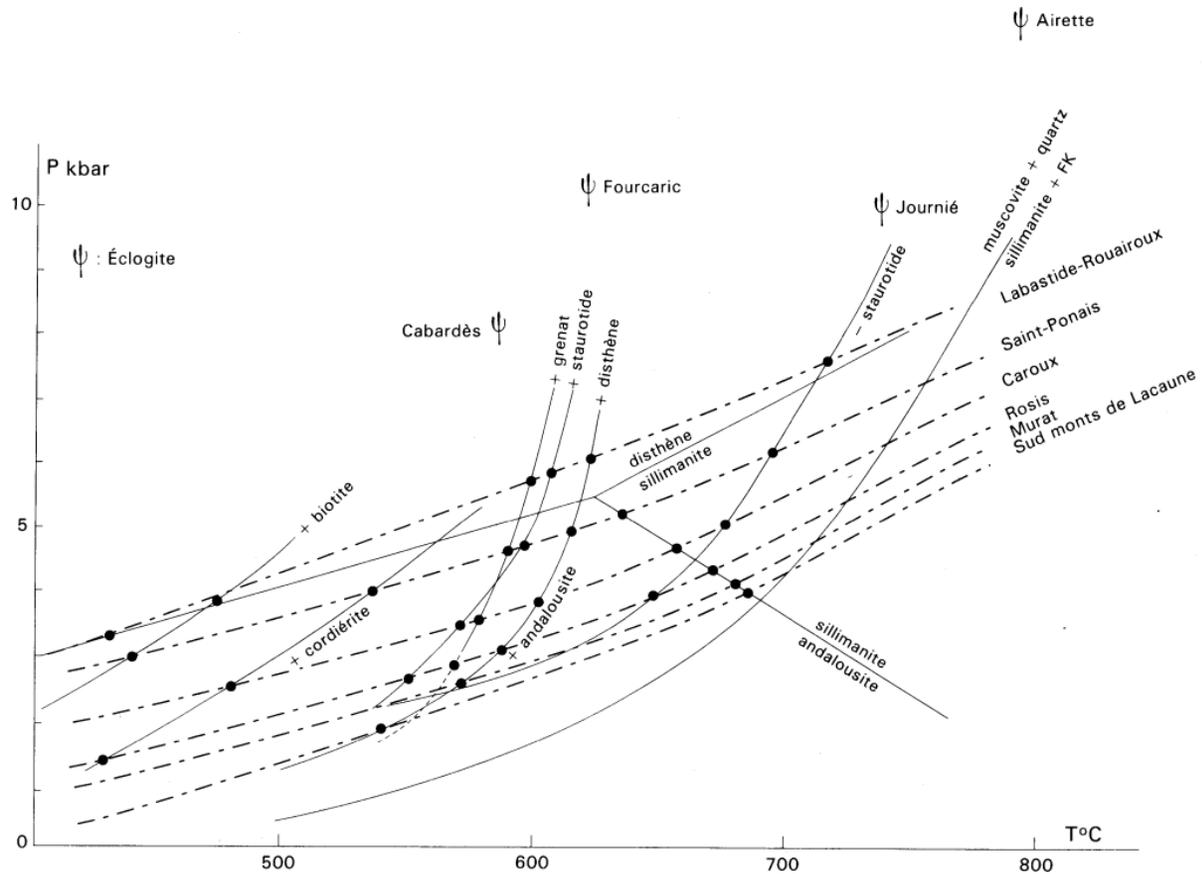


Fig. 21 - Les différents types du métamorphisme mésozonal en Montagne noire

Cordiérite et andalousite se présentent en pœciloblastes centimétriques abondants. Ceux-ci englobent couramment la foliation de P1 et sont déformés par les phases ultérieures : la cordiérite en particulier est plissée en plis isoclinaux par la phase P1b ; l'andalousite souvent hélicitique tend à s'aligner parallèlement à la linéation P1b. Les nodules à quartz-andalousite rose sont fréquents et parfois volumineux. Il existe également des tourmalinites. La staurotide microscopique et plutôt rare, apparaît soit en reliques blindées dans l'andalousite, soit en porphyroblastes à tendance automorphe, hélicitiques, englobant la foliation précoce et déformés par les phases tardives. La sillimanite apparaît d'abord sous forme de nodules, agrégats ou pelotes de fibrolite irréguliers, parfois hélicitiques et indépendants de la foliation ; puis apparaissent des feutrages de sillimanite étroitement associés à la biotite et parfois à la cordiérite. L'andalousite subsiste longuement à l'état relique dans la zone de la sillimanite + muscovite ; on peut observer des structures en cocarde spectaculaires avec sillimanite à la périphérie, andalousite et reliques de staurotide au centre. La staurotide, en cristaux indépendants, disparaît à peu près en même temps que l'andalousite relique. Dans cette zone à sillimanite + muscovite sans staurotide, la sillimanite présente plutôt un faciès prismatique.

**Domaine catazonal.** Le domaine catazonal est défini par la disparition de la muscovite primaire ou, ce qui revient au même, par l'apparition de la paragenèse sillimanite + feldspath potassique (notons qu'il existe dans tout le massif de l'Agout une muscovite secondaire plus ou moins tardive, présente aussi bien en mésozone que dans les zones les plus profondes). Cette isograde de disparition de la muscovite primaire est très bien définie sur la retombée nord du massif de l'Agout où elle s'intègre à la suite des isogradés définies en mésozone. Sur le flanc sud, cette isograde est beaucoup plus difficile à définir, faute de roches de composition pélitique : en effet, l'essentiel de la partie sud du massif, sous le groupe de Saint-Pons—Cabardès mésozonal, est formé d'orthogneiss œillés ; les premières bandelettes de paragneiss qui affleurent plus au Nord, montrent déjà des paragenèses catazonales.

La majeure partie de la zone axiale sur le feuille Lacaune appartient donc au domaine catazonal.

Bien qu'il n'existe aucune discontinuité entre domaine mésozonal et domaine catazonal nous séparons la présentation de ce dernier car ces terrains nécessitent une approche un peu différente :

— le domaine catazonal voit un développement très généralisé des phénomènes d'anatexie qui se traduisent dans un premier temps par l'apparition de veinules de composition granitique, concordantes sur la foliation des gneiss de composition favorable (essentiellement paragneiss d'ailleurs). Cette isograde d'anatexie coïncide à peu près avec l'isograde de disparition de la muscovite primaire ou se situe un peu en dessous ;

— alors qu'en mésozone, les isogradés se succèdent très rapidement, il devient impossible de définir de telles isogradés en catazone. Les roches de composition pélitique présentent uniformément dans tout le massif les associations : biotite + sillimanite; biotite + sillimanite + grenat; ou encore, plus rarement, biotite + sillimanite + cordiérite (avec feldspath potassique + quartz + plagioclase + ilménite ± graphite);

— il n'est pas non plus possible de définir d'isogradés à l'aide des roches basiques (ortho-amphibolites interstratifiées dans les formations et intrusions précoces, jusques et y compris le massif de Cambon—Lacout) : ces roches présentent en général des associations banales dans le faciès amphibolite, à plagioclase calcique + amphibole + biotite + quartz + ilménite. L'apparition de minéraux moins communs dans ces roches basiques, comme l'anthophyllite, la cummingtonite ou le grenat, résulte des variations de composition du protolite et non des variations des conditions physiques. Le pyroxène, d'ailleurs rééquilibré, existe parfois; le plus souvent il est en voie de transformation en amphibole.

Le meilleur marqueur de l'évolution du métamorphisme en catazone apparaît être les variations des compositions des minéraux de métamorphisme des roches pélitiques (kinzigites). Les variations des compositions des grenats et des biotites en particulier (variations en rapports fer/magnésium, en teneur en manganèse pour les grenats et en titane pour les biotites) s'accordent pour dessiner une structure thermique contrastée. Il apparaît ainsi un vaste dôme conforme à la structure générale du massif et qui culmine dans le dôme de Laouzas et ses prolongements vers l'Ouest. Ces « isogradés » sont sécantes dans le détail sur les structures tectoniques. On notera la forme particulière de ces structures thermiques autour du synclinal de Fraïsse, forme qui est sans doute influencée par la répartition relative des orthogneiss et paragneiss.

Les gradients thermiques sont importants et les températures maximales peuvent être estimées à 750 à 800 °C (ces températures sont considérablement surestimées par les géothermomètres qui fournissent même des estimations de l'ordre de 900 °C). Les compositions chimiques des minéraux et les coefficients de partage fer/magnésium entre biotite et grenat sont de l'ordre de ceux du faciès granulite; aucune paragenèse caractéristique de ce faciès n'a toutefois été rencontrée. Les pressions sont au maximum de 5 à 6 kbar au cœur du dôme (elles sont sans doute également surévaluées).

**Reliques de faciès éclobite.** L'éclobite du Jounié ( $\psi$ ) ( $x = 6248$ ;  $y = 1410$ ), s'intègre à un ensemble de rares reliques de roches de faciès éclobite connues dans toute la partie méridionale de la zone axiale (Demange et Léger, 1980; Demange, 1985): éclobite ultramafique du lac de l'Airette (feuille Bédarieux), éclobités du Terme de Fourcaric (feuille Saint-Pons) et du Cabardès (feuille Mazamet). L'observation assez fréquente de textures provenant de la recristallisation de kélyphite

dans les roches basiques suggère que les roches de faciès éclogite ont été beaucoup plus répandues avant la rétro-morphose en faciès amphibolite.

Les teneurs en jadéite (21%) du pyroxène et en pyrope (29%) du grenat de l'éclogite du Jounié permettent d'estimer les conditions de formation à  $800 \pm 100$  °C et 7 à 9,5 kbar (pression minimum).

Cet assemblage se rééquilibre conformément aux conditions du métamorphisme régional dominant en kélyphite: d'abord plagioclase + diopside; puis plagioclase + amphibole. La transformation ultime de l'amphibole en biotite est peut être à relier à l'évolution tardive du métamorphisme associé au développement du granite migmatitique de Laouzas.

Il est difficile de dater cette éclogitisation. Étant donné que l'éclogitisation affecte aussi bien des roches à composition de tholéiites continentales analogues aux ortho-amphibolites interstratifiées dans la série, que des roches dont la composition les rapproche du magmatisme calco-alcalin synorogénique (fig. 5), l'éclogitisation est sans doute syntectonique, vraisemblablement hercynienne. Les datations radiométriques, encore peu abondantes, sont d'interprétation délicate: éclogite de l'Airette, intersect supérieur à 601 Ma, inférieur à 326 Ma; éclogite du Cabardès, intersect supérieur à 1900 Ma, inférieur à 432 Ma (méthode U/Th sur zircon; Gebauer et Grünenfelder, 1982). Toutefois, les données de J.R. Lancelot (communication orale, R.A.S.T., 1984) indiqueraient une éclogitisation hercynienne pour l'éclogite du Cabardès.

L'interprétation de ces indices est délicate: écaillés tectoniques allochtones ou reliques d'un métamorphisme régional précoce de haute à moyenne pression. L'extension régionale de ces reliques de faciès éclogite, leur localisation dans les séries paragneissiques au voisinage du contact des gneiss du Somail et de son enveloppe métasédimentaire dans la zone des racines des grandes nappes penniques de la zone axiale, les variations régionales du type de métamorphisme depuis des types de moyenne pression au Sud jusqu'à des types de très basse pression au Nord de la zone axiale, ne plaident pas en faveur d'une très forte allochtonie de ces éclogites qui s'intègrent de façon cohérente dans l'évolution tectono-métamorphique régionale.

### **L'évolution tardive : métamorphisme M2 de basse pression**

Dans le domaine catazonal du centre de la zone axiale, les paragenèses précoces, formées lors du stade M1, particulièrement les associations des métapélites à grenat et sillimanite, sont déstabilisées; on aboutit à des paragenèses à cordiérite + biotite ou plus rarement à cordiérite + biotite + grenat (avec quartz + plagioclase + feldspath potassique). Les réactions coronitiques sont spectaculaires dans les kinzigités. Ces réactions sont dues à une chute de pression d'eau.

Ce stade est très mal marqué dans les roches basiques : tout au plus peut-on lui rapporter le développement d'une frange d'amphibole incolore sur les amphiboles brun-vert du stade précédent. Assez systématiquement dans les domaines migmatitiques, l'amphibole se transforme plus ou moins complètement en biotite ; cela peut aller jusqu'à de véritables biotitites à apatite. L'origine de cette métasomatose potassique locale doit être recherchée dans le granite de Laouzas.

Ce métamorphisme M2 ne se marque pas sur le flanc sud de la zone axiale. À l'Est, la discussion serrée des compositions de minéraux montre son effet dans le synclinal de Rosis, mais son empreinte se limite à la partie profonde de la zone de la sillimanite + muscovite. Son influence peut être discutée sur la retombée nord de la zone axiale : le fait que l'isograde de l'andalousite précède celle de la staurotide et que la staurotide apparaisse souvent en reliques blindées dans l'andalousite, peut s'interpréter comme une évolution tardive du métamorphisme vers un type de plus basse pression ; mais ces arguments ne sont pas totalement déterminants et ces faits peuvent aussi s'interpréter dans le cadre d'un unique métamorphisme prograde.

Dans le domaine catazonal, la structure thermique de cet épisode M2 peut être étudiée par les compositions chimiques des minéraux. On constate que ces variations sont très faibles dans l'ensemble du massif : les structures thermiques sont très peu marquées et les surfaces isothermes apparaissent parallèles à la surface topographique actuelle. Ce stade correspond à une homogénéisation thermique du cœur du massif de l'Agout vers 500-600 °C, sous des pressions d'eau de l'ordre de 2 kbar (il est difficile d'estimer la pression lithostatique à ce stade).

Ces conditions sont celles du développement du granite migmatitique de Laouzas, dont la mise en place est contemporaine du métamorphisme M2 : ces deux phénomènes sont donc liés d'une façon ou d'une autre. Ce granite n'est pas dû à une anatexie isochimique *in situ* mais résulte d'un apport avec une large assimilation de l'encaissant. Les limites de ce granite, bien qu'entièrement situées en catazone, sont indépendantes de l'isograde d'anatexie et sécantes sur les structures thermiques déduites de l'étude des minéraux de métamorphisme. Les enclaves du granite montrent systématiquement des franges réactionnelles aboutissant aux associations caractéristiques du métamorphisme M2. Il est donc très probable que c'est la mise en place du granite de Laouzas qui induit le rééquilibrage des associations métamorphiques catazonales et l'homogénéisation thermique sous faible pression d'eau du cœur du massif de l'Agout.

Signalons enfin des phénomènes (souvent de lessivage d'alcalins) dus à des circulations de fluides autour du domaine migmatitique :  
— des nodules fibroradiés centimétriques et des placages de sillimanite se développent dans les roches les plus variées, mais de préférence dans les gneiss quartzo-feldspathiques, et en particulier les gneiss du Larn ;

— plus tardive apparaît la rétomorphose des minéraux alumineux (silicates d'alumine, cordiérite) en muscovite ou muscovite + chlorite, et l'altération du feldspath potassique en muscovite dans le domaine catazonal du granite de Laouzas et le domaine mésozonal du flanc nord de la zone axiale.

