

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

SAINT-SERNIN- SUR-RANCE

par

J. GUÉRANGÉ-LOZES, B. ALABOUVETTE

SAINT-SERNIN-SUR-RANCE

La carte géologique à 1/50 000
SAINT-SERNIN-SUR-RANCE
est recouverte par les coupures
suivantes de la Carte géologique
de la France à 1/80 000 :
à l'Ouest : ALBI (N° 219)
à l'Est : SAINT-AFFRIQUE (N° 220)

Carmaux	Requista	Millau
Réalmont	ST-SERNIN- SUR-RANCE	Camarès
Castres	Lacaune	Bédarieux

MINISTÈRE DE LA RECHERCHE
ET MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-SERNIN-SUR-RANCE À 1/50 000**

par

J. GUÉRANGÉ-LOZES, B. ALABOUVETTE

avec la collaboration de
**M.C. MAUGENEST, B. DEFAUT, M. HAVLICHEK, F. MARTY,
A. DAVID, C. SERVELLE**

1999

**Editions du BRGM
Service géologique national**

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

- *pour la carte* : GUÉRANGÉ-LOZES J., ALABOUVETTE B. et coll. (1999) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sernin-sur-Rance (960). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Guérangé-Lozes, B. Alabouvette et coll. (1999), 84 p.

- *pour la notice* : GUÉRANGÉ-LOZES J., ALABOUVETTE B., et coll. (1999) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), Saint-Sernin-sur-Rance (960). Orléans : BRGM, 84 p. Carte géologique par J. Guérangé-Lozes, B. Alabouvette et coll. (1999).

ISBN : 2-7159-1960-3

SOMMAIRE

Pages

RESUME - ABSTRACT

INTRODUCTION	7
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	7
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>FORMATIONS PROTÉROZOÏQUES (?) ET PALÉOZOÏQUES</i>	9
<i>FORMATIONS SECONDAIRES</i>	31
<i>FORMATIONS D'ÂGE INDÉTERMINÉ : TERTIAIRE À QUATERNAIRE</i>	33
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES</i>	33
TECTONIQUE, MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE HERCYNIENNE	36
STRUCTURE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE POST-HERCYNIENNE	53
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	57
<i>TECTONIQUE ACTUELLE</i>	57
<i>GÉOMORPHOLOGIE</i>	58
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	59
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	59
<i>VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	59
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	61
<i>CARRIÈRES</i>	62
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	63
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	66
<i>ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE</i>	66
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	71
<i>DOCUMENTATION CONSULTABLE</i>	75
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	75
AUTEURS	81
ANNEXES	
<i>GRANDES UNITÉS STRUCTURALES DU SOCLE</i>	(hors-texte)
<i>COUPES GÉOLOGIQUES (N° 1 A 5)</i>	(hors-texte)

LISTE DES FIGURES

Pages

Fig. 1 - Mouvement senestre inverse des cisaillements dans les écaïlles des monts de Lacaune et développement synchrone d'une schistosité SD2	38
Fig. 2 - Diagrammes structuraux collectifs (monts de l'Est de Lacaune, monts au Nord-Ouest de Lacaune)	40
Fig. 3 - Diagrammes structuraux collectifs (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès)	44
Fig. 4 - Discontinuités gravimétriques principales mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes ; profondeur 5 à 10 km (Corpel et al., 1987)	50
Fig. 5 - Carte isocine	56
Fig. 6-Statue-menhir du Terrai (commune de Miolles, Tarn)	68

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Déformations souples dans les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue (Guérandé-Lozes, 1987, modifié 1994)	(hors-texte)
Tabl. 2 - Essai de corrélation entre les phases tardives de plissement D4 et D5 et les déformations cassantes associées en Albigeois	(hors-texte)
Tabl. 3 - Gîtes minéraux	64

RÉSUMÉ

Dans les départements de l'Aveyron - pour l'essentiel - et du Tarn, le territoire couvert par la feuille Saint-Sernin-sur-Rance se situe dans le Sud-Ouest du Massif central, au Nord de la zone axiale de la Montagne noire. Au point de vue géologique, il se partage en deux grands ensembles, approximativement de même superficie : le socle cambro-silurien au Sud-Ouest et au Nord-Est la couverture permienne du bassin de Saint-Affrique.