## MONTS DE LACAUNE

### Les isogrades et leurs rapports avec les unités tectoniques

Les monts de Lacaune montrent un métamorphisme prograde, syntectonique mais dont les isogrades sont manifestement recoupées par les chevauchements majeurs; globalement, chaque unité (et même sous-unité) montre un métamorphisme croissant du Nord vers le Sud et les parties les plus métamorphiques d'une unité donnée reposent sur des termes moins métamorphiques de l'unité sous-jacente. Ainsi, depuis les unités les plus élevées aux unités les plus profondes :

— le métamorphisme des unités les plus élevées (Saint-Salvi-de-Caravès et Barre—Viane) demeure épizonal; la biotite apparaît toutefois à l'extrême base de l'« unité des ardoisières »;

— les unités de la Sagne et de la Bessière sont épizonales; celle de Besselbes—moulin Parahou montre de la biotite;

— l'unité de la Quille montre un métamorphisme prograde assez complet. Sa partie nord est épizonale (zone de la chlorite); on y observe successivement les isogrades de la biotite, de la cordiérite et de l'andalousite. Ainsi, la zone de l'andalousite est atteinte dans la partie la plus profonde de la sous-unité de Lacaune—Gijounet—Miremont; celle-ci chevauche la sous-unité de Fontbonne dont la partie la plus haute appartient à la zone de la cordiérite. Vers le Sud, on retrouve dans cette unité l'isograde de l'andalousite; la sillimanite (avec muscovite primaire) apparaît dans les termes les plus profonds de cette unité;

— l'unité du Thioys est épizonale comme l'unité du Merdelou dont elle est le prolongement. L'unité de Cuillé—le Teil montre un métamorphisme à la limite des faciès schiste vert et amphibolite, croissant du Nord-Est vers le Sud-Ouest;

— l'unité de Farayruc—Calmejanne appartient à la zone de la cordiérite dans sa partie nord et à celle de l'andalousite dans sa partie sud;

— l'unité de Brusque (ainsi que, plus à l'Est, celle de Mélagues) est épizonale; toutefois il existe de la biotite dans les schistes  $k_3$  qui chevauchent les dolomies du Causse;

— l'unité de Cambous montre un métamorphisme prograde du Sud-Ouest vers le Nord-Est : zones de la cordiérite, puis de l'andalousite; la sillimanite (avec muscovite primaire) est atteinte non loin du col de la Bassine. Le copeau du bois de Marc appartient à la zone de l'andalousite;

— la partie nord de l'unité de Murat—Castanet appartient à la zone de la chlorite; le reste de cette unité est dans la zone de la biotite.

## **Faciès et type de métamorphisme**

Les roches pélitiques montrent donc la succession de zones suivantes : zone de la chlorite, de la biotite, de la cordiérite, de l'andalousite et de la sillimanite + muscovite. Cordiérite et andalousite forment des pœciloblastes centimétriques, généralement très abondants dans leurs zones. La staurotide est inconnue ; le grenat, très manganesifère, est rarissime.

Cette succession d'isogrades et de faciès dans les roches pélitiques (et les compositions des minéraux) sont caractéristiques d'un métamorphisme de basse (et même de très basse) pression.

Parallèlement aux isogrades dans les roches pélitiques, il est possible de définir dans les roches carbonatées les isogrades de la trémolite et du diopside (qui correspondent à peu près aux isogrades de la biotite et de la cordiérite).

Les roches basiques montrent dans le domaine épizonal (unités du Merdelou et de la Sagne) des associations de faciès schiste vert : albite, épidote, chlorite, actinote, leucoxène, ± calcite. Un pyroxène incolore et un plagioclase plus calcique (An 25 à 38) sont parfois préservés dans les dolérites. Dans l'unité de Cuillé—le Teil, les roches basiques montrent le passage de la paragenèse albite, + épidote + actinote ± chlorite ± biotite + ilménite ± sphène ± carbonate (faciès schiste vert), à la paragenèse andésine + clinozoïzite + hornblende ± biotite + ilménite ± sphène (faciès amphibolite).

## **La rétro-morphose le long de la « faille des monts de Lacaune »**

La long de la « faille des monts de Lacaune » et des accidents satellites se développe une rétro-morphose où les minéraux de métamorphisme de la mésozone profonde et de la catazone (silicates d'alumine, cordiérite, grenat) sont détruits et remplacés par de la muscovite ± biotite ± chlorite. Cette rétro-morphose, en général limitée à des couloirs, s'élargit au Sud-Ouest d'Oulès jusqu'à Cambounès (feuille Castres), affectant l'unité de Cambous et les écaïlles bordant la zone axiale sur plusieurs centaines de mètres.

## *LIAISON ENTRE LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET LA TECTONIQUE*

### **Cristallisation des minéraux et structures tectoniques**

Le métamorphisme régional est syntectonique, comme le montrent les rapports entre les minéraux et les différentes structures tectoniques comme les schistosités et les linéations. Cette étude est beaucoup plus aisée en domaine mésozonal qu'en domaine catazonal, du fait du rééquilibrage plus ou moins statique lors de l'épisode M2.

Nous renvoyons le lecteur aux notices des feuilles Saint-Pons (Alabouvette et Demange, 1993) et Bédarieux (Bogdanoff *et al.*, 1984) pour le flanc sud du massif de l'Agout.

Voici quelques exemples d'observations faites surtout sur le versant nord de la zone axiale, qui permettent de caler la cristallisation de minéraux de métamorphisme par rapport aux phases tectoniques :

- dans la partie supérieure de la zone de la biotite, les premières biotites sont des pœciloblastes indépendants de la foliation. Mais très vite ces biotites s'orientent dans la foliation S1a et sont plissées en arcs polygonaux par la phase P1b; dès la zone de la cordiérite, toutes les phyllites sont concordantes sur la foliation;
- les cordiérites apparaissent en pœciloblastes englobant la foliation, d'abord non déformés ou faiblement hélicitiques. Mais dès la zone de l'andalousite, ces porphyroblastes sont déformés par des plis isoclinaux P1b; un échantillon montre même de l'andalousite en plan axial de ces plis;
- l'andalousite apparaît donc relativement tardive à l'isograde. Mais plus bas elle devient hélicitique et elle tend à s'orienter conformément à la linéation L1b;
- les rares grenats sont couramment hélicitiques;
- en règle générale, les minéraux de métamorphisme sont clairement déformés par les phases tardives. Il existe toutefois des phyllites (dont la biotite) contemporaines de la phase P6;
- les couronnes réactionnelles (sillimanite sur andalousite, andalousite sur staurotide, cordiérite sur andalousite ou staurotide) semblent postérieures aux phases précoces;
- les nodules de sillimanite, bien que assez tardifs, peuvent être déformés; dans certains affleurements du synclinal du col de Fontfroide, ils apparaissent en plan axial de plis P4;
- la rétro-morphose des silicates alumineux en muscovite est extrêmement tardive.

En règle générale, en domaine mésozonal, les minéraux de métamorphisme sont de cristallisation d'autant plus récente qu'ils se situent à un niveau structural plus élevé. Le métamorphisme n'est pas un phénomène statique mais les isogrades, qui sont aussi des isothermes, se sont déplacées au cours du temps. Le métamorphisme régional majeur M1 se développe donc au cours des phases précoces pour culminer pendant ou peu après la phase P3. Ce métamorphisme se prolonge pendant les phases tardives et peut-être même au-delà.

Dans les monts de Lacaune, des observations analogues montrent que le métamorphisme est contemporain des phases précoces pour culminer pendant ou peu après la phase D2.

## Isogrades et structures cartographiques

Il est délicat d'utiliser la forme des isogrades régionales pour caler le métamorphisme. Il est clair que les isogrades et les structures thermiques que l'on peut dessiner en catazone, sont sécantes sur les structures en plis couchés précoces : l'indépendance des isogrades par rapport aux structures est très spectaculaire dans la partie nord de la zone axiale, dans la zone de charnières des nappes penniques.

Toutefois, la disposition d'ensemble en dôme thermique des isogrades peut s'interpréter :

— soit en considérant que les isogrades sont plissées par les phases tardives, ce qui expliquerait leur verticalisation sur le flanc sud et au Nord au Devès de Félines ;

— soit comme une disposition originelle, la zone axiale apparaissant alors comme une intumescence thermique tardi-tectonique ; l'hypothèse du diapirisme de la zone axiale en liaison avec le développement des migmatites à cordiérite tient difficilement devant les faits de terrain.

En fait, il est probable que la disposition actuelle des isogrades s'explique à la fois par les deux hypothèses puisque le métamorphisme se développe tout au long de l'histoire tectonique sur une durée beaucoup plus longue que les épisodes tectoniques individuels.

La mise en place de l'unité de Murat—Castanet est postérieure au métamorphisme principal : sur la feuille Lacaune, les terrains de la zone de la biotite chevauchent la zone de la sillimanite + muscovite. Plus à l'Est, sur la feuille Bédarieux, cette unité de Murat—Castanet chevauche la zone axiale directement ou par l'intermédiaire de l'unité de la Haute-Mare ; ce contact anormal est jalonné d'écaillés tectoniques, dont certaines sont formées de terrains relativement métamorphiques arrachés à la zone axiale.

Dans les monts de l'Ouest de Lacaune, les isogrades sont clairement postérieures aux structures isoclinales D2a-2b et sont tronquées (voire redoublées) par les chevauchements.

Enfin, il est clair que la « faille des monts de Lacaune » recoupe les structures thermiques aussi bien de la zone axiale que des monts de Lacaune.

## Roches éruptives, tectonique et métamorphisme

Les intrusions basiques et intermédiaires précoces se sont mises en place au cours des phases précoces et ont été rééquilibrées par le métamorphisme M1. La datation du métamorphisme de faciès éclogite est délicate puisque, même si les affleurements étaient suffisants, il serait difficile de voir les rapports entre ces boudins et les structures tectoniques. Toutefois, étant donné que certaines éclogites ont des compositions chimiques qui les rattachent au magmatisme basique

syntectonique, il est très vraisemblable que cette éclogitisation est contemporaine des phases précoces.

La mise en place du granite du Montalet est contemporaine de la phase P3 et sa paragenèse (grenat + biotite + feldspath potassique) est en équilibre avec les conditions du métamorphisme à ce stade.

Le granite de Laouzas est contemporain des phases tardives qui ploient la zone axiale en dôme et légèrement postérieur. Le granite lui-même n'est pas déformé alors que ses enclaves montrent des déformations identifiables aux phases tectoniques connues par ailleurs, y compris d'ailleurs les phases tardives. Le métamorphisme M2 est donc contemporain (et légèrement postérieur) de ces phases tardives.

Les intrusions tardives en massifs circonscrits sont clairement post-tectonique et post-métamorphisme ; elles sont parfois guidées par les structures tardives : ainsi le granite du Sidobre, sur la feuille voisine Castre, est-il guidé par une structure de phase P7.

### **Évolution tectono-métamorphique de la Montagne noire**

Les phases synschisteuses précoces responsables de la formation des grandes nappes penniques de la zone axiale sont contemporaines du métamorphisme régional principal M1. Il est remarquable que ce métamorphisme évolue progressivement depuis un type de moyenne pression au Sud de la zone axiale jusqu'à un type de basse pression au Nord (et même à un type de très basse pression dans les monts de Lacaune) : on peut estimer la différence de pression entre Sud et Nord, pour le contact orthogneiss/séries métasédimentaires (approximativement à l'isograde de la sillimanite, soit 600 °C environ), au toit de la nappe de l'Espinouse, à 3 à 4 kbar. Le plan axial des grands plis couchés qui constituent ces nappes présentait donc un pendage vers le Sud de 30 à 40°. On comprend mieux, dès lors, la présence d'éclogites dans les zones de racines de ces nappes et il n'est pas nécessaire d'évoquer une totale allochtonie de ces roches.

La mise en place des unités allochtones qui reposent sur la zone axiale dans sa partie est (feuille Bédarieux) ainsi que, sans doute, des nappes du versant sud (feuille Saint-Pons), est postérieure au métamorphisme M1.

Les phases tardives communes à l'ensemble de la Montagne noire, qui font émerger en dôme la zone axiale entre les deux domaines paléozoïques allochtones des versants nord et sud, sont contemporaines du métamorphisme M2 et du développement du granite de Laouzas.

## DATATION DU MÉTAMORPHISME

### Zone axiale

Les données radiométriques faites souvent sans étude géologique sont d'une interprétation délicate.

Mis à part quelques âges obtenus par la méthode U/Th par single point sur zircon qui témoigneraient, selon D. Gebauer (communication orale, 1987), d'un événement calédonien (440 Ma), la plupart des datations des minéraux de métamorphisme conduisent à des âges hercyniens. Citons les âges obtenus sur la feuille Lacaune :

— une amphibolite de la Motouse (à proximité de La Salvetat) a été datée par la méthode K/Ar par J.M. Cantagrel, à  $322 \pm 9$  Ma ;

— les muscovites (méthode Rb/Sr appliquée aux micas ; Vachette, 1967 ; Gebauer et Grünenfelder, 1976) de la base de la mésozone ou du sommet de la catazone, qui ne semblent pas avoir été portées au-dessus de  $600^{\circ}\text{C}$ , enregistrent la montée ou la culmination du métamorphisme vers 330-340 Ma (328-348 Ma) ;

— les autres micas enregistrent la retombée du métamorphisme : muscovites vers 310 Ma (température de fermeture communément admise, environ  $500^{\circ}\text{C}$ ) ; les biotites ( $300^{\circ}\text{C}$ ), au plus tard 280-285 Ma (295 Ma au Nord-Ouest et au Sud-Ouest du massif) ;

— un bon « plateau » par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , obtenu par S. Costa (1990) sur les biotites et muscovites des gneiss de l'Espinouse, dans la zone à sillimanite, fixerait le refroidissement à 308 Ma ;

— les apatites (Carpéna, 1980) datent le refroidissement du massif ( $120^{\circ}\text{C}$ ) : 286 Ma vers le Nord-Ouest, 250-230 Ma plus au Sud. Toutefois, certaines apatites du Sud de la zone axiale enregistrent l'orogénèse pyrénéenne (126-94 Ma) ou donnent des âges intermédiaires (220-235 Ma).

Rappelons également les âges de  $336 \pm 23$  Ma obtenu par la méthode Rb/Sr sur les gneiss d'Héric (Baubron et Duthou, inédit) et de  $340 \pm 22$  Ma recalculé pour le granite de Laouzas à partir des données de M. Roques et M. Vachette (1970) et de J. Hamet (1975) (errorchrone!). Le granite du Montalet a fourni un âge de 280-285 Ma (errorchrone!).

À vrai dire, la plupart de ces âges sont des âges de fermeture qui correspondent à la retombée tardive du métamorphisme après le « doming » de la zone axiale. L'ensemble des données géochronologiques sur la zone axiale définit en fait deux groupes d'âges :

— le premier groupe, compris entre 346 et 334 Ma, correspond sans doute au métamorphisme régional prograde M1 de plus ou moins forte pression sur le versant sud et aux phases tectoniques précoces. Il correspond assez bien aux âges d'achèvement du métamorphisme dans le domaine épizonal de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès ou dans l'unité du Mendic (Costa, 1990) ;

— l'autre groupe, compris entre 316 et 305 Ma, correspond au métamorphisme de basse pression M2 associé au développement du granite migmatitique de Laouzas au centre du dôme.

### **Monts de Lacaune et Albigeois**

Pour J. Guérangé-Lozes (1987) et J. Guérangé-Lozes et J.P. Burg (1990), les déformations dans les monts de Lacaune, d'Albigeois et le Rouergue seraient d'âge dévonien moyen à supérieur. La zone d'affrontement entre ce domaine à structuration dévonienne au Nord et la zone à structuration carbonifère au Sud se situerait à hauteur de la zone axiale (cf. *supra*).

Toutefois, M. Vachette (1967) a obtenu des âges micas de 312 et 336 Ma au Sud et à l'Ouest de Lacaune. Des âges comparables sont fournis par la datation ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ) réalisée sur les biotites et muscovites de l'unité du Mendic par S. Costa (1990) : de bons «plateaux» à 330Ma fixent la fin du métamorphisme des monts de Lacaune au Viséen supérieur. L'âge des muscovites syn-D1 et D2 de quartzites ordoviciens déformés par D2 (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, au contact de base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance à Labastide) est du même ordre ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  :  $333 \pm 4$  Ma; Costa, *ibid.*). Ces âges Viséen supérieur correspondent précisément à celui de la mise en place synsédimentaire des nappes du versant sud.

Il y a donc là une contradiction qu'il appartiendra de lever par de nouvelles données radiochronologiques et que seule l'hypothèse d'une migration progressive de l'orogénèse du Nord vers le Sud semble actuellement capable de concilier.

## **GÉOMORPHOLOGIE**

Le rejeu récent des failles bordant la zone axiale fait apparaître celle-ci comme un horst surélevé par rapport aux régions voisines, de sorte que les traits morphologiques dominants aussi bien du massif de l'Agout que des monts de Lacaune demeurent relativement indépendants.

Ces deux domaines sont des plateaux liés à des surfaces d'érosion plus ou moins anciennes dans lesquelles l'érosion récente a dégagé le relief actuel. On ne peut toutefois relier sans précaution ces différentes surfaces de part et d'autre de la «faille des monts de Lacaune».

### **Les surfaces d'érosion dans la zone axiale**

Le massif de l'Agout est un plateau dont l'altitude s'abaisse de 1100-1050m dans sa partie orientale à 800m environ vers l'Ouest. En fait, il est possible de reconnaître dans ce plateau deux surfaces d'érosion emboîtées.

● La **haute surface du Caroux—Espinouse** est bien développée dans le Caroux et la partie haute de l'Espinouse (feuille Bédarieux), le plateau entre Cambon et Murat et la partie orientale du Somail. Plus à l'Ouest, cette surface est très disséquée : elle forme la crête du Somail (feuille Saint-Pons), l'arête qui sépare les vallées de l'Arn et de l'Agout jusqu'à la forêt du Cornut et Caliol. Au Nord de la vallée de l'Agout, elle ne subsiste plus que sur les hauts sommets (Rec del Bosc, Catomiaulo, la Serre).

Sur cette surface subsistent quelques buttes qui peuvent sans doute être interprétées comme des inselbergs (Baulig, 1928). La plupart de ces buttes s'alignent en bordure nord du massif de l'Agout : Roc de Montalet (1258 m), Montgrand (1267 m), jusqu'au puech de Montroucous (1172 m) à l'Ouest; le pic de Concord (1185 m), isolé au centre du massif, constitue le meilleur exemple de ces inselbergs.

● La **surface d'Anglès** est très mal développée dans la haute vallée de l'Agout où elle forme des petits replats d'altitude moyenne 950 m, suspendus de 80 à 100 m au-dessus de la vallée actuelle de l'Agout. Cette surface s'élargit considérablement entre Fraïsse et La Salvetat (800-850 m; les Besses, le Devès) pour s'épanouir vers l'Ouest où elle forme le plateau d'Anglès (780-800 m). La limite entre cette surface et la haute surface est marquée d'un abrupt d'une centaine de mètres bien visible entre La Salvetat et Le Soulié.

Une surface analogue existe dans la vallée de la Vèbre, mais elle y est très disséquée : les landes au Sud de Naujac, Serre de Nages, la Planèze au Nord de Lacour. Elle se développe vers l'Ouest où elle constitue tous les sommets de la région de Lamontelarié prolongeant au Nord de l'Agout le plateau d'Anglès.

Les vastes alvéoles à fond plat qui se développent vers l'altitude 950 m dans les hautes vallées du Bureau, de l'Arn et de ses affluents (ruisseau de Sème) peuvent être rapportées à ce stade. Ces alvéoles sont scellées par des colluvions (ou drifts); celles-ci sont d'ailleurs elles-mêmes entaillées par les vallées récentes.

Ces deux surfaces ne sont pas datées. Mais, sur les feuilles Saint-Pons et Mazamet, la surface d'Anglès paraît recouper, au Nord de la vallée du Thoré, la surface fossilisée par le Tertiaire du sillon du Thoré et du Castrais.

### **La surface anté-tertiaire dans les monts de Lacaune**

La morphologie de la partie ouest des monts de Lacaune est dominée par une surface anté-tertiaire, plus ou moins bien datée sur les feuilles voisines Castres et Réalmont. Sur la feuille Lacaune, cette **surface de l'Albigeois** est très disséquée et n'apparaît préservée que sur les plus hauts sommets. Ceux-ci forment deux alignements, l'un à proximité de la zone axiale (constitué fréquemment par la « Formation de Marcory ») : Cangrède (1034 m), puech de Calmejanne (1011 m), puech de Montgros (954 m), la Quille (983 m), puech Carbonniès, Miremont (842 m); l'autre, plus au Nord, est fréquemment constitué

par les schistes ardoisiers  $k_{2b1}$  : Vacant de Rieuviel (1015 m), puech del Mort (1020 m), puech Montcamp (775 m).

### **La zone axiale, un horst récent**

Le rejeu récent des failles bordant la zone axiale fait apparaître celle-ci comme un horst en relief par rapport aux domaines avoisinants.

Au Sud, le plateau de l'Agout domine le sillon du Thoré (Jaur—Orb; feuilles Saint-Pons et Bédarieux) de 700 à 800 m. Le flanc sud du massif de l'Agout apparaît comme un abrupt où l'érosion linéaire a creusé des vallées encaissées (cirque de Fontroide), capturant parfois les cours d'eau du plateau comme le Bureau, autrefois affluent de l'Arn, qui cascade désormais vers le Jaur au Saut-de-Vésole.

Le bord nord du massif de l'Agout est marqué par une zone relativement déprimée : le sillon Brassac—col de la Bassine—Lacaune—Murat, d'altitude généralement comprise entre 800 et 850 m (descendant jusque vers 600 m à l'Ouest de la feuille). Cette zone déprimée est le siège d'importantes accumulations quaternaires, en particulier dans l'ombilic de la plaine de Laucate entre Lacaune et Moulin-Mage, et celui de Murat—les Senausses en limite est de la feuille.

### **Le réseau hydrographique**

Les rivières actuelles entaillent les hautes surfaces par des vallées relativement jeunes, manifestement surimposées, montrant parfois des contrôles structuraux.

La vallée de l'Agout est à cet égard caractéristique : méandres dans sa partie haute, puis tracé en baïonnette de Fraïsse au barrage de la Raviège avec des tronçons E-W suivant la série de La Salvetat, où la vallée s'élargit, et des tronçons N-S selon des fractures d'extrados des plis de phase P7 et de nouveau, en aval de la Raviège, méandres surimposés.

La vallée de la Vèbre est plus mature que celle de l'Agout. Elle est en partie contrôlée, du moins entre La Salvetat et le barrage de Lauzas, par une zone de fractures SW-NE. Son profil en long montre de façon très remarquable une succession de larges bassins marécageux et de défilés.

L'Arn et ses affluents serpentent sur le plateau du Somail en une large vallée marécageuse qui entaille de 5 à 10 m les surfaces du stade d'Anglès.

Les vallées secondaires de la zone axiale ont souvent un contrôle structural :

— fractures d'extrados des anticlinaux dus aux phases tardives, en particulier à la phase P7. La cluse de Murat en est un bon exemple;

— zones broyées jalonnées par des filons de quartz ou des zones hydrothermalisées.

Les directions N20 à 30°E sont plus fréquentes dans la partie nord du massif, les directions N160°E dans la partie sud.

Dans les monts de Lacaune, le cours du Gijou est surimposé, mais nombre de cours d'eau présentent une disposition radiale par rapport à la zone axiale.

Le creusement des vallées s'est sans doute fait en deux temps : des terrasses situées 5 à 15 m du lit actuel témoignent d'un niveau ancien. Elles dessinent parfois des méandres abandonnés (Pont-d'Agout, Combecrose).

Les formations de pente (éboulis, colluvions) semblent fréquemment anciennes et se raccordent à ces terrasses. Il en est de même de certains glaciers (La Salvetat—Goursolles, Tredos).

En général les cours d'eau actuels coulent directement sur le substratum.

### **Le modelé actuel**

Les manifestations d'un climat périglaciaire, comme les versants soliflués, des arènes litées et des convois de blocs, sont fréquentes. Certains indices (cirques de nivation, dalles mises à nu sur les plateaux) peuvent suggérer des phénomènes glaciaires très localisés.

Dans le détail, la topographie actuelle apparaît étroitement liée au substratum :

- dans le domaine soumis au climat méditerranéen, les gneiss du Somail forment des relief escarpés, alors que les bandelettes de paragneiss, le synclinal de Rosis en particulier, se marquent par des dépressions;
- une telle disposition se retrouve de façon atténuée dans le Somail;
- la série de La Salvetat, lorsqu'elle n'est pas envahie par le granite de Laouzas, est en creux par rapport aux gneiss du Somail. Elle porte des cultures; la Formation de Nages en particulier, semble, grâce à ses carbonates, relativement riche dans ce pays siliceux;
- dans le centre du massif, les gneiss du Somail présentent un débit en boules caractéristique (plateau entre Cambon et Murat);
- le granite du Montalet, fortement folié, fait saillie par rapport à son encaissant et forme les principaux reliefs du massif;
- les granites tardifs équants, au contraire, apparaissent plutôt en creux; seul le granite d'Anglès présente une altération en boules;
- le granite à cordiérite de Laouzas est particulièrement altérable; il se débite en dalles et forme des arènes très pauvres qui portent localement le nom de «sabel». Toutefois, lorsqu'il renferme de nombreuses enclaves (et c'est le cas, en particulier, de la base de la Formation de

Puech-Plo avec les kinzigites), il forme des barres assez marquées dominant même les gneiss du Somail;

— les monts de Lacaune, avec leurs alternances de terrains résistants («Formation de Marcory», «unité des ardoisières»), et de terrains plus tendres (sommet de la «Formation de Marcory», schistes du Cambrien moyen), présentent un relief appalachien caractéristique. Il s'agit donc d'un relief structural avec mise en valeur par altération différentielle des volumes de roche dure.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *OCCUPATION DU SOL*

#### **Données climatiques**

Le territoire couvert par la feuille Lacaune est pays de montagne à la limite entre les domaines méditerranéen et atlantique. Ses reliefs constituent les premiers obstacles aux vents, qu'ils viennent de la Méditerranée («marin», vent du Sud-Est et «grec», de l'Est) ou de l'Atlantique; le vent du Nord-Ouest («vent du Nord») est le vent dominant; après avoir perdu son eau sur le relief, il devient, dans le bas-pays, un vent froid et sec : le «cers».

De ce fait, la région couverte par la feuille Lacaune est soumise à d'importantes précipitations : 1200 à 1500mm par an, passant à 1500-2000mm dans les parties les plus élevées de la zone axiale (massif du Montalet—Montroucou, partie orientale du Somail). On compte en moyenne 120 jours de pluie et 25 jours de neige par an.

Si par exception, on a relevé des températures relativement basses en hiver ( $-22,5^{\circ}\text{C}$  le 16 janvier 1985) et assez élevées en été ( $+31^{\circ}\text{C}$  le 9 août 1975), il est rare qu'elles dépassent  $-10$  ou  $-12^{\circ}\text{C}$  en saison hivernale et  $+25^{\circ}\text{C}$  à la belle saison. Pour les quatre mois d'été (juin-septembre), la moyenne thermique est de  $16-17^{\circ}\text{C}$ .

#### **Végétation**

La ligne de partage des eaux entre Atlantique et Méditerranée passe dans le coin sud-est de la feuille. L'opposition entre le versant méditerranéen et le versant atlantique se traduit par un contraste de végétation spectaculaire (par exemple au col de Fontfroide).

Le versant méditerranéen montre la succession suivante d'étages de végétation :

— la série du chêne vert apparaît à l'extrême coin sud-est de la feuille aux environs du Cros. Il s'agit d'une forêt de chêne vert montagnarde où apparaissent l'arbousier, l'érable de Montpellier et la bruyère arborescente. Sur les schistes, cette forêt a largement cédé la place aux vignes et aux plantations d'arbres fruitiers;

— puis viennent les séries du chêne pubescent et une mince frange appartenant à la série du rouvre. Ces chênes à feuilles caduques sont très largement substitués par le châtaignier;

— la série du hêtre occupe le haut des pentes. Les boisements, largement développés sur le versant sud du Somail, sont limités dans le cirque de Fontfroide et le versant sud de l'Espinouse à des fonds de ravins abrités, pendant que les versants abrupts portent une lande à genêt purgatif et genêt à balais.

La série atlantique du chêne pédonculé apparaît dans les vallées humides du coin du nord-ouest de la feuille (Lacaze).

La série du rouvre (chêne sessile) caractérise l'étage collinéen; elle occupe le coin nord-ouest de la feuille, les monts de l'Ouest de Lacaune entre Espérausses et Gijounet; elle remonte aussi la vallée de l'Agout jusqu'à La Salvetat et, de façon discontinue, celle de la Vèbre presque jusqu'à Murat. Le rouvre préfère les sols siliceux bien drainés; le sous-bois très lumineux permet un peuplement riche en arbrisseaux (noisetier, houx) et plantes herbacées. Les bois demeurent peu développés (bois du Luc, versant nord de la Quille) contrairement aux landes qui sont caractérisées par la prédominance du genêt à balais.

L'essentiel de la feuille appartient à l'étage montagnard occupé par la série du hêtre. La hêtraie se développe dans des régions plus élevées, plus froides et surtout plus humides que celles du chêne; il lui faut souvent plus de 1000 mm de précipitations annuelles, également réparties dans l'année, et une forte nébulosité (30 à 45 jours de brouillard pendant l'été dans l'Espinouse). La hêtraie est une forêt sombre et ce n'est qu'aux premiers jours du printemps, avant la pousse des feuilles, que peuvent fleurir de nombreuses plantes herbacées très colorées : *Dentaria pinnata*, *Erythronium dens canis*, *Scilla bifolia*, *Orchis mascula*.

Les landes occupent de vastes étendues sur les plateaux. Plusieurs types de landes peuvent être distingués selon le caractère plus ou moins évolué et humide du sol : les landes à genêt purgatif sont limitées aux zones les plus sèches; les landes à bruyère cendrée et callunaie sont très développées sur sols secs et dégradés de la haute Espinouse, du Somail et du massif du Montalet; les landes à genêt à balais et à fougère aigle préfèrent des sols profonds et humides; la myrtille préfère les sols peu profonds d'altitude. La végétation herbacée est typiquement silicicole : *Deschampia flexuosa*, fétuques, *Teucrium scorodonia*, *Digitalis purpurea*, *Epilobium angustifolium*, *Sedum acre* et *S. anglicum* dans les zones rocheuses et, au début du printemps, *Saxifraga granulata*, *Senecio spathulifolius*, *Narcissus pseudonarcissus*, *Tulipa silvestris*, *Gentiana lutea* et *Arnica montana* apparaissent dans les parties les plus élevées du massif de Montgrand—Montalet.

Les fonds de vallées sont occupés par des prairies humides généralement transformées en prairies de fauche, avec le frêne le long des cours d'eau.

Les tourbières (ou sagnes) sont assez fréquentes, tantôt d'extension limitée sur les pentes ou dans les têtes de talwegs, tantôt beaucoup plus étendues dans les alvéoles des plateaux. Quelques tourbières bombées existent dans l'Espinouse. Malheureusement, ces tourbières sont très menacées par les drainages et les reboisements. Les flores très particulières (sphaignes, *Dactylorhiza maculata*, *Narthecium ossifragum*, *Walhenbergia hederacea*, *Anagallis tenella*, *Hypericum helodes*, *Parnassia palustris*, *Viola palustris*, *Drosera rotundifolia*) témoignent d'influences atlantiques et boréales. Ces tourbières passent à la lande par l'intermédiaire d'une lande humide à molinie et genêt d'Angleterre.

Les terrains carbonatés du Cambrien (appelés localement «causses») et dans une certaine mesure de la Formation de Nages, présents aussi bien dans l'étage du hêtre que dans celui du rouvre, portent des associations calcicoles : pelouses à brome avec helianthèmes et de nombreuses orchidées, bosquets de buis et genévriers.

### Cultures

Les terrains de la feuille Lacaune sont en général pauvres et les cultures demeurent d'extension limitée; elles se situent plutôt dans les monts de Lacaune et le long des vallées de l'Agout et de la Vèbre. Traditionnellement, il s'agit d'une polyculture de subsistance où dominent le seigle et la pomme de terre; d'importantes zones restent réservées aux prairies de fauche. Autrefois, le chanvre a été très abondamment cultivé; certains lieux en conservent les noms : «cambous», «canabières». Il servait à la confection des draps de Lacaune dont la réputation était connue dès le XVIII<sup>e</sup> siècle.