Les terrains cambro-siluriens (anté-orogéniques varisques) affleurant (voir carte « Grandes unités structurales », hors-texte) appartiennent, au Sud, au domaine des monts de Lacaune, et au Nord-Ouest, à l'Albigeois cristallin (le Ségala tarnais). Ils forment, avec ceux du Rouergue, plus au Nord, une même entité géologique, impliquée dans quatre grandes unités lithostratigraphiques et structurales superposées. Du Sud au Nord on y reconnaît : le domaine des monts de Lacaune, la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance (ces trois unités sont présentes sur cette feuille) et les complexes leptyno-amphiboliques de Réalmon-Carmaux-Najac-Lévézou (feuilles voisines).

Les sédiments permien correspondent à l'extrémité occidentale du bassin de Saint-Affrique qui s'étend sur les feuilles voisines Réquista au Nord, Millau au Nord-Est et Camarès à l'Est.

Ces sédiments recouvrent en discordance les formations du Cambro-Silurien. Plus au Nord (feuille Réquista), ils succèdent aux dépôts stéphaniens de Brousse-Broquiès. Dans l'angle nord-est de la feuille, les terrains mésozoïques (Trias-Jurassique) faiblement discordants sur les terrains permien se rattachent à l'extrémité occidentale du causse du Larzac.

ABSTRACT

The area represented by the Saint-Sernin-sur-Rance 1:50,000-scale map lies to the north of the axial zone of the Montagne Noire in the southwestern Massif Central — i.e. namely in the Aveyron (predominantly) and Tarn Departments. From the geological standpoint, the map area can be divided into two main units of approximately equal size: Cambrian-Silurian basement to the southwest, and Permian cover rocks of the Saint-Affrique basin to the northeast.

The exposed Cambrian-Silurian rocks (pre-Variscan) belong to the Monts de Lacaune domain in the south, and to the Albi crystalline domain (*Ségala Tarnais*) in the northwest. They form, along with the rocks of the Rouergue domain farther to the north, a single geological entity comprising four major superimposed lithostratigraphic and structural units that, from south to north, are the Monts de Lacaune domain, the Saint-Salvi-de-Carcavès nappe, the Saint-Sernin-sur-Rance nappe, and the Réalmont-Carmaux-Najac-Lévézou amphibole-rich quartz-feldspar gneiss complex. The first three units are present in the Saint-Sernin-sur-Rance map area, and the fourth unit in the adjacent map areas.

The Permian sediments correspond to the western end of the Saint-Affrique basin that extends into the adjacent Réquista, Millau and Camarès map areas to the north, northeast and east respectively. These sediments, which unconformably overlie the Cambrian-Silurian formations, give way farther north to the Stephanian Brousse-Broquiès deposits in the Réquista map area. In the northeastern corner of the map area, Triassic and Jurassic deposits, slightly discordant on the Permian rocks, constitute the westernmost edge of the karstic Causse du Larzac.

INTRODUCTION

TRAVAUX ANTÉRIEURS

• *Socle*

H. de Barrau (1841), puis M. de Serres (1844) publient les premières notices géologiques de l'Aveyron, puis c'est A. Boisse (1852) qui met en place les grandes unités sur la première carte géologique de ce département.

Entre 1883 et 1956, les éditions successives des cartes géologiques à 1/80 000 : Saint-Affrique, Bédarieux, Castres ou Albi, retracent l'histoire des cartographies effectuées par J. Bergeron, M. Thoral, J. Durand, puis B. Gèze.

Dans cette partie orientale des monts de Lacaune, c'est à M. Thoral (1935) que l'on doit la découverte des principaux gîtes fossilifères, de la succession stratigraphique allant de l'Antécambrien au Silurien, de l'identification des unités tectoniques : les terrains étant déformés par une série de plis isoclinaux faillés et passant à des écailles imbriquées, déversées vers le Sud-Est.