Les anciens agriculteurs avaient su reconnaître que la Formation de Nages portait des sols plus riches; fait qui est actuellement trop ignoré lors des reboisements. En effet, depuis quelques décennies, la mise en valeur des sols a été considérablement modifiée : abandon de la châtaigneraie, reboisements extensifs essentiellement en épicéa et sapin de Douglas et développement de l'élevage. Elevage bovin, en particulier dans la partie sud-ouest du massif autour d'Anglès à proximité du centre industriel de Mazamet; et surtout élevage ovin : on compte de nombreux et importants troupeaux, car le lait de brebis, qui sert à la fabrication du fromage de Roquefort (laiterie de Viane), a une part importante dans l'économie régionale.

### RESSOURCES EN EAU

Les ressources des aquifères sont conditionnées par divers facteurs dont les principaux sont : la pluie efficace (quantité d'eau de pluie qui s'infiltré dans le sol), les conditions d'alimentation aux limites de l'aquifère (relations avec les rivières et/ou d'autres aquifères), la porosité et la perméabilité, la solubilité des roches carbonatées (karsti-

fication), la structure des corps sédimentaires et leur fracturation, l'évolution géomorphologique des aires d'affleurement.

Dans le cadre de la feuille, les deux catégories de réservoirs aquifères déterminés correspondent à des grands ensembles lithologiques. Ce sont :

- des réservoirs karstiques à porosité de fissures et de chenaux dans les formations carbonatées du Cambrien inférieur ( $k_{2a1}$ ,  $k_{2a2}$ ) et, dans une moindre mesure, du Cambrien inférieur sommital au Cambrien moyen ( $k_{2b2-3}$ ). Les roches carbonatées de la formation de Nages en zone axiale peuvent être karstifiées (galerie EDF de Brassac);
- des réservoirs à porosité d'interstices dans les altérations du socle cristallophyllien et les alluvions des vallées.

Ces aquifères ont fait l'objet d'une description détaillée dans le cadre de l'évaluation des ressources hydrauliques du département du Tarn par le BRGM (Soulé, 1980).

### **Aquifères du socle**

● **Réservoirs à porosité d'interstices.** Le Paléozoïque inférieur et les terrains cristallophylliens de la feuille sont constitués de formations sédimentaires, volcano-sédimentaires, volcaniques, et de roches cristallines, qui sont imperméables dans leur masse. Seule la frange d'altération superficielle peut présenter une certaine perméabilité et constituer un réservoir aquifère.

À l'image des matériaux dont elles sont issues, les formations d'altérations superficielles sont très diversifiées; on peut les classer en deux groupes:

- les arènes de roches grenues (granite, gneiss) et leurs colluvions, parfois associées à des éboulis affleurants principalement dans la zone axiale;
- les limons d'altération des roches volcaniques et schisteuses, affleurant essentiellement dans les unités des monts de Lacaune.

Au point de vue des possibilités aquifères, les arènes issues des granites et des gneiss sont plus aptes à maintenir un écoulement de surface, que les altérites issues du milieu schisteux (Grano, 1979).

Les écoulements issus de ces aquifères, qui s'effectuent suivant les pentes, donnent généralement de nombreuses petites sources (débit inférieur à 1l/s); localement, lorsque les pentes deviennent plus importantes, des accumulations d'éboulis et d'arènes colluvionnées peuvent donner des sources plus importantes.

Les fractures qui affectent le substratum, associées ou non aux filons de quartz notamment, peuvent également jouer le rôle de drains préférentiels comme le démontrent certains forages (Montroucou, puech de Rascas, etc.).

● **Réservoirs karstiques.** Les formations carbonatées des monts de Lacaune constituent d'étroites bandes qui alternent avec les autres

formations du Paléozoïque inférieur. Cette disposition est à l'origine de systèmes karstiques bien individualisés dans chacune de ces bandes.

Le ruisseau d'En-Réveillé draine un bassin versant d'une dizaine de kilomètres carrés qui s'étend des bois de la Peyre-Blanche au col de Sié. Il disparaît en partie dans le sous-sol, à l'Est de la ville de Lacaune, lorsque son lit s'établit dans les formations carbonatées du Cambrien inférieur. Il réapparaît à la résurgence du Gijou (501/s à l'étiage) après avoir circulé dans un dédale de galeries creusées sous la ville de Lacaune. Les grottes de Lembas (987-2-20) et de Saint-Michel (987-3-2) sont des regards sur ce trajet souterrain.

### **Aquifère des alluvions des vallées principales**

Les vallées du Gijou (aval de Gijounet), de l'Agout et de la Vèbre possèdent des dépôts alluviaux récents (Fz), qui constituent un aquifère généralement subordonné à la rivière, pouvant être capté par des puits. Les captages pour adductions d'eau potable de Lacaze (puits 987-1-7) et de Viane (puits 987-1-19) sont issus de cet aquifère.

### **Captage de l'eau par forage**

Le développement, ces dernières années, des techniques de forage à l'air, non colmatantes pour les aquifères à faible porosité, permet d'effectuer des forages de recherche ou de production à faible coût. Les débits obtenus (1 à 5 m<sup>3</sup>/h) sont suffisants pour l'alimentation de hameaux et de fermes isolées. Il existe des zones préférentielles, pouvant optimiser les chances de succès de ce type de captage, que seule une étude géologique peut déceler (fissuration, épaisseur des altérites, etc.).

Les résultats des principaux forages sont donnés dans le tableau III (en annexe).

### **Sources thermales et minérales**

Pour leurs qualités physico-chimiques (composants chimiques naturels, température) ou leur pureté bactériologique, certaines eaux de la région ont été ou sont exploitées.

Dans le Tarn, à Lacaune, il existe une source d'eau thermale, la «source de Bel-Air» qui, à la fin du siècle dernier, donna à «Lacaunes-Bains» une grande réputation.

Dans l'Hérault, en zone axiale métamorphique, les sources thermominérale de Rieumajou se situent en bordure de la retenue artificielle de la Raviège, près du port de plaisance de La Salvetat-sur-Agout.

● **Source thermominérale de Lacaune.** C'est en 1609, à l'occasion de travaux de réfection du réservoir permettant l'arrosage des prairies de Bel-Air, 1200 m à l'Est de Lacaune, que l'on constata l'existence

d'une très ancienne construction ayant toute l'apparence d'une piscine d'époque gallo-romaine. La source qui alimentait le réservoir était abondante et tiède, et il est probable que les Romains, grands amateurs de thermalisme, ont profité de la situation pour y aménager des thermes. L'idée en sera d'ailleurs reprise plus tard par M. Jolibois en 1887.

En 1610, l'assemblée diocésaine de Castres accorda une somme de 100 livres pour réaliser des travaux d'amélioration à la piscine existante et la communauté de Lacaune ajouta une somme égale. En 1635, l'évêque de Castres, qui souffrait de la gravelle, vint prendre les bains à Lacaune. Satisfait des résultats de cette cure, il accorda en 1636, une somme de 1500 livres pour la construction de deux piscines couvertes, l'une pour le peuple où les pauvres pouvaient se baigner gratuitement, l'autre pour les gens de qualité.

Les anciens thermes firent l'objet de nombreuses tentatives d'exploitation. En 1804, Joseph Terral sollicitait l'autorisation de faire analyser et exploiter une source d'eau thermominérale qui émergeait en trois griffons, voisins d'un filon de roche éruptive verte, dans une prairie appelée le «Pré-des-Pauvres».

En 1826, le préfet du Tarn s'informait auprès du maire de Lacaune d'une source d'eau chaude sur le territoire de sa commune et demandait qu'on lui adressa un rapport sur la nature, le débit, la température de cette eau.

Trente ans plus tard, François Fouré obtint, en concession pour une durée de 99 ans, l'exploitation des eaux minérales qui émergeaient dans le «Pré-des-Pauvres» et édifia un établissement composé de deux piscines, deux chauffoirs et trente-deux baignoires. Cependant, ni F. Fouré ni M. d'Orient de Bellegarde, son successeur, ne purent obtenir l'autorisation légale d'exploitation et l'établissement thermal cessa son activité.

En 1874, le comte Ludovic de Naurois se porta acquéreur de la source, de l'établissement de bains ainsi que des terrains environnants, et s'employa à développer la station thermale. Vers les années 1890, les bains de Lacaune connurent une ère de splendeur.

En 1895, un incendie ravagea l'aile gauche de l'établissement qui comportait trois niveaux. Elle fut rapidement rénovée mais ne comporta plus que deux étages.

Vers 1912, survinrent des difficultés de gestion, accompagnées de difficultés financières. La guerre de 1914 débutant en pleine saison estivale, précipita la décadence de l'établissement. Une organisation humanitaire des USA, dont le but était de secourir les enfants évacués des zones occupées ou dangereuses, loua les bâtiments pour y accueillir les enfants. Sous contrôle de l'administration américaine, Mlle Louise de Rose, nièce de M. de Naurois, dirigea le nouvel établissement et à la fin des hostilités, après le départ des Américains, poursuivit ses activités et en fit un préventorium qui prit le nom de «Saint-Michel». Celui-ci connut une ère de prospérité entre les deux guerres; plus de 300 enfants y séjournèrent. Après Mlle de Rose, la direction passa entre les mains de M. Huon de Sevin qui en fit un aérium.

En 1982, l'établissement fut acheté par la municipalité de Vitrolles (Bouches-du-Rhône) et aménagé en centre de loisirs pour les adultes et les enfants de sa commune.

Des travaux de recherches, entrepris par la municipalité de Lacaune, sont actuellement en cours, en vue d'une relance du thermalisme (projet de recaptage par sondage de la source).

Les eaux de la source de Bel-Air, faiblement minéralisées, sont bicarbonatées calco-magnésiennes. Elles sortent par 4 griffons dans les alluvions à une température d'environ 20°C en hiver et 24°C en été. Le débit est de l'ordre de 27m<sup>3</sup>/h (test de pompage en mars 1989).

La source se situe dans une région géologiquement complexe, à l'intersection de deux importants systèmes de failles verticalisées, de directions respectives WNW-ESE (accident régional important) et NNW-SSE. Ces accidents recoupent ici les formations du Cambrien inférieur : calcaires et dolomies massifs du K<sub>2a1</sub> et schistes à horizons carbonatés du k<sub>2b2-3</sub>.

● **Eaux thermominérales de Rieumajou.** Les eaux sortent de trois groupes de griffons aménagés qui ont donné lieu, à partir de 1846, à une première période d'exploitation : cures thermales et embouteillage. Cette activité a été abandonnée à la veille de la deuxième guerre mondiale.

Le site a été repris en 1990 par la Société des eaux minérales d'Evian pour embouteillage de l'eau, qui est commercialisée sous le nom de «Salvetat». L'exploitation du gisement se fait à partir de deux forages.

Les eaux, d'origine profonde, migrent en surface à la faveur de l'intersection d'une structure gneissique dominante orientée NE-SW et d'une faille de direction N15°E. Les gneiss carbonatés traversés par ces eaux sont fortement décalcifiés par celles-ci.

Les eaux sont relativement minéralisées (résidu sec voisin de 1 gramme de sel par litre). Elles sont bicarbonatées calciques et riches en gaz carbonique.

● **Eaux minérales.** Dans les environs de Lacaune, les vertus diurétiques des eaux de montagne étaient connues depuis le Moyen-Âge; la «foun des Pissaires» à Lacaune en est l'illustration pittoresque.

L'eau du Montroucos, à environ 5km de Lacaune, jaillit à 927 m d'altitude au cœur de la forêt domaniale, dans le parc naturel régional du Haut-Languedoc.

De grande pureté, riche en oligo-éléments, légèrement acide, faiblement minéralisée et peu sodée, elle est susceptible d'une large utilisation dans le domaine de la diététique et en milieu médical.

Embouteillée depuis 1977, elle est commercialisée en qualité d'eau de source : en 1987, on a dépassé les 5 millions de bouteilles, dont 16% ont été exportées (Europe du Nord, Amérique du Nord et Tahiti).

Il existe également à proximité de Lacaune, une source d'eau minérale ferrugineuse, la « source Rouge », qui sourd des schistes noirs ardoisiers, généralement très pyriteux.

### GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Les gîtes et indices minéraux sont rares sur la feuille Lacaune (cf. tabl. IV, en annexe); aucun d'eux n'a donné lieu à une recherche importante ni *a fortiori* à une exploitation à l'époque moderne. Ils relèvent généralement de simples travaux de prospection générale ou d'inventaire systématique (géochimique et/ou alluvionnaire).

Dans la zone axiale, on signale des traces de *scheelite* dispersées dans les gneiss-à-silicates-calciques et quelques minéraux et substances utiles : *monazite* à *europium* dans les alluvions autour de Capette, *béryl*, *lépidolite*, *tourmaline* et *apatite* dans les filons de pegmatite de la Croix de Saint-Julien et du Clap, à l'Est de Castelnau-de-Brassac. Le granite du Montalet et ses aplites renferment parfois des mouches de *molybdénite*.

Les formations paléozoïques des monts de Lacaune renferment essentiellement quatre types d'indices :

— des indices à *blende* disséminée, parfois accompagnée de *galène*, de *pyrite* et localement de *fluorine*. Encaissés dans les calcaires et les schistes noirs du Cambrien inférieur, ils se matérialisent surtout par de vastes anomalies géochimiques « formationnelles » zincifères et s'expriment sous forme de « remobilisations » — recristallisations hercyniennes — dans les fractures et les plans de schistosité régionale : indices d'Espérausse, du Bouissas (carrière Oulès), de la Garrigue, de Calmels (*blende*, *pyrite*, *galène* dans les dolomies) ou encore à la carrière de la Font-Blanche près de Moulin-Mage (*blende*, *galène*, *fluorine violette* à la partie supérieure des calcaires);

— des indices de *scheelite* associée au *mispickel* et à la *pyrite* qui sont généralement contenus dans des amandes de quartz concordantes sur la schistosité régionale dans les carbonates du Cambrien inférieur (le Bouissas : carrière Oulès). Quand les dolomies sont traversées de pointements granitiques (granophyre d'Espérausses, « *albitite* » de Camp-Gourguy), des minéraux de métamorphisme se développent dans les contacts en association avec des indices de sulfures et de *scheelite* (Espérausses, le Teil-Haut, la Ferrière-du-Teil);

— des indices d'*antimoine* (dont l'âge de mise en place, tardif pourrait être stéphanien). Il s'agit de essentiellement de stibine incluse dans une gangue de quartz : carrière Oulès au Bouissas et filon du Feignalot;

— enfin, des minéralisations très tardives (en relation avec la transgression triasique), localisées dans des fractures et des filons, parfois même dans les karsts de masses carbonatées : il s'agit de quartz accompagné de *galène* et de *chalcopyrite* (Faydel), de *cuivre-gris mercurifère* (la Vernède, Verrières). Ces minéralisations se télescopent

fréquemment avec les paragenèses précédentes et donnent alors des sulfosels complexes de plomb et d'antimoine (carrière Oulès au Bouissas).

Aucun de ces indices ne présente aujourd'hui d'intérêt économique; cependant, les occurrences de scheelite d'Espérausses et du Teil soulignent la vocation tungsténifère des alternances argilo-carbonatées du Cambrien inférieur dans toute la région à l'Est du Sidobre (gîte de skarn de Fumade sur la feuille voisine Castres). Arrêtée en 1986 par suite de la chute brutale des cours des métaux, la recherche de telles expressions régionales n'est sûrement pas achevée.

Dans les temps passés, le *fer* a donné lieu à des exploitations servant à alimenter les anciennes forges à bras d'Empense et de Rieufrech, abandonnées en 1762, et la forge à la catalane de Monségou, qui a remplacé ces dernières.

La plus importante des mines de fer se situait près du hameau de Faydel, à 6 km au Nord-Ouest de Lacaune. Elle consistait en deux filons verticaux, parallèles, distants de 20 m, ayant chacun 10 à 15 m de puissance. Ces filons étaient composés de quartz contenant des oxydes de fer avec un peu de carbonates de cuivre (*gœthite*, *hématite*, *malachite*). L'un était exploité par une galerie de 80 m de longueur, le second par une galerie de 120 m. La production annuelle était de 300 à 350 tonnes de minerai destinés à la forge de Monségou.

Les autres mines étaient celles du Cayla, de la Boussonès, de Bélair et du Plo de Pinel. Quoique moins importantes que celle de Faydel, elles n'en contenaient pas moins une certaine quantité de minerai.

À la suite de la fermeture au tout début du XIX<sup>e</sup> siècle de la forge de Monségou, les mines de fer de Lacaune ont été complètement délaissées.

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

### **Monts de Lacaune**

Les *roches volcaniques basiques* (métadolérites) sont des matériaux durs qui ont été exploités pour l'empierrement des routes comme à la carrière de Raffanel, actuellement arrêtée.

Les *grès* du Cambrien inférieur (k<sub>1</sub>) sont des matériaux destinés à la construction traditionnelle; ils sont fréquemment utilisés par les particuliers pour des usages locaux.

Les *calcaires et dolomies massifs* du Cambrien inférieur (k<sub>2a1</sub>) ont été exploités pour la chaux comme en témoignent de nombreux fours

abandonnés. À l'heure actuelle, deux carrières de granulats destinés à la viabilité exploitent cette formation dans les environs immédiats de Lacaune.

Les *schistes noirs* dits «ardoisiers» du Cambrien inférieur (k<sub>2b1</sub>) sont utilisés, non seulement pour la couverture des toits, mais aussi pour l'isolation extérieure des murs exposés à la pluie (bardage), pour les parements et dallages. Les grandes exploitations ardoisières étaient localisées à proximité de Lacaune. L'ardoise a été pendant des siècles, exploitée par galeries souterraines. Depuis 1968, une nouvelle technologie a permis l'exploitation à ciel ouvert (sécurité et meilleur rendement). Au début du siècle, on comptait six entreprises d'extraction de l'ardoise. Deux entreprises sont actuellement encore en activité et leur production est en nette régression d'année en année car elles se heurtent à la concurrence des ardoises espagnoles et également aux produits de remplacement en «fibrociment» et «fibro-bitume». Pour rester viables, ces deux entreprises sont devenues importatrices d'ardoises espagnoles qu'elles commercialisent.

### **Zone axiale**

Il n'existe actuellement aucune carrière en activité, mais jusqu'à la guerre de 1914 au moins, les habitants de ces régions ont su tirer parti au mieux des ressources locales du sous-sol comme en témoignent de nombreuses petites carrières, parfois temporairement réouvertes :

- *chaux* : marbres de la Formation des Nages;
- *lauzes* : «gneiss gris» à débit en dalles de la base (Murat, le Cloutet) et du sommet (Serre de Nages, Cabanart, montagne de Salis, la Planèze) de la Formation de Puech-Plo, base de la Formation de Nages (Devès de Félines);
- *matériaux de construction* : les gneiss œillés de la série du Somail, les gneiss leptynitiques de la Formation de Murat ont fourni des dalles; les marbres de la Formation de Nages et certaines diorites à grain fin ont été fréquemment travaillés pour faire des encadrements de porte, éviers, abreuvoirs,...; les granites de Laouzas et du Montalet, les gneiss de Murat ont été utilisés comme moellon pour le gros-œuvre; une vaste carrière située à proximité de la Ravièze a fourni les matériaux de construction du barrage;
- *sables* : les arènes du granite de Laouzas sont exploitées sous le nom de «sabel» pour la fabrication du mortier.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### ARCHÉOLOGIE

#### **Un milieu naturel de moyenne montagne tardivement exploré par l'homme préhistorique**

Dans l'état actuel des connaissances, aucun vestige indubitablement lié à la présence de l'homme avant la fin du Néolithique n'a été découvert sur le territoire de la feuille Lacaune. Seuls des restes de faune du Pléistocène supérieur ont été recueillis dans la grotte de la Tour : grand bovidé, hyène des cavernes et ours. La rigueur du climat, la rareté des abris naturels et l'âpreté du relief, n'ont pas incité l'homme du Paléolithique à s'y installer.

C'est à la faveur de l'amélioration climatique de l'Atlantique, conjuguée à d'autres causes (pression démographique, espaces vierges à conquérir, etc.) que, vraisemblablement, l'homme néolithique va parcourir ces espaces géographiques naturels. Ces derniers subiront des transformations irréversibles au gré d'une installation, d'abord intermittente, puis permanente. Les vallées encaissées et les sommets culminants ont sans doute moins attiré l'homme préhistorique que les barres calcaires des reliefs appalachiens ou les plateaux tourbeux de l'Espinouse. C'est assurément la haute surface s'étendant de Lacaune à Murat-sur-Vèbre qui a connu la plus grande densité de peuplement dès la fin du Néolithique. Cet espace géographique se singularise par la présence d'une vaste dépression allongée selon une direction E-W qui se développe au pied des sommets les plus élevés (Roc de Montalet, Montgrand). Au Nord de la plaine de Laucate, s'offre à la vue un paysage de collines façonné en altitude, où alternent des puechs, des serres et des alvéoles parfois à fonds tourbeux. La circulation y est aisée et les dénivellations réduites. La mosaïque de terroirs diversifiés résulte de l'action plus que millénaire d'une économie rurale traditionnelle.

#### **L'amorce de la colonisation d'un milieu montagnard à la fin du Néolithique et au début de l'âge du bronze**

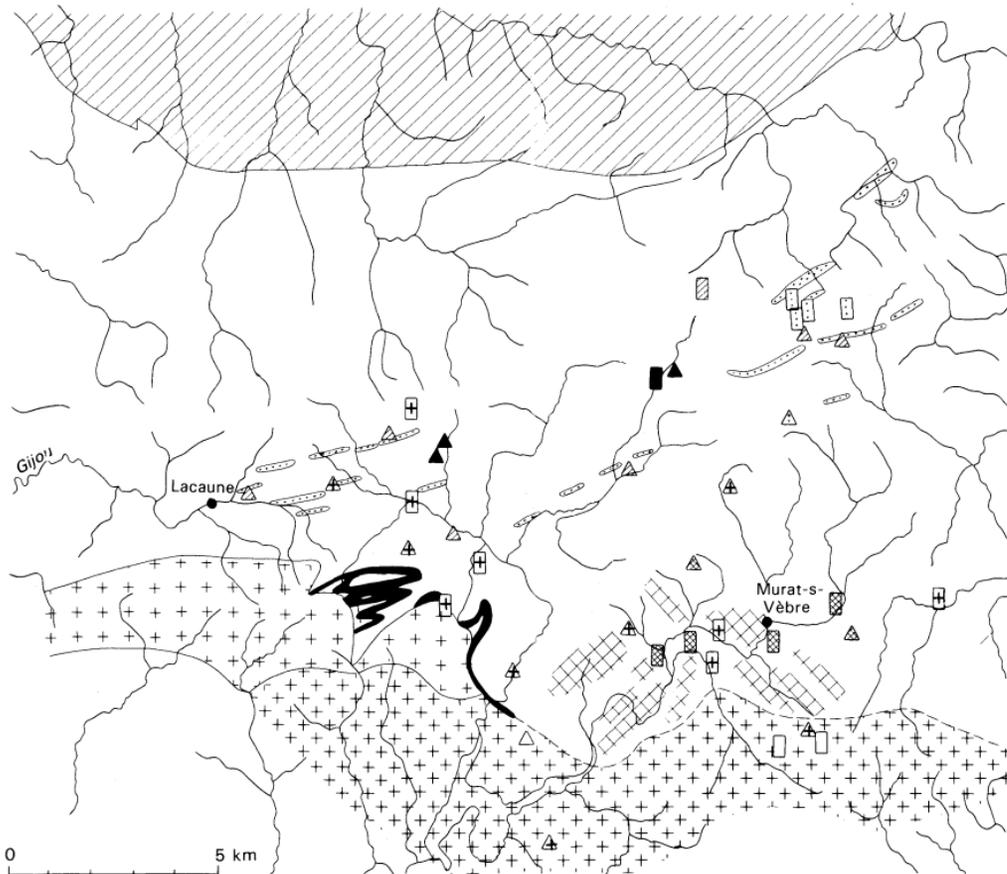
● **Territoire de chasse ou habitat permanent ?** Un nombre important de stations de plein air a été reconnu dans le canton de Murat-sur-Vèbre, surtout dans le paysage des « serres », par P. Rouanet, J. Record et J.L. Vatinel (1987). Sur le rebord méridional de l'Espinouse, R. Azémar (1987) a prospecté quelques sites préhistoriques. Une vingtaine de sites peuvent correspondre à des habitats du Néolithique final ou du Chalcolithique. Cette interprétation s'appuie sur la quantité et la nature des vestiges recueillis : silex taillés, broyeur, meules, haches polies, tessons de céramique appartenant à des vases munis de cordons en relief et de moyens de préhension perforés ou non. La présence de dolmens et de grottes sépulcrales, parfois situés à proximité des habitats, ne semble pas aller dans le sens de l'hypothèse qui

considère les monts de Lacaune comme un territoire de chasse des groupes périphériques occupant les Grands-Causse, les vallées du Tarn, de l'Orb et du Jaur, régions où ils pratiquaient l'agriculture et l'élevage. Les influences du groupe de Treilles (Grands-Causse) semblent dominantes.

Les analyses polliniques et les datations absolues au  $^{14}\text{C}$  réalisées dans les monts de Lacaune et dans l'Espinouse à partir de prélèvements effectués dans les tourbières, permettent de discerner les principales modifications intervenues dans la végétation durant l'Holocène. Le début de l'essor rapide d'une hêtraie-sapinière aux dépens de la chênaie mixte s'est opéré à la fin de l'Atlantique (environ 4500 B.P.), au moment où les hommes dressaient les premières statues-menhirs. Au Sud de la feuille, dans la vallée du Jaur, le climat froid et humide de l'Atlantique devient tempéré et humide au Subboréal. Les premiers défrichements ne sont perceptibles qu'au début du Subatlantique (2700 B.P.).

L'exploitation du milieu minéral n'a pas atteint, sur le territoire de la feuille, l'ampleur que l'on constate ailleurs (feuille Réalmont). Les meules, molettes et broyeurs ont été confectionnés dans des matériaux locaux : granite, métabasites, grès, quartz. En ce qui concerne la matière première de l'outillage poli, viennent en tête les métavolcanites basiques affleurant essentiellement entre Lacaune et le Merdelou. De teinte gris-vert, ces roches ont servi à la fabrication de près de la moitié des lames de pierre polie, principalement les grandes pièces. La diversité des faciès représentés implique l'existence de multiples lieux d'approvisionnement. Malgré la présence d'affleurements favorables, aucune exploitation d'envergure des métabasites n'a pu être décelée. D'autres roches, d'origine locale, ont été sporadiquement utilisées : fibrolite, roches ultrabasiques. Un petit atelier de taille a été identifié à proximité d'affleurements d'ortho-amphibolites à débit en plaquettes (recherches C. Servelle). Plus de la moitié des haches polies est fabriquée dans des matériaux lithiques exotiques. Les haches en cinérites sont les mieux représentées. Plus connues sous le nom de «pétrosilex», les cinérites siliceuses stéphaniennes du bassin de Brousse—Broquiès ont été exploitées en carrières et dans des mines depuis le Néolithique moyen jusqu'au début de l'âge du bronze. Ces sites d'extraction sont localisés avec précision (recherches C. et G. Servelle). Les ébauches de haches étaient l'objet d'échanges complexes entre les groupes humains de la partie sud-ouest du Massif central et de la bordure orientale du bassin d'Aquitaine : Quercy, Albigeois, vallée de la Garonne. La région de Murat-sur-Vèbre a livré une seule ébauche de hache, les autres pièces étant polies. La dernière catégorie de haches, généralement de petites dimensions, comprend des roches d'origine alpine : écolgites, omphacites, métabasites à glaucophane. Ces objets ont pu parvenir sur les plateaux par l'intermédiaire des groupes humains de la région de Saint-Pons qui en étaient pourvus (recherches M. Ricq de Bouard).

L'exploitation du minerai de cuivre du gîte du Faydel durant la protohistoire n'est pas démontrée. La découverte récente d'un site



**Fig. 22**  
**Potentialités lithologiques des monts**  
**de Lacaune et nature pétrographique**  
**des statues-menhirs et menhirs**  
**découverts entre Lacaune**  
**et Murat-sur-Vèbre**

- △ statue-menhir
- menhir
- +++ granite, affleurement et monuments
- ▨ gneiss, idem
- ⤵ diorite, idem
- ⋯ : metabasinite, idem
- ▨ grès permien, idem

sépulcral à proximité (prospection C. Servelle et C. Cambe) est un élément nouveau qui relance cette problématique.

● **Les sépultures : dolmens et grottes sépulcrales.** Ces sites ont fait l'objet de fouilles et de publications scientifiques par J. Lautier (1981). Les deux dolmens identifiés avec certitude se situent de part et d'autre de la vallée de la Vèbre, à un kilomètre environ en aval de Murat-sur-Vèbre. Un troisième monument existerait à la limite du Tarn et de l'Hérault, près du col de la Frajure. Ces monuments appartiennent à la catégorie des dolmens simples. La chambre sépulcrale est compartimentée. Le tumulus, fortement arasé, a un diamètre de l'ordre de quelques mètres. La table de couverture et les montants de chacun des monuments ont été prélevés aux bancs de gneiss des environs qui constituent des gîtes de dalles de choix. L'acidité du sol est responsable de la destruction totale des vestiges osseux. Il est donc impossible de connaître le nombre de corps humains déposés à l'intérieur des chambres funéraires. Le dolmen de Lagarde a livré une multitude de minuscules perles façonnées dans la stéatite, selon les fouilleurs. Le mobilier du dolmen de Castelsec comprend notamment treize pointes de flèches pédonculées du type « en sain » (chaille ou silex), typiques de la culture des Treilles, et quatre perles cylindriques à renflement médian en grès.

Certains corps étaient déposés dans des cavités naturelles exiguës, creusées dans les calcaires cambriens des monts de Lacaune. Tel est le cas de l'ossuaire de l'aven Mauray (près de Gijounet). Un petit nombre d'individus furent placés dans deux coffres rudimentaires. Le mobilier funéraire est constitué de pendeloques (dent d'ours et valve de *Cardium* et quelques perles cylindriques à renflement médian). La pointe de flèche pédonculée en silex, découverte fichée dans une vertèbre humaine, témoigne de la violence qui régissait parfois les relations entre les humains au troisième millénaire avant notre ère.

● **Les manifestations de l'art et de croyances religieuses complexes : menhirs et statues-menhirs.** La plus forte concentration de monuments se situe entre Lacaune et Murat-sur-Vèbre (fig. 22), notamment dans la dépression de Laucate, aux alentours de la Bessière, dans la vallée de la Vèbre et ses abords. La zone de contact entre la zone axiale et les terrains paléozoïques des monts de Lacaune, au Sud d'Espérausses et de Berlats, a livré un petit nombre de monuments. Deux statues-menhirs sont connues de longue date dans la haute vallée de l'Agout (Espinouse). Enfin, quelques menhirs isolés existent dans la zone axiale (cf. carte).

Jusqu'à présent, aucun monument de la feuille Lacaune n'a été découvert associé à son contexte archéologique d'origine. Il y a plusieurs raisons à cela : le caractère fortuit des découvertes et la réutilisation des dalles au cours des temps historiques, la rareté des fouilles, enfin leur situation à l'écart des sites sépulcraux et des habitats. Bien qu'appartenant à la catégorie des monuments mégalithiques formés d'un seul bloc, la statue-menhir se distingue du menhir par la présence d'une sculpture en ronde-bosse ou en bas-relief, représentant un être

humain ou une divinité. La gravure peut intervenir dans des proportions variables. Il est hasardeux d'assigner à leur localisation géographique une signification précise du fait des circonstances des découvertes. On constate que quelques monuments ont été trouvés à la périphérie ou dans la vaste plaine de Laucate. L'association de monuments à d'autres dépressions tourbeuses ou à des replats n'est pas établie avec certitude (statue-menhir de Tribi, près de Naujac). Elles ont été considérées par certains comme des déesses tutélaires ou des divinités protectrices. À l'aide d'arguments stylistiques on s'accorde généralement à les dater du Néolithique final ou du Chalcolithique. Ces monuments ont été l'objet de maints inventaires descriptifs, accompagnés des interprétations les plus diverses depuis les remarquables travaux publiés à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle et au début du XX<sup>e</sup> siècle par l'abbé Hermet (1898). Les statues-menhirs découvertes ces dernières décennies ont été étudiées pour la plupart par J. Lautier (1981). Selon J. Arnal (1985), les monuments implantés sur le territoire de la feuille se répartissent en deux groupes selon l'origine des groupes humains qui les auraient façonnés : type rodézien et type saint-poncien.