B. Gèze (1949) révisé surtout la partie ouest des monts de Lacaune, où les contours restent imprécis. Cet auteur décrit l'Albigeois cristallin comme un ensemble schisteux compréhensif d'âge cambro-ordovicien, formant un vaste et complexe « anticlinal » d'axe N20°E. Dans les écailles orientales, il observe que les plis-failles peuvent être tranchés obliquement par des cisaillements.

C'est à J.H. Guillon (1963) B. Nicollet (1963) et L. Viallefond (1963) que l'on doit la distinction cartographique détaillée des termes lithologiques qui constituent l'Albigeois cristallin.

Pour F. Arthaud (1970), M. Brunel (1972) et J. Rolet (1973), la phase tectonique responsable des plis-failles et des écailles est tardive et postérieure à une phase de tectonique souple importante, matérialisée par une schistosité originellement sub-horizontale.

A. Centène (1977) précise par une étude des conodontes, l'âge des pélites et calcaires du Silurien de Murasson (Llandovery-Ludlow).

On doit à M. Donnot la première cartographie régulière à 1/50 000 du Paléozoïque inférieur des monts de l'Est de Lacaune avec les feuilles Bédarieux (éditée en 1982) et Camarès (éditée en 1991).

Dans le même temps, B. Guérangé (1978) propose, à partir de l'analyse du synclinorium de Brusque pris comme modèle, un nouveau schéma structural pour les écailles orientales : plissement précoce d'ordre cartographique aschisteux, à déversement vers le Sud-Est,

repris par un plissement synschisteux d'ordre inférieur, lui-même suivi par le développement des chevauchements délimitant les écailles.

J.P. Prian (1980) étudie le substratum cambro-silurien et particulièrement les minéralisations en phosphate de chaux d'âge cambrien de la région de Peux, au pic de Rostre.

A partir du lever géologique des feuilles à 1/50 000 Saint-Sernin-sur-Rance, Réalmont et Carmaux, J. Guérandé-Lozes et B. Guérandé (1986) identifient et cartographient les nappes de charriage de l'Albigeois.

Pour J. Guérandé-Lozes (1987), les terrains cristallins qui composent les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue méridional forment une même entité géologique. Ils sont impliqués dans des nappes à déversement sud, dont la mise en place est rapportée à un événement composite tectono-métamorphique tangentiel majeur, d'âge dévonien moyen à supérieur (380-350 Ma). Pour cet auteur, les données acquises conduisent à envisager un hiatus de plusieurs dizaines de millions d'années entre la structuration de ce domaine septentrional et la structuration d'un domaine méridional comprenant le versant sud de la Montagne noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées, d'âge namuro-westphalien. La zone d'affrontement se situerait sur la retombée méridionale de la zone axiale de la Montagne noire.

Une synthèse lithostratigraphique et structurale a été réalisée pour l'ensemble du domaine monts de Lacaune - Albigeois - Rouergue par J. Guérandé-Lozes et J.P. Burg (1990).

• *Permien*

Les études récentes ont été entreprises à partir de 1965 avec pour la plupart une optique métallogénique.

A. David, (1967) étudie les minéralisations filoniennes (U, Ba) du bassin de Saint-Affrique et réalise la première cartographie à 1/50 000.

Le CEA entreprend à partir de 1975, une campagne de reconnaissance pour uranium et J. Garric réalise une cartographie détaillée à 1/20 000 de certains secteurs du bassin (rapports inédits).

G. Santouil (1980) effectue une étude tectonique et microtectonique comparée des bassins permien de Lodève, Saint-Affrique et Rodez.

J.P. Rolando (1988) et X. Legrand (1990) réalisent sous le patronage du CEA l'étude sédimentologique et structurale du bassin de Saint-Affrique et proposent un modèle d'évolution tectonosédimentaire, ainsi qu'une chronologie des dépôts basée sur l'échelle établie récemment par B. Odin et *al.* (1986) dans le bassin de Lodève.

G. Gand (1985-1993) procède à la recherche et à l'étude des pistes de tétrapodes du bassin de Saint-Affrique et de quelques autres bassins

permiens français et attire l'attention sur leur intérêt comme éléments de corrélations stratigraphiques.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

En ce qui concerne le domaine des monts de Lacaune, nos levés ont intégré les données cartographiques existantes et figurant dans la note de M. Donnot et B. Guérangé (1978) sur le synclorium de Brusque, la note de C. Fournier-Vinas et M. Donnot (1977) sur l'Ordovicien de Mélagues, la note de C. Fournier-Vinas (1978) sur les acritarches cambro-ordoviciens des monts de Lacaune, la thèse d'État de M. Thorat (1935), la thèse de 3^e cycle de J.R Prian (1980), la note de A. Centène (1977) sur le Silurien de Murasson, les minutes de terrain de B. Guérangé.

La maquette concernant les terrains permiens a été réalisée par B. Alabouvette à partir de levés de terrain complétant les données cartographiques existantes empruntées à A. David (1967), J.P Rolando (1988) pour l'organisation générale du bassin, J. Garric (1975-1977, levés inédits, CEA) pour les contours des conglomérats de Combret, M.C. Maugeness et B. Delsahut pour la limite externe du bassin.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS PROTÉROZOÏQUES (?) ET PALÉOZOÏQUES

FORMATIONS ANTÉ-OROGÉNIQUES VARISQUES : PRÉCAMBRIEN (?) À CAMBRO-SILURIEN

Trois unités lithostratigraphiques et structurales majeures, constituées de formations cristallines et cristallophylliennes attribuées à cet âge, sont superposées de bas en haut et du Sud au Nord : le domaine des monts de Lacaune, la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

Pour les nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès et de Saint-Sernin-sur-Rance, le terme de « schiste » sera utilisé dans les descriptions lithostratigraphiques, à la place de celui de « pélite » car dans ces unités, les matériaux sont épimétamorphiques et affectés par plusieurs schistosités (flux et *strain-slip*) : ce sont les Schistes cristallins de l'Albigeois.

Domaine des monts de Lacaune

Les données cartographiques, paléogéographiques et structurales régionales acquises ont permis de définir les unités des monts de Lacaune. Entre l'Unité de Brusque et la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès la grande unité structurale composite, dénommée Unité de Merdelou-Murasson a été subdivisée en cinq sous-unités séparées par

d'importants contacts anormaux ; ce sont du Sud au Nord et de bas en haut (voir schéma structural sur la carte) :

- la sous-unité du Merdelou *s.s.*, en structure synclinale couchée vers le Sud-Est, prolongée sur la feuille Lacaune par les lanières de Farayruc et de Calmejanne et par le Cambrien inférieur k1 de la Quille-Bois de Luc qui peut être interprété comme son soubassement lithostratigraphique ;
- la sous-unité des ardoisières, en structure anticlinale ;
- la sous-unité de Senaux-Le Cabanial, en structure monoclinale ;
- la sous-unité de Murasson *s.s.*, en structure synclinale à cœur de Silurien ;
- la sous-unité de Sepval-Les Cambous, en structure anticlinale, oblitérée, au Nord, par la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès qui la chevauche.

k2. Série périto-gréso-carbonatée noire à nodules phosphatés (Cambrien inférieur).

Elle apparaît sur cette feuille dans les sous-unités des ardoisières et de Sepval-Les Cambous où elle constitue deux méga-anticlinaux (DI) couchés vers le Sud-Est ou le Sud (voir coupes 1, 2, 3, 4, 5 hors-texte et coupe 6 sur la carte). Dans ces sous-unités, la base de cette formation n'est pas connue.

• Sous-unité des « Ardoisières »

k2(1). **Formation de shales noirs, localement ardoisiers, à abondants nodules phosphatés.** La complexité tectonique et l'absence de datation n'ont pas permis de distinguer dans ces shales les différentes tranches d'âge du Cambrien inférieur.