Parmi les motifs anatomiques, seuls les seins permettent de distinguer les statues-menhirs féminines des masculines. Les autres motifs anatomiques fréquemment représentés sur les statues-menhirs du groupe rouergat sont le visage, comprenant le nez et les yeux, la bouche étant toujours absente, la chevelure, les bras et les mains, les omoplates, les jambes et les pieds. Les attributs complémentaires diversement associés sont les tatouages, la ceinture ornée de chevrons et munie d'une boucle, la hache, l'arc et les flèches, la crosse, les colliers et la pendeloque, le baudrier. Il convient de réserver une place particulière à «l'objet», identifié à des objets réels ou votifs en bois de cerf, os ou jayet recueillis dans les grottes du Languedoc ou des Grands-Causse. Il fût nommé tour à tour : corne, étui pénien, poignard, pendeloque, pendeloque-poignard, etc. L'énigme n'est pas encore résolue mais la présence de «l'objet» confère à la statue-menhir un caractère masculin. Les statues-menhirs masculines dominent en nombre. Rares sont les monuments qui ont subi des transformations notables, le changement de sexe étant le cas le plus spectaculaire. Celle de Malvielle, près de Moulin-Mage, dans un premier temps masculine, fut féminisée. Celle des Arribats a changé plusieurs fois de sexe.

La détermination précise de la nature pétrographique de chacun des monuments a permis de rectifier certaines appellations erronées (recherches C. Servelle). Le granite est le matériau le plus utilisé. Le faciès de bordure du granite du Montalet, qui possède une texture mylonitique à l'origine du débit en dalles régulières, constitue les grands monuments de la plaine de Laucate. Un gîte de dalles de ce granite exploité par les hommes préhistoriques a été récemment découvert par C. Servelle, au pied du versant nord du Montalet. Quelques dalles abandonnées après épannelage voisinent avec des marteaux et des percuteurs de granite ou de quartz. Les dalles de gneiss œillé (gneiss de Murat, gneiss du Somail) ont surtout servi autour de Murat-sur-Vèbre, bien que dans ce secteur géographique on y remar-

que la présence de quelques monuments en granite. L'exploitation des potentialités locales est flagrante aussi dans le cas de la statue-menhir de la Bessière, façonnée dans une dalle de metabasite. Les dalles en diorite sombre, à grain fin à moyen, issues très probablement du versant nord du Montalet, ont été dressées dans la partie nord de la plaine de Laucate (Rieuviel). Un seul faciès a été sélectionné. Deux autres dalles en diorite ont subi un transport plus important puisqu'elles furent découvertes à proximité de Cantoul (un menhir et la statue-menhir de Combeynard). Les dalles qui ont été déplacées sur les plus longues distances et dressées dans les monts de Lacaune, sont assurément celles en grès et poudingues permien : statues-menhirs de Granisse, de Haute-Vergne, de Frescati, de Malvielle et de Paillemalbiau. L'origine précise de ces dalles pourrait être déterminée dans l'avenir par des prospections appropriées (recherches C. Serval en cours). Le transport vers le Sud, jusqu'au pied du Montalet, de dalles de couleur rouge a pour pendant le mouvement vers le Nord des dalles de diorites sélectionnées. La signification de ces phénomènes nous échappe. Cependant, des préoccupations strictement utilitaires et techniques ne peuvent être invoquées. Des motivations religieuses ou sociales sont plus probables.

L'examen des stigmates visibles à la surface des monuments permet de reconstituer les étapes du façonnage des dalles de pierre selon la nature de la roche. Sur les dalles de granite, un épannelage sous la forme de grands enlèvements obtenus par de violentes percussions latérales précédait le martelage régulier des bords et des faces principales. Sur certaines statues-menhirs, les motifs ont été réalisés à l'aide d'instruments pourvus d'une extrémité effilée (pics). Ces traces particulièrement visibles sur les monuments en grès permien et avec moins de netteté sur ceux en diorite sombre, résultent d'un travail rythmé.

### **Art rupestre et énigmatiques lieux de culte**

Les gravures rupestres sont principalement réparties sur l'interfluve qui sépare la vallée de l'Agout de celle de la Vèbre. Sur quelques blocs de granite et de gneiss sont représentés des symboles solaires, des cruciformes et des personnages stylisés. Il s'agit des sites du Rec del Bosc et de la Serre, au Sud du barrage de Lauzas, étudiés par R. Guiraud et J. Giry (1972). Les figures gravées ont été obtenues par piquetage des surfaces planes de la roche.

L'ensemble du puech de la Pézille, au Sud du pic de Concord, comprend presque exclusivement des cupules ou petites cuvettes circulaires et des bassins creusés intentionnellement à la surface des blocs de granite (Azémar, 1987). Les vestiges préhistoriques découverts à proximité témoignent indiscutablement d'une fréquentation des lieux par l'homme dès la fin du Néolithique. Les cupules étaient peut-être réservées au culte des eaux ou à des sacrifices.

L'incertitude demeure quant à l'âge des gravures rupestres. Si certains éléments peuvent remonter au troisième millénaire avant notre ère, d'autres appartiennent à des époques nettement plus proches. Tel est le cas de l'écriture malhabile du Rec del Bosc. Leur signification est également très discutée.

### **La transformation irréversible de l'environnement : périodes proto-historique, gallo-romaine et médiévale**

La découverte de vestiges protohistoriques (âge du bronze et âge du fer) est un événement rarissime dans les monts de Lacaune et dans l'Espinouse. À la veille de la conquête romaine, l'espace géographique correspondant au territoire de la feuille Lacaune est partagé par plusieurs peuples gaulois, principalement par les Rutènes, mais aussi par les Volques Tectosages dans la partie ouest et les Volques Arécomiques dans la partie sud-est. Une monnaie émise par ces derniers proviendrait de Nages.

La région de Murat-sur-Vèbre, entre la Bessière et Plos, a livré d'abondants vestiges archéologiques significatifs car les terroirs diversifiés des serres et des collines étaient particulièrement propices à la pratique de l'agriculture. Une dizaine de sites à amphores républicaines témoignent de l'importance économique du commerce du vin importé d'Italie ou de Narbonnaise, au premier siècle avant notre ère. Le principal chemin antique qui assurait la liaison entre le plateau de Murat-sur-Vèbre et le bas-pays languedocien, porte encore par endroits les ornières creusées dans la roche par les charrois. Aménagé par la suite en voie romaine, il permettait de se rendre de Béziers à Cahors par l'Espinouse en passant au pied de l'oppidum du Plo des Brus (feuille Bédarieux) puis près des localités de Murat, Barre, Rocécésière, etc.

La paix romaine, installée au premier siècle de notre ère, favorise la diffusion de la céramique sigillée et des tuiles à rebords, vestiges qui caractérisent une vingtaine de sites ruraux. Les marques de potiers recensées appartiennent aux productions de la Graufesenque et de Montans. L'emplacement de deux sanctuaires a été localisé, dont un au sommet du mont Gos.

Quelques sites ont livré des scories de fer associées à des débris d'amphores. Les gîtes de fer abondent aux alentours de Lacaune. Cependant, il serait prématuré d'affirmer que les filons minéralisés en fer (hématite) ont été exploités par les Romains. Par contre, l'exploitation du fer, en tranchées ou en mines, est attestée à l'époque médiévale par les documents d'archives du XIV<sup>e</sup> et XV<sup>e</sup> siècle (Cordier, 1882-1883 ; Portal, 1904 ; Allengrin, 1973). Une ancienne mine de fer particulièrement bien conservée a été récemment identifiée et explorée. Il s'agit certainement de l'une des mines citée dans les documents du XV<sup>e</sup> siècle, en l'occurrence le Luminier (recherches C. Servelle et C. Cambe).

### SITES CLASSIQUES, SITES CLASSÉS, ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires et des itinéraires géologiques dans les ouvrages suivants :

- Massif central, Livret-guide des excursions 10A et 11A : 26<sup>e</sup> congrès géol. intern., Paris, par A. Autran et J.M. Peterlongo (1980) ;
- Géologie dans le parc naturel régional du Haut-Languedoc. Cahiers du Rieumontagné, n<sup>o</sup> suppl. (École nation. sup. mines Paris, Centre de recherche du patrimoine Rieumontagné), 100 p., par M. Demange (1984) ;
- Étude géologique du massif de l'Agout, Montagne noire, par M. Demange (1982).

### BIBLIOGRAPHIE

- ALABOUVETTE B., DEMANGE M. (1993). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Pons (1013). Orléans : BRGM, 123 p. Carte géologique par B. Alabouvette, M. Demange et coll. (1993).
- ALLENGRIN P. (1973). — Contribution d'un rotulaire (Jean Malacat, 1420-1427) à la connaissance des mines de fer de Lacaune au xv<sup>e</sup> siècle. *Bull. Soc. sci., arts et belles lettres Tarn*, n<sup>o</sup> XXXII, n. sér., p. 717-731.
- ALSAC C. (1991). — Étude pétrographique des roches volcaniques du mont Merdelou (monts de l'Est de Lacaune). Rapp. BRGM, 91GEO PHG 062.
- ARTHAUD F. (1970). — Étude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse État, univ. sci. et techn. Languedoc (Montpellier), 175 p.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1975). — Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- AZÉMAR R. (1987). — Le site à cupules de la Pézille (commune de Cambon). *Bull. Soc. archéol. et hist. hauts cantons Hérault*, n<sup>o</sup> 10, p. 7-28.
- BARD J.P., LOUEYIT J. (1978). — Sur l'origine des gneiss œillés de l'Espinouse dans la zone axiale de la Montagne noire (Massif central). Conséquences tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XX, n<sup>o</sup> 5, p. 751-772.
- BAULIG H. (1928). — Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne. Étude morphologique. Paris : Armand-Colin édit., 591 p., 11 pl.
- BEAUD F. (1981). — Étude pétrostructurale de la bordure sud des orthogneiss du pic de Nore (Ouest de la Montagne noire). D.E.A., univ. sci. et techn. Languedoc (Montpellier), 29 p.

- BEAUD F. (1985). — Étude structurale de la zone axiale orientale de la Montagne noire (Sud du Massif central français). Détermination des mécanismes de déformation. Relation avec les nappes du versant sud. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier 191 p.
- BERGER G.M., BOYER F., DEBAT P., DEMANGE M., FREYDET P., MARCHAL J.P., MAZÉAS H., VAUTRELLE C. (1993). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Carcassonne (1037). Orléans : BRGM, 78 p. Carte géologique par G.M. Berger *et al.* (1993).
- BERGERON J. (1889). — Étude géologique du massif ancien situé au Sud du « Plateau central » (thèse, Paris). *Ann. sci. géol.*, t. XXII, 362 p., 1 carte à 1/320 000.
- BERGERON J. (1905). — Sur la tectonique de la région située au Nord de la Montagne noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 111, p. 466-467.
- BOGDANOFF S., DONNOT M., ELLENBERGER F. (1984). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bédarieux (988). Orléans : BRGM, 105 p. Carte géologique par S. Bogdanoff, M. Donnot (coords) (1982).
- BOISSE A. (1870). — Esquisse géologique du département de l'Aveyron. 1 vol., 409 p.
- BRUN J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. (1994). — Extensional gneiss domes and detachment fault structure and kinematics. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 165, n<sup>o</sup> 6, p. 519-530.
- BRUNEL M. (1972). — Étude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique préhercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire : versant nord de la Montagne noire (Massif central français). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier.
- BRUNEL M. (1974). — La phase hercynienne majeure dans le versant nord de la Montagne noire (Est des monts de Lacaune, Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 278, sér. D., p. 991-994.
- CARPENA J. (1980). — Âges plateaux par la méthode des traces de fission dans la Montagne noire (Massif central) : leur place dans l'histoire géologique du Languedoc. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier.
- CENTÈNE A. (1977). — Données nouvelles biostratigraphiques (conodontes) sur le Silurien des monts de Lacaune (Montagne noire, France). 5<sup>e</sup> réun. ann. sci. Terre, Rennes, p. 140.
- CORDIER L. (1882-1883). — Rapport sur les mines de fer des environs de Lacaune. *Revue du Tarn*, t. 4, p. 152-157.
- CORPEL J., DEBÉGLIA-MARCHAND N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987). — Apport de la gravimétrie à la cartographie géologique et structurale de l'Albigeois. *Rapp. BRGM*, 87 DT 015 GPH.
- COSTA S. (1990). — De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 Ma d'histoire varisque dans le Massif central : une étude géochronologique par la méthode <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar. Thèse doct. univ. sci. et techn. Languedoc (Montpellier), 441 p.
- DEBAT P. (1974). — Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne noire occidentale. Thèse État, univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 468 p., 2 cartes h.t.

- DEBAT P., MOULINE M.P., FÉRAUD J., COSSON J. (1979). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mazamet (1012). Orléans: BRGM, 50 p. Carte géologique par P. Debat, M.P. Mouline (1979).
- DEBERTRAND T. (1983). — Étude stratigraphique, pétrographique et structurale des écaillés cambriennes du dôme de Viane, de Brassac au col de la Bassine (Tarn). Rapp. option sci. Terre, École nat. sup. mines, Paris, 49 p., 3 pl. h.t.
- DEMANGE M. (1975). — Style pennique de la zone axiale de la Montagne noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif central). *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., n° 2, p. 91-139, 20 fig., 2 tabl., 5 pl. photo, 2 pl. h.t.
- DEMANGE M. (1980a). — Caractère allochimique des migmatites à cordiérite du massif de l'Agout (Montagne noire, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 291, p. 367-370.
- DEMANGE M. (1980b). — Le métamorphisme mésozonal du flanc nord du Massif de l'Agout (Montagne noire). Évolution plurifaciale. *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. I, n° 4, p. 279-291, 19 fig., 1 tabl. annexe.
- DEMANGE M. (1982). — Étude géologique du massif de l'Agout (Montagne noire, France). Thèse État, univ. Pierre-et-Marie-Curie (Paris), 2 vol., 1055 p., 1 carte h.t.
- DEMANGE M. (1985). — The eclogite-facies rocks of the Montagne Noire, France. *Chemical Geology*, 50, p. 173-188.
- DEMANGE M. (1993). — Que signifie la faille des monts de Lacaune (Montagne noire, France)? Implications quant au problème de la patrie des nappes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 317, sér. II, p. 411-418.
- DEMANGE M. (1994). — Antevariscan evolution of the Montagne Noire (France) : from a passive margin to a foreland basin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 318, sér. II, p. 921-933.
- DEMANGE M., FRIGNET B. (1977). — Les roches basiques de l'Ayrole (commune de Fraïsse-sur-Agout, Hérault), massif de l'Agout, Montagne noire. Étude chimique. *Bull. minéral.*, 100, p. 114-122.
- DEMANGE M., GATTONI L. (1976). — Le métamorphisme progressif des formations d'origine pélitique du flanc sud du massif de l'Agout (Montagne noire, France). 1<sup>re</sup> partie : isogrades et faciès; 2<sup>eme</sup> partie : variations de la composition chimique des minéraux. *Bull. minéral.*, 101, p. 334-355.
- DEMANGE M., HERRERA-URBINA S. (1989). — Relations entre la zone axiale et les nappes de la Montagne noire (Massif central français) : l'exemple des écaillages de la région de Saint-Gervais-sur-Miare. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, sér. II, p. 1737-1742.
- DEMANGE M., JAMET P. (1985). — Le stade majeur du métamorphisme est de type moyenne pression sur le flanc sud de la Montagne noire dans la région de Labastide-Rouairoux (Tarn, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, sér. II, n° 9, p. 603-606.