- *A l'Est de Barre*, la formation des shales noirs, localement ampéliteuse, contient des petits lits gréseux. Les sondages effectués à Peux ont montré l'abondance de petits lits pyriteux ou de niveaux riches en nodules de pyrite, des lits de phosphates fragmentés par la schistosité SD2. De taille centimétrique et de couleur noire, les nodules phosphatés, ont une forme ellipsoïdale due à leur aplatissement selon SD2.

Les shales noirs, associés aux niveaux phosphatés, sont constitués de minéraux détritiques fins (10 à 50 μ) : quartz, muscovite, chlorite, pyrite et zircons. La matrice parfois carbonatée renferme de fines particules de matière organique et de pyrite. En présence des nodules phosphatés, la radioactivité des shales noirs augmente.

Pour J.P. Prian (1980), ces « blacks shales » sont l'image d'un milieu de sédimentation confiné, à eau stagnante. Le milieu devait être marin

ou lagunaire et la tranche d'eau peu profonde (environnement de plate-forme).

- A *l'Ouest de Barre*, sur la feuille voisine Lacaune et au Sud d'Escroux, dans la terminaison péri-anticlinale, le caractère ardoisier de ces pélites noires est bien marqué et a permis l'exploitation de ce matériau pour ardoises et lauzes. Il s'agit probablement ici de la partie affleurante la plus basale de ces pélites. Celles-ci contiennent de très nombreux petits lits gréseux (mm à cm) et pyriteux ainsi que des nodules phosphatés.

k2(2). **Calcaires bleu-noir à interlits de pélites noires.**

- A *l'Est de Barre*, plusieurs horizons calcaires ont été cartographiés dans la partie sommitale des shales noirs que nous interprétons comme des répétitions structurales du même niveau calcaire dans la charnière anticlinale (coupe 5 hors-texte et coupe 6 sur la carte).

L'affleurement de calcaire le plus important est celui qui, à partir de Barre, se poursuit sur cinq kilomètres vers le Nord-Est. Cet horizon dénommé par J.P. Prian Calcaire du Moulin de Peux est constitué d'une alternance régulière de bancs de calcaires bleu-noir et d'interlits pélitiques noirs. La puissance des bancs calcaires est variable, généralement décimétrique, parfois métrique. À la base de la formation, les interlits de pélites noires sont plus nombreux et plus épais.

Une zone à indices de phosphates a été reconnue à la base de cette assise, du château de Monseigne jusqu'au Nord des Landes. Dans cet horizon minéralisé, ont été trouvés des débris de micro-spicules d'éponges, localement très abondants ; ceux-ci appartiennent probablement à une éponge siliceuse du groupe des lithistides (famille des Sphaerocladinae).

À Monseigne, J.P. Prian signale trois niveaux phosphatés de puissance décimétrique, formés essentiellement de phosphoclastes et de volcanoclastes de roche acide, remaniés dans un matériau quartzo-feldspathique fin d'origine volcanogène probable. Ces phosphorites représenteraient des dépôts de plate-forme peu profonde, infra à intertidale, où s'épanchait fréquemment du matériel volcanique acide (plate-forme externe ?).

Les petites bandes calcaires au Sud de Peux occupent les cœurs de petites structures synclinales D1, dont les axes cartographiques sont ici quasiment horizontaux. À Muratel, ces calcaires sont localement dolomitiques et d'aspect bréché. À la surface des bancs, J.P. Prian a observé des débris d'éléments noirs évoquant des spicules de *Chanceloria*, des sections circulaires millimétriques rappelant des articles de crinoïdes, ainsi que des phosphates de chaux, peu abondants, se présentant sous la forme de petits grains noirs de taille millimétrique.

- *A l'Ouest de Barre*, la formation calcaire n'a été observée dans cette sous-unité qu'à hauteur des ardoisières de Lacaune (feuille Lacaune), quelques rares horizons de calcaires bleu-noir, de puissance métrique étant interstratifiés dans les shales noirs.

k2(3). Grès clairs ou bruns, micacés, à interlits de pélites noires ou grises.

- *Dans la partie orientale* au-dessus des calcaires bleu-noir, on observe une formation gréseuse puissante de 100 à 200 m. Elle n'apparaît que sur le flanc normal de l'anticlinal, depuis le secteur de la Bourgade au Sud-Ouest, où elle est tronquée par le cisaillement basai de la sous-unité de Senaux-Le Cabanial, jusqu'à Sylvanès (feuille Camarès) au Nord-Est.

Les grès sont interstratifiés dans les pélites noires supérieures mais peuvent reposer, par cisaillement, directement sur le Calcaire du Moulin de Peux, comme à hauteur de Monseigne. La formation est composée d'une alternance de bancs de grès fins, micacés clairs ou ocre, piquetés de pyrite, et d'interlits de pélites noires ou grises, généralement de puissance décimétrique. Localement des bancs de grès peuvent atteindre une épaisseur décamétrique.

- *Dans la partie occidentale*, la formation gréseuse est ici constituée d'une alternance régulière de minces lits millimétriques à centimétriques de grès fins, et d'interlits silteux noirs subordonnés. Sur la feuille Lacaune et dans le flanc normal de l'anticlinal, la puissance de cette formation est estimée à 100 m environ.

Dans la partie sommitale de cette séquence, apparaissent des petits lits calcaires ; en quelques mètres on observe le passage en continuité de sédimentation de la formation verte à nombreux horizons calcaires aux « schistes troués » du Cambrien moyen.

Notons que dans le flanc inverse de l'anticlinal formant cette sous-unité, un sondage au niveau des ardoisières de Lacaune, a traversé un banc de 6 m de puissance de grès massif à ciment légèrement carbonaté.

k2(4). Alternance de pélites noires et de calcaire bleu-noir présentant fréquemment le faciès « schistes troués ».

Cette formation est bien développée vers le Nord-Est à partir de Frégevillie où elle est tronquée par le cisaillement de la sous-unité de Senaux-Le Cabanial. Les bancs calcaires sont de puissance centimétrique à décimétrique. Le faciès « schistes troués » est fréquent. Localement, les bancs calcaires peuvent être suffisamment puissants et prépondérants pour être différenciés sur la carte (4a). Les pélites peuvent présenter des altérations verdâtres.

Cette séquence passe en continuité de sédimentation à la formation des pélites calcaires à nodules calcaires du Cambrien moyen par l'intermédiaire d'un horizon métrique de calcaire marmoréen et d'un brusque changement de couleur des pélites, du noir au vert. Ce passage a été parfaitement observé sur une nouvelle route qui dessert Frégevill.

Rappelons que, sur la route de Riac le Bas à Mounes, dans un niveau de calcaire bleu, M. Thoral (1935) signale la présence d'articles de crinoïdes.

• **Sous-unité de Sepval-Les Cambous**

La formation noire qui affleure au Nord de Senaux, et qui apparaît en demi-fenêtre sous la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, a été attribuée à la formation k2 par analogie de faciès. De bas en haut, ont été reconnus :

k2(1). **Formation de shales noirs, localement ardoisiers, à abondants nodules phosphatés.** Les shales sont localement très ampéli-teux et pyriteux. Les éléments phosphatés sont difficilement observables à l'affleurement mais ils ont été retrouvés dans les sondages de recherche minière qui ont traversé cette formation au Nord de Senaux ;

k2(2). **Calcaires bleu-noir à interlits de pélites noires.** Ils ne sont ici individualisés que localement et n'ont aucune continuité cartographique : dépôts lenticulaires ou laminages tectoniques induits par la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès très proche ? Des calcaires plus clairs et plus massifs, localement dolomitiques, affleurent au Nord de Sepval ;

k2(3). **Grès clairs ou bruns, micacés, à interlits de pélites noires ou grises.** Ils affleurent ponctuellement au Nord de Senaux où ils sont tout à fait comparables aux grès de Barre. Au Sud de Sepval, cette formation est réduite à des intercalations de petits lits millimétriques à centimétriques de grès fins clairs, dans des pélites noires ou grises.