- DEMANGE M., JAMET P. (1986). — L'accident majeur Mazamet—Tantajo (Montagne noire) : décrochement tardi-hercynien et faille inverse pyrénéenne. *Géologie de la France*, n° 3, p. 273-280, 2 fig.
- DEMANGE M., LÉGER M. (1980). — Présence d'éclogites en Cabardès. Un nouveau témoin de métamorphisme de haute à moyenne pression sur le flanc sud de la zone axiale de la Montagne noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 291, p. 577-599.
- DEMAY A. (1931). — Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne anté-stéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. *Bull. Soc. géol., Fr.*, 5, (1), p. 663-696.
- DONNOT M., GUÉRANGÉ B. (1978). — Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault), versant nord de la Montagne noire. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., n° 4, p. 333-363, 2 pl. h.t.
- DONNOT M., LEFAVRAIS A., LABLANCHE G., GRÉBER C., ROUCHY J.M., PRIAN J.P. (1990). — Carte géol. France (1/50 000), feuille Camarès (961). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Guérangé-Lozes, B. Guérangé et coll. (1991), 84 p.
- DUCROT J., LANCELOT J.R., REILLE J.L. (1979). — Datation en Montagne noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXI, n° 4, p. 501-505.
- ECHTLER H., MALAVIEILLE J. (1990). — Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central). *Tectonophysic*, 177, p. 125-138.
- FAUCONNIER D. (1991). — Étude palynologique de 31 échantillons provenant de la feuille à 1/50 000 Lacaune. Rapp. BRGM, 91 GEO CSG 037.
- FAURE M., COTTEREAU N. (1988). — Données cinématiques sur la mise en place du dôme migmatique carbonifère moyen de la zone axiale de la Montagne noire (Massif central, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, II, p. 1787-1794.
- FOURNIER-VINAS C., DONNOT M. (1977). — Présence d'acritarches dans l'Ordovicien inférieur et le Cambrien des monts de l'Est de Lacaune (Aveyron), versant nord de la Montagne noire. *Bull. BRGM* (2), n° 2, p. 121-129.
- GEBAUER D. (1974). — Summary of unpublished isotope data from Montagne Noire obtained by D. Gebauer and M. Grünenfelder. Rapp. int. lab. for isotope geochemistry and mass spectrometry, Zürich, Switzerland, 17 p.
- GEBAUER D., GRÜNENFELDER M. (1976). — U/Pb zircon and Rb/Sr whole rock datind of low grade metasediments. Example : Montagne Noire (southern France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, p. 13-32.

- GEBAUER D., GRÜNENFELDER M. (1982). — Geological development of the Hercynian belt of Europe based in age and origine of high grade and high pressure mafic and ultramafic rocks. First intern. conf. on geochronology, cosmochronology, isotope geology. (Nikko, Japan), p. 111-112.
- GÈZE B. (1949). — Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n. sér. t. XXIX, (62), 215 p.
- GRANO B. (1979). — Contribution à la connaissance hydrogéologique des massifs cristallins. Application au massif granitique du Sidobre et à la zone axiale de la Montagne noire. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier.
- GUÉRANGÉ B., LOZES J., COSSON J. (1981). — Étude du sondage Lacaune 1. *Rapp. BRGM*, 81 SGN 357 MPY.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987). — Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations (thèse État, univ. Paul-Sabatier, Toulouse). *Documents BRGM*, n° 135.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1989). — Étude de l'environnement de la source thermale de Lacaune, Tarn (Saint-Michel). *Rapp. BRGM*, 89 SGN 289 GEO, 22 p.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., BURG J.P. (1990). — Les nappes varisques du Sud-Ouest du Massif central (cartes géologiques et structurales à 1/250 000 Montpellier et Aurillac). *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 78-106, 7 fig., 4 tabl., 3 carte h.t.
- GUIRAUD R., GIRY J. (1972). — Nouvelles gravures rupestres aux confins de l'Hérault et du Tarn. *Cahier ligure de la Préhistoire et d'Archéologie*, t. 21, p. 89-95, 6 fig.
- HAMET J. (1975). — Étude systématique par la méthode  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  des processus orogéniques. Exemple de la Montagne noire. Thèse État, univ. Paris VI-VII, 248 p.
- HERMET H. (1898). — Statues-menhirs de l'Aveyron et du Tarn. *Bull. archéologique*, p. 500-536.
- LANDES P. (1980). — Étude stratigraphique, pétrographique et structurale des écaïlles cambriennes entre la vallée du Gijou et la zone axiale de la Montagne noire. *Rapport opt. sci. Terre*, École nat. sup. mines, Paris, 38 p., 4 pl. h.t.
- LAUTIER J. (1981). — Les mégalithes du département du Tarn. *Mémoire de la Fédération tarnaise de spéléo-archéologie*, 100 p.
- LENÔTRE N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1989). — Mouvements verticaux actuels dans l'Albigeois cristallin (Tarn, Aveyron, France) : corrélations entre les données de nivellements et les données géologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris 308, (2), p. 1105-1113.
- MALUSKI H., COSTA S., MONIÉ P. (1989). — Variscan uplift of the southern French Massif Central : a  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  dating of the metamorphism in the Montagne Noire. *Terra*, abstract, 1, p. 263.
- MALUSKI H., MONIÉ P. (1988). —  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogneiss (Pinet, Massif Central, France). *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*, 73, p. 245-263.

- MERGOIL-DANIEL J. (1970). — Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif central français. *Ann. fac. sci., univ. Clermont-Ferrand*, n° 42, 304 p., 7 pl.
- MIQUEL J. (1895). — Note sur la géologie du département de l'Hérault. Essai de stratigraphie générale. *Bull. Soc. ét. sci. nat. Béziers*, vol. XVIII, p. 5-28, 2 pl.
- PIERROT R., PICOT P., FORTUNÉ J.P., TOLLON F. (1976). — Inventaire minéralogique de la France. N° 6 : Tarn. Orléans : BRGM.
- PORTAL O. (1904). — Une mine de fer des environs de Lacaune (Tarn) au XV<sup>e</sup> siècle. *Bulletin historique et philologique du Comité de travaux historiques et scientifiques*, p. 445-472, 1 fig.
- PRIAN J.P. (1980). — Les porphyrites cambriennes du versant septentrional de la Montagne noire, au sud du bassin permien de Camarès (Aveyron). Thèse Univ., Paris VI, 407 p.
- RECORD J., VATINEL J.L. (1987). — Préhistoire du canton de Murat-sur-Vèbre. *Archéologie tarnaise*, t. 4, p. 5-34.
- ROLET J. (1973). — Contribution à l'étude géologique des monts de l'Est de Lacaune, autochtone du Mendic et écaille de Marcou (Montagne noire, France). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris-Sud (Orsay), 101 p.
- ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, Paris, 527 p.
- ROQUES M., VACHETTE M. (1970). — Âges au strontium sur roches totales des migmatites de la zone axiale de la Montagne noire et du massif de granite du Mendic (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 270, p. 275-278.
- ROUVILLE P.G. (de) (1876). — Introduction à la disposition géologique du département de l'Hérault. Montpellier : Boehm et fils édit., 222 p., 1 carte à 1/560 000, 10 pl.
- ROUVILLE P.G. (de) (1896). — Tableau des terrains qui composent le sol de l'Hérault. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., t. XXIV, p. 250-254.
- SCHUILING R.D. (1960). — Le dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault). *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, n. sér., t. XXIX, (91), 59 p.
- SOULÉ J.C. (1980). — État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département du Tarn. *Rapp. BRGM*, 80 SGN 058 MPY, 29 p., 9 pl.
- THORAL M. (1935). — Contribution à l'étude géologique des monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne noire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, (192), t. 38, p. 319-637.
- THORAL M. (1951). — Notice de la carte géologique à 1/80 000, feuille de Carcassonne. Paris : Serv. Carte géol. Fr.
- VACHETTE M. (1967). — Étude géochronologique de la Montagne noire dans le Massif central français. *Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand*, n° 36, fasc. 16, p. 31-76.
- VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.P. (1991-92). — Structure and evolution of late Variscan extensional gneiss dome (Montagne noire, southern Massif Central, France). *Geodynamica Acta*, 5, p. 85-99.

**Carte géologique de la France à 1/80 000**

Feuille *Castres* (231), 2<sup>e</sup> édition (1954), par B. Gèze, J. Mattei *et al.*

Feuille *Bédarieux* (232), 1<sup>re</sup> édition (1900), par C. Depéret, J. Bergeron, R. Nicklès; 2<sup>e</sup> édition (1938), A. Michel-Levy, M. Thorat, J. Blayac *et al.*; 3<sup>e</sup> édition (1971), par B. Gèze, F. Ellenberger, M. Mattauer, F. Proust et le service d'étude des sols de la Compagnie nationale d'aménagement de la région du Bas-Rhône et du Languedoc.

Feuille *Carcassonne* (243), 1<sup>re</sup> édition (1901), par J. Bergeron, G. Vasseur, M. Bresson; 2<sup>e</sup> édition (1951), par M. Thorat, C. Jacob, A.F. de Lapparent *et al.*

**Carte géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales à 1/200 000**, par B. Gèze.

**Carte géologique à 1/320 000**, feuille *Toulouse* (1962) par M. Casteras.

**Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000**, Feuille *Marseille*, coordination J. Méloux (1980).

**Carte de la végétation de France à 1/200 000**, feuille *Carcassonne* par H. Gaussens, avec la collaboration de G. Cabaussel, G. Dupias, L. Mestre (1964).

**Carte phyto-sociologique de la région Midi-Pyrénées** par R. Delorme (1970).

*DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

Le musée de Rieumontagné, installé au bord du lac de Lauzas (commune de Nages) à la demande du parc naturel régional du Haut-Languedoc, présente la géologie régionale de la Montagne noire. On y trouve aussi une bibliothèque géologique ainsi que la carte à 1/25 000 à partir de laquelle la présente carte a été dessinée. On visitera aussi avec profit le musée archéologique de Saint-Pons.

La banque des 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 au service géologique régional Midi-Pyrénées, 9, rue Paulin-Talabot, BP 132, 31106 Toulouse Cedex ou au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS

M. DEMANGE, ingénieur de recherche à l'École nationale supérieure des mines de Paris : description des terrains de la zone axiale et du dôme de Viane (Précambrien—Cambrien inférieur) ; évolution tectonique et métamorphique de ces deux régions ; description des formations superficielles ; géomorphologie ; occupation du sol.

J. GUÉRANGÉ-LOZES, B. GUÉRANGÉ, ingénieurs géologues au BRGM : description des terrains des monts de Lacaune (Cambrien moyen à Ordovicien) ; paléogéographie et évolution tectono-métamorphiques des monts de Lacaune (hors dôme de Viane) et de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

Avec la collaboration de

- J.G. ASTRUC (BRGM) : hydrogéologie ;
- M. MALDINIER, ingénieur en chef du Génie rural des Eaux et Forêts : source thermominérale de Lacaune ;
- J.L. TEISSIER (BRGM) : eaux thermominérales de Rieumajou ;
- J. GALHARAGUE (BRGM) : substances utiles, carrières ;
- A.G. MICHARD (†) (BRGM) : gîtes et indices minéraux ;
- C. SERVELLE, ingénieur à la circonscription des Antiquités préhistoriques du Midi-Pyrénées : archéologie.

Présentation au CCGF : 10 juin 1992.

Acceptation de la carte et de la notice : 17 mars 1994.

Impression de la carte : 1996.

Impression de la notice : décembre 1995.

**ANNEXES**

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	71,04	69,01	71,81	75,33
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,49	0,37	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,34	14,87	14,20	12,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,01	3,70	2,53	1,90
MnO	0,04	0,04	0,04	0,02
MgO	0,81	1,05	0,72	0,23
CaO	0,88	0,97	0,83	0,41
Na <sub>2</sub> O	3,00	2,89	2,95	2,57
K <sub>2</sub> O	4,68	4,83	4,84	4,88

**Tableau I - Analyses chimiques de gneiss du Somail—Nore**

1 - moyenne de 38 analyses de gneiss œillés. 2 - moyenne de 8 analyses de gneiss œillés provenant des nappes du Concord et de Nages. 3 - moyenne de 6 analyses de gneiss du Larn provenant du synclinorium du col de Fontfroide. 4 - moyenne de 14 analyses de gneiss de Murat.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	49,38	50,60	58,71	69,71	73,21	72,78	69,00	74,73
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,99	1,15	0,21	0,10	0,22	0,52	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,50	16,40	18,36	15,92	14,52	14,24	15,22	14,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9,76	10,69	6,23	3,30	1,95	1,74	4,23	1,09
MnO	0,16	0,19	0,08	0,08	0,03	0,02	0,05	0,04
MgO	17,35	6,56	2,62	0,49	0,17	0,49	1,06	0,16
CaO	7,66	7,35	4,77	2,50	1,65	0,89	1,90	1,00
Na <sub>2</sub> O	1,39	1,48	3,13	3,84	3,34	2,87	2,70	3,06
K <sub>2</sub> O	0,90	1,88	2,62	2,28	3,90	5,15	3,72	4,01

**Tableau II - Analyses chimiques de roches éruptives**

1 - gabbro cumulatif (l'Ayrole—Fraisse, moyenne de 4 analyses). 2 - gabbro quartzique (l'Ayrole—Fraisse) (liquide calco-alcalin). 3 - diorite quartzique à grenat de Cambon—Lacout (moyenne de 7 analyses). 4 - granite du Montalet, faciès sombre (moyenne de 6 analyses). 5 - granite du Montalet, faciès clair (moyennes de 7 analyses). 6 - granite de Laouzas (moyenne de 19 analyses). 7 - granite d'Anglès (moyenne de 8 analyses). 8 - granites de Secun—Combespinas ; pegmatites et aplites associées (moyenne de 12 analyses).

Désignation	Aquifère	Profondeur	Débit
Montroucoux n° 2-21	Éboulis et arène sur granite + fissures	27 m	6 m <sup>3</sup> /h
Montroucoux n° 2-22	Éboulis et arène sur granite + fissures	24 m	4 m <sup>3</sup> /h
Puech de Rascas n° 3-28	Éboulis et arène sur granite + fissures	16,5 m	4 m <sup>3</sup> /h
Lacaune n° 3-17	Calcaire et dolomie	36,5 m	2 m <sup>3</sup> /h
Thermes de Lacaune n° 3-26	Calcaire et dolomie	196 m	39,5 m <sup>3</sup> /h
Plos n° 4-34	Calcaire dolomitique	30 m	Sec
Plos n° 4-35	Limon sur dolérite	10 m	0,1 m <sup>3</sup> /h
Plos n° 4-36	Dolérite	18 m	Sec
Plos n° 4-37	Dolérite	30 m	< 1 m <sup>3</sup> /h
Plos n° 4-38	Dolérite	14 m	Sec

**Tableau III - Résultats des forages de recherche d'eau**

Nom de l'indice	x	y	Classement national	Substances	Minéraux
Boussou	627.60	157.75	9872 - 4007	Fe	Pyrite
Calmels	628.85	157.25	9872 - 4006	Fe, Zn	Pyrite, blende
Capette	622.00	151.00	9872 - 4003	Eu	Monazite à europium
Col de Sié	628.38	158.00	9872 - 4005	Fe	Pyrite, pyrrhotite
Espérausses	616.00	156.00	9871 - 4003	W	Scheelite
Espérausses	616.307	156.074	9871 - 4008	Pb, Zn, W	Galène, blende, scheelite
Faydel	625.00	158.00	9872 - 4002	Fe, Cu	Göethite, chalcopryrite
La Font-Blanche	638.80	156.70	9874 - 4001	F <sub>2</sub> Ca, Pb	Galène, fluorine
La Garrigue	626.70	156.90	9872 - 4001	Fe, Zn	Blende, pyrite, barytine, galène
La Vernède	630.60	157.65	9873 - 4002	Sb	Quartz, cuivre-gris
La Croix-de-St-Julien	616.00	149.90	9875 - 1001	Filon pegmatite	Béryl, silicate-indus., feldspath, apatite
La Ferrière-du-Teil	620.15	154.00	9871 - 4006	W	Scheelite
Le Bouissas (Oulès)	621.00	158.00	9871 - 4005	W, Sb	Scheelite, stibine
Feignalot	621.10	158.60	9871 - 4007	Sb, Pb, Ag	Stibine, sémiséite
Le Clap	616.70	150.30	9871 - 4001	Pegmatite	Béryl, silicate-indus. feldspath, apatite
Le Teil-Haut	619.25	153.60	9871 - 4002	W	Scheelite
Les Cabanes	630.00	155.00	9873 - 4001	Fe	Hématite, göethite
Métairie-Neuve	630.30	155.80	9872 - 4008	Fe	Pyrite
Peyrous	615.00	156.00	9871 - 4001	Pb, Zn	Galène, blende
Rouquie	621.90	144.20	9876 - 4001	Aplite	Silicates de métamorphisme
Verlières	622.90	159.20	9872 - 4004	Sb	Stibine, quartz