À divers niveaux de la formation k2, des petites intercalations décimétriques à plurimétriques de roches volcano-sédimentaires très feldspatiques ont été observées (Vs), notamment à Saint-Pierre-de-Combejac.

Problème des âges limites de la série pélito-gréso-carbonatée noire à nodules phosphatés (k2)

- **Âge de la limite inférieure.** Sur la feuille Saint-Sernin-sur-Rance, la base de la série des shales noirs n'est pas connue. Dans le synclinal de Brusque (feuille voisine Camarès) pris comme référence, cette formation se développe en continuité stratigraphique au-dessus de l'ensemble carbonaté massif (calcaires et dolomies) daté du Cambrien inférieur. L'ensemble de ces shales noirs renferme ici des débris d'acritarches contenus dans les nodules phosphatés, ce qui a

permis d'attribuer la formation au Cambrien inférieur (Fournier-Vinas et Donnot, 1977). Nous pensons que la partie basale de la formation de shales noirs, plus particulièrement les niveaux ardoisiers, qui affleure sur la feuille Saint-Sernin-sur-Rance est *pro parte* de cet âge.

- **Âge de la limite supérieure.** Dans le synclinal de Brusque, les calcaires bleu-noir à annélides et rares archéocyathes sont datés du Cambrien inférieur (k₂₍₁₎). Ils passent en continuité de sédimentation aux schistes verts à *Paradoxides* du Cambrien moyen (k₃).

Sur cette feuille, dans la partie orientale de la sous-unité des ardoisières, le passage Cambrien inférieur-Cambrien moyen a été analysé et daté à Frégeville ; le banc de calcaire marmoréen (k₃₍₁₎) faisant la transition. Ce niveau calcaire est corrélable au calcaire marmoréen qui, dans le versant sud de la Montagne noire, est situé à la base du Cambrien moyen.

À Frégeville, sous ce calcaire, dans les interlits pélitiques noirs des alternances sommitales des pélites noires et calcaires bleu-noir du k₂₍₄₎, de rares acritarches carbonisés ont été trouvés : *Multiplicisphaeridium* sp., *Michrystridium* cf. *lanceolatum*.

Dans les interlits pélitiques verts, au-dessus du calcaire marmoréen, les acritarches sont plus abondants : *Multiplicisphaeridium xianum*, *Lophosphaeridium* sp., *Michrystridium lanceolatum*, *Solisphaeridium* sp. Ceux-ci permettent d'attribuer un âge cambrien moyen probable à la formation verte sus-jacente au calcaire marmoréen.

Ces données confortent les attributions d'âges proposées : comme M. Donnot (feuille Camarès, 1991), nous plaçons dans le Cambrien inférieur la formation sommitale des alternances de pélites noires et calcaires bleu-noir (k₂₍₄₎) et, *a fortiori*, la formation gréseuse qui lui est stratigraphiquement sous-jacente (k₂₍₃₎) ; ceci contrairement à J.P.Prian qui place cette dernière dans le Cambrien moyen, la considérant comme un équivalent des Grès de Barroubio.

k₃. Série pélitique verte à nombreux horizons calcaires et à faciès « schistes troués » (Cambrien moyen).

Elle constitue le flanc inverse du synclinal du Merdelou et la sous-unité de Senaux-Le Cabanial qui peut être interprétée comme une partie cisailée du flanc normal de l'anticlinal des ardoisières.

Le passage de la formation noire k₂ à cette formation est toujours tectonique, à l'exception du secteur de Frégeville, où il est marqué par le banc de **calcaire marmoréen** (k₃₍₁₎). Rappelons que des pélites vertes, immédiatement sus-jacentes, ont livré des acritarches d'âge cambrien moyen (cf. page précédente).