Tableau IV - Gîtes et indices minéraux



FORMATIONS SÉDIMENTAIRES POST-OROGENIQUES VARISQUES

- Formations post-stéphanien indifférenciées
- Stéphanien B et C (bassin de Graissessac)

UNITÉS STRUCTURALES DES MONTS DE LACAUNE ET DE L'ALBIGEOIS

- Albigeois
- Complexe leptyno-amphibolique de Réalmont - Najac (1 : sous couverture tertiaire)
  - Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance (1 : sous couverture tertiaire)
  - Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès (1 : sous couverture tertiaire)
- Monts de Lacaune
- IVc Murasson
  - IVb Barre - Viane
- Monts de l'Ouest de Lacaune
- la Sagne (7), la Bessière (8), Besselbes (9)
  - la Quille
  - le Thioys (5), Cuillé - le Teil (6)
  - Farayruc - Calmejanne (4)
- Monts de l'Est de Lacaune
- IVa Merdelou
  - III Brusque
  - II Mélagues
  - I Avène - Mendic
  - Unités cambriennes à "blaviérites" d'affinité Mendic en bordure de la zone axiale : Murat - Castanet (1), bois de Marc (2), Cambous (3)

UNITÉS STRUCTURALES DE LA ZONE AXIALE

- Monts de Saint-Gervais
- La Haute-Mare
- Écailles du bord nord de la zone axiale : Espérières (10), Arfon (11)
- 1 - Orthogneiss de l'unité supérieure (l'Espinouse)
- 2 - Orthogneiss de l'unité intermédiaire (Concord)
- 3 - Orthogneiss des unités profondes (Nages, Laouzas)
- 4 - Séries métasédimentaires indifférenciées

UNITÉS STRUCTURALES DU VERSANT SUD DE LA MONTAGNE NOIRE

- Nappes indifférenciées

GRANITOÏDES

- Granites post-tectoniques en massifs circonscrits : Sidobre, Faulat, Peyrebrune (1), Secun - Combespinas (2), Soulié (3), Anglès (4), Haut-Vialais, Brousse (5), les Martyrs (6), Lampy (7), Escoussens (8)
- Granite migmatitique de Laouzas
- Granite précoce du Montalet
- Granite du Mendic, orthogneiss de Montredon-Labessonnié

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

- Faïlle
- Faïlle normale
- Faïlle inverse pyrénéenne (Mazamet - Tantajo)
- Cisaillement dextre
- Base de nappe ou cisaillement tangentiel majeur (limite des grandes unités structurales) (1 : sous couverture tertiaire)
- Cisaillement secondaire (limite des sous-unités structurales)

Phases de plissement tardifs - plis droits

- Monts de Lacaune
- Axe cartographique D5
    - 1 - anticlinal
    - 2 - synclinal
  - Axe cartographique D4
    - 1 - anticlinal
    - 2 - synclinal

Zone axiale

- Phase P7 (plis 160-10 et 25-40)
  - 1 - anticlinal
  - 2 - synclinal
- Phase P6 (plis 70-80)
  - 1 - anticlinal
  - 2 - synclinal
- Phase P5 (plis 120-130)
  - 1 - anticlinal
  - 2 - synclinal
  - 3 - flexure
- Phase P4 : verticalisation du versant sud du massif de l'Agout, du massif de Nore et d'une partie des bases de nappes

Phases de plissement précoces

- Monts de Lacaune
- Axe cartographique D1 des plis couchés ou déversés
    - 1 - anticlinal
    - 2 - synclinal

Zone axiale

- Axe cartographique des plis couchés P3
  - 1 - anticlinal
  - 2 - synclinal

MÉTAMORPHISME

- Éclogite
- Disthène

SITUATION DES PRINCIPAUX GISEMENTS MINIERS

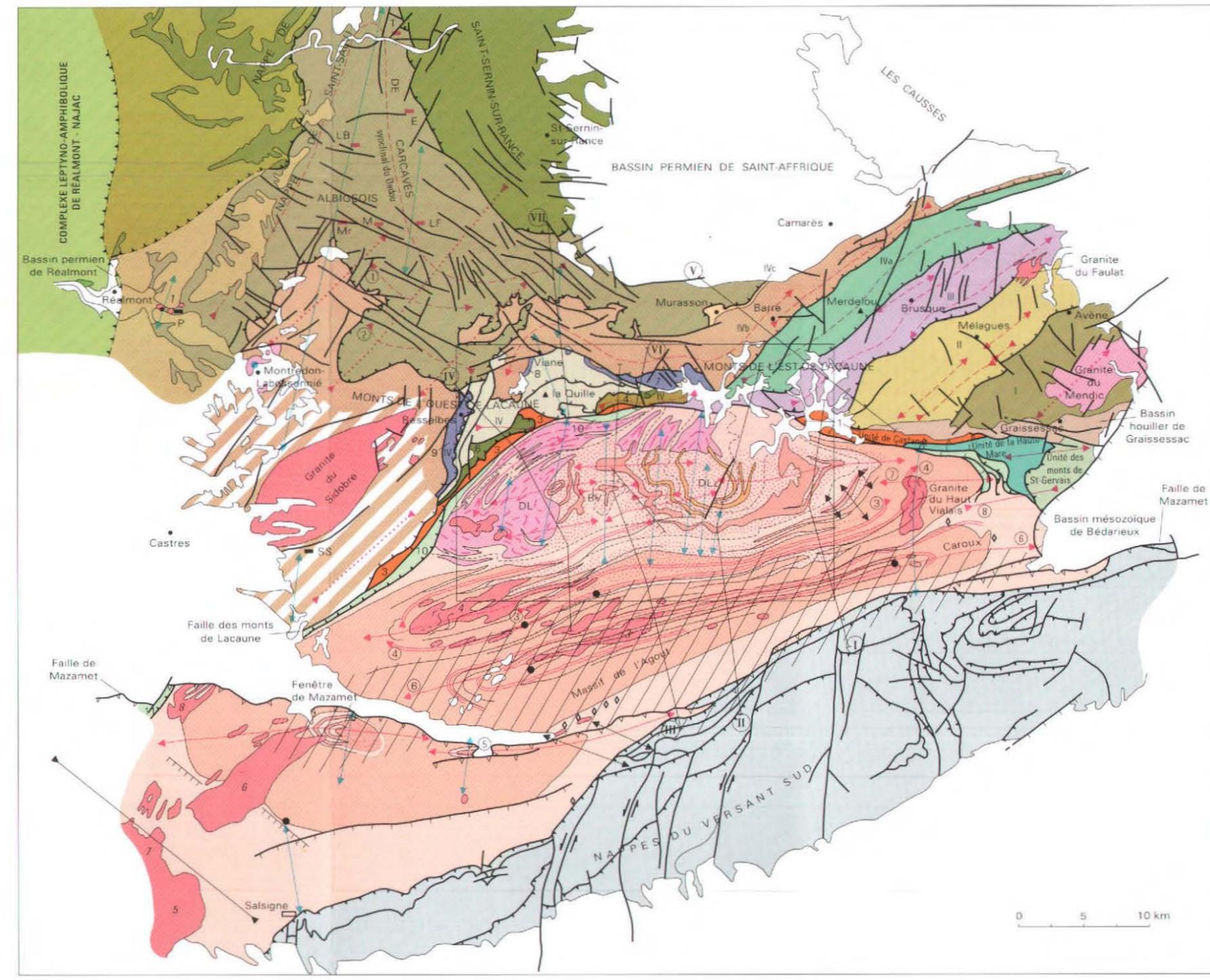
- Fluorine
- Wolfram
- Plomb, Zinc
- Or

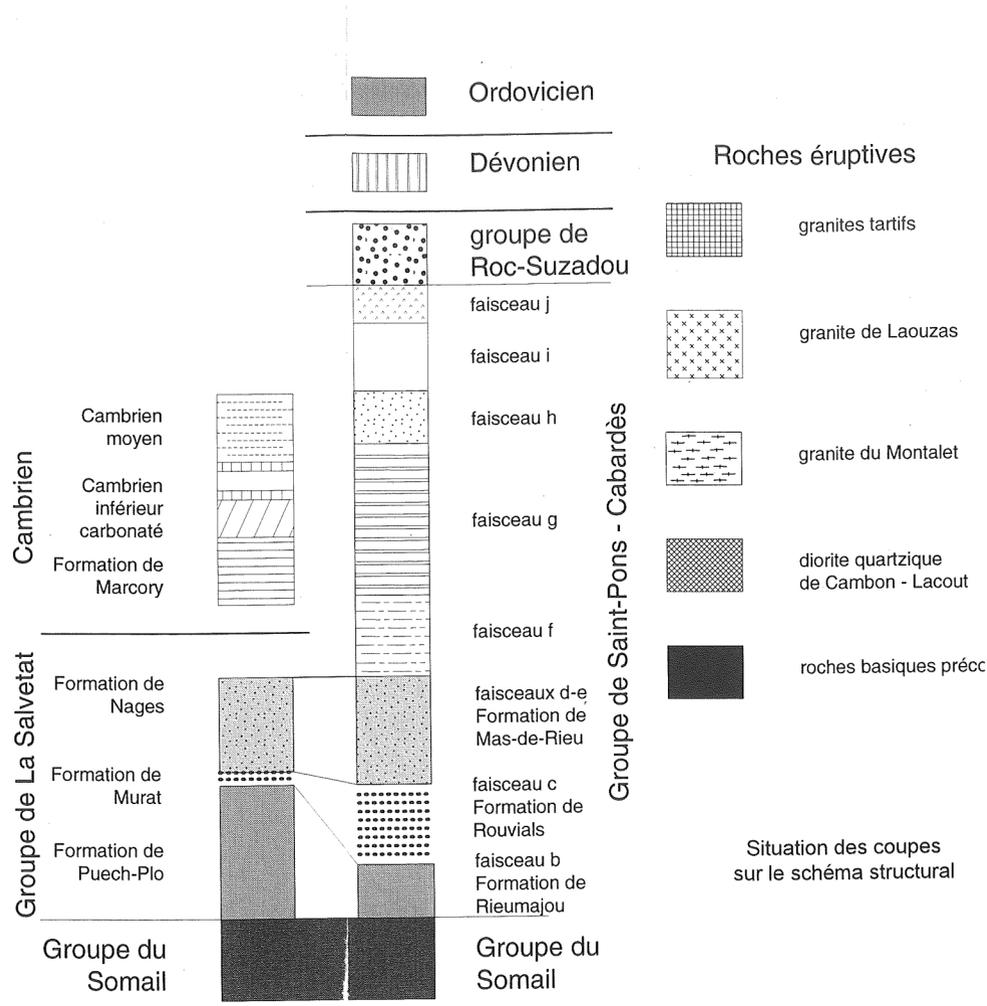
Limite de la carte Lacaune à 1/50 000

Tracé des coupes géologiques

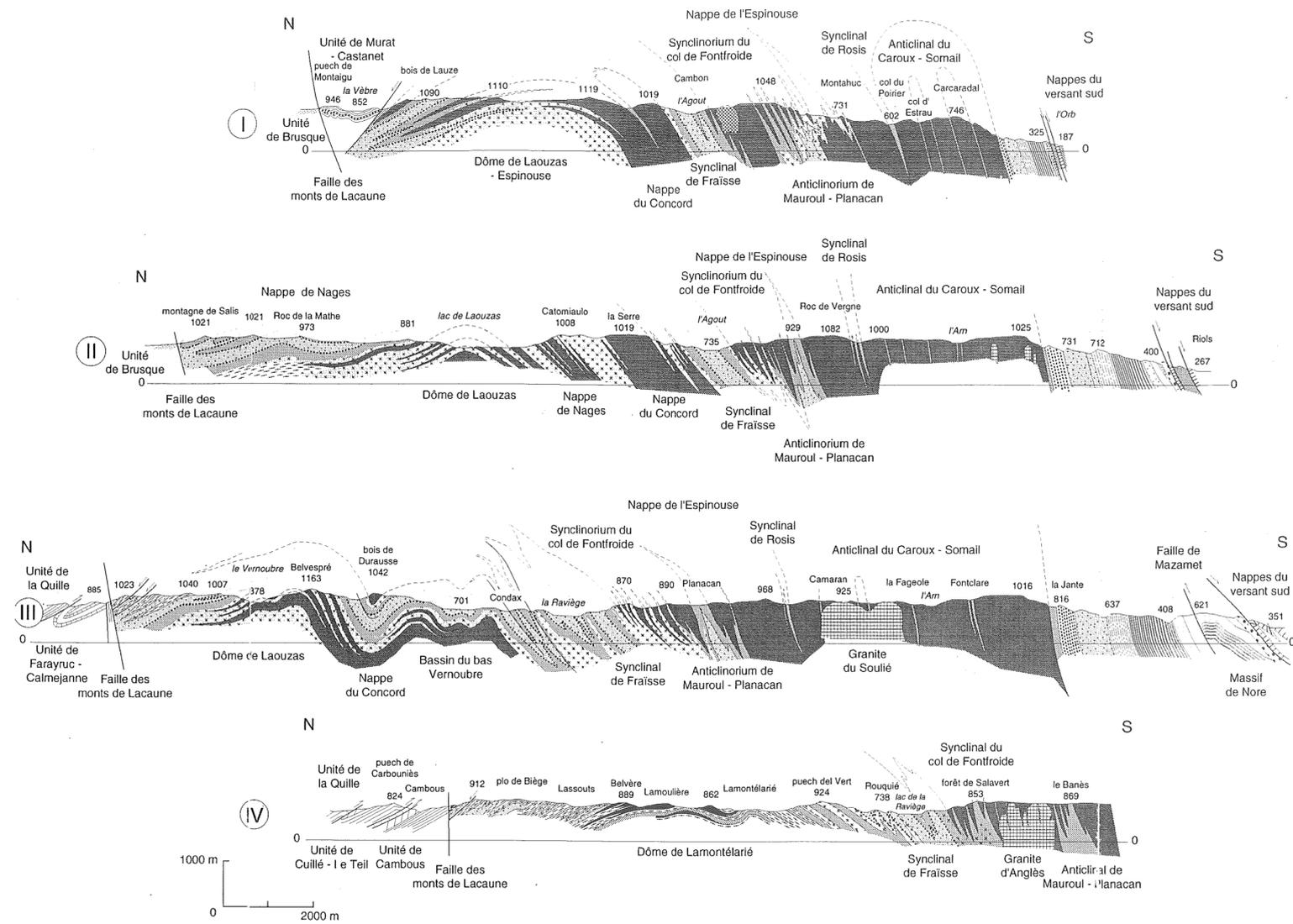
- 1 Anticlinal de la Trivale
- 2 Synclinal du Bousquet
- 3 Synclinal du col de Fontfroide
- 4 Anticlinal de Mauroul - Planacan
- 5 Anticlinal de St-Roger
- 6 Anticlinal du Caroux - Somail
- 7 Anticlinal de l'Espinouse
- 8 Synclinal de Rosis

- T Trébas
- E l'Embourgnade
- LB le Burg
- Mr Mont-Roc
- M le Moulinal
- LF le Franciman
- P Peyrebrune
- SS St-Salvy
- DL Dôme de Lamontelarié
- BV Bassin du Vernoubre
- DLz Dôme de Laouzas





Situation des coupes sur le schéma structural





## LACAUNE

La carte géologique à 1/50 000  
LACAUNE est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : CASTRES (N° 231)  
à l'est : BÉDARIEUX (N° 232)

Réalmont	St-Sernin- sur-Rance	Camarès
Castres	LACAUNE	Bédarieux
Mazamet	St-Pons	St-Chinian