Dans son ensemble, cette formation est constituée de pélites vertes dans lesquelles s'intercalent des plaquettes ou petits lits de calcaires bleus. On observe fréquemment des passées métriques à décamétriques de pélites vertes, homogènes, alternant avec des passées métriques de pélites à nodules ou « pseudo-nodules » calcaires (l'aspect noduleux étant généralement dû au découpage en meneaux de petits lits calcaires par la schistosité SD2). Ces amandes calcaires sont souvent dissoutes et les cavités sont alors remplies par une terre limonitique brune : c'est le faciès « schistes troués » de M. Thoral.

Des calcaires lités et des calcaires massifs bleus en bancs de puissance métrique à décamétrique sont intercalés dans cette formation. Les passées à calcaire dominant (k₃(2)) ont été cartographiées.

• **Dans la sous-unité de Senaux-Le Cabanial**

M. Thoral (1935) a trouvé dans cette formation de nombreux fossiles qui permettent de lui attribuer « un âge acadien » (Cambrien moyen) :

- dans la petite carrière au Sud de Roucayrol, un fragment de thorax de trilobite attribué à un conoryphe de grande taille ;
- des fragments de trilobites non déterminables à la limite des feuilles Saint-Sernin-sur-Rance et Lacaune, dans le coude de la route D 52 qui va de Lacaune à Belmont ;
- à 600 m au Nord-Est du sanatorium de Briol, de nombreux fragments de trilobites appartenant probablement à *Liostracus granieri* n. sp., à des conocoryphes et des empreintes de trochocystites.

• **Dans le flanc inverse du synclinal du Merdelou**

- **À la base de la formation périto-calcaire verte (k₃), un volcanisme à tendance kéraatophyrique k₃(V_S)** se caractérise par la présence de nombreux corps intrusifs et dépôts volcano-sédimentaires.

Le volcanisme devient particulièrement important dans le flanc normal et la terminaison péri-synclinale du Merdelou (feuilles Camarès et Lacaune). En effet, un puissant horizon de brèches volcaniques (200 à 300 m) se place ici à la limite des formations noire et verte. D'autres horizons volcano-sédimentaires peuvent également se retrouver à la base de la formation verte, comme dans le flanc inverse. Il s'agit de tufs à blocs et lapillis, de composition kéraatophyrique ou albitophyrique (Alsac, 1991 ; Gachet, 1983). Divers stocks de laves intermédiaires à basiques peuvent s'individualiser dans ces volcanoclastites.

- **Dans la partie sommitale de la formation périto-calcaire verte** apparaissent :

k3(3). **Ensemble pélito-gréso-carbonaté brun-vert.** Puissant d'une cinquantaine de mètres cet ensemble est localement tronqué par les cisaillements. Il ceinture le synclinal du Merdelou ;

k3(4). **Dolomie de Thérondels.** Stratigraphiquement au-dessus, un puissant ensemble dolomitique (150 à 200 m) se développe sous la formation gréso-pélique verte occupant le cœur du synclinal du Merdelou. Localement, dans la terminaison péri-synclinale, ces dolomies sont interstratifiées dans la formation pélito-calcaire.

Cet horizon carbonaté est constitué d'une alternance de bancs dolomitiques de couleur gris-bleu, de puissance décimétrique à métrique, et de pélites gris-noir. Dans la partie sommitale, entre les derniers bancs dolomitiques peu épais (30 cm), s'individualisent deux ou trois niveaux de pélites noires à violacées. Au sein des bancs dolomitiques, de nombreuses structures sédimentaires se présentent sous la forme de fines laminations ondulées, claires ou sombres. Ces fins rubanements et plissements, parallèles au litage de la roche, évoquent des structures stromatolitiques. On note également à la base des bancs des microbrèches sédimentaires. Ces tapis algaux montrent fréquemment des fentes de dessiccation horizontales (*sheet cracks*). Les structures primaires sont estompées par une importante dolomitisation secondaire.

Sur la feuille Camarès, dans les derniers interlits péliques des dolomies, des fragments d'organismes indéterminables ont été trouvés (fragments de trilobites ?), ainsi que quelques acritarches d'âge cambrien moyen probable (Fauconnier, 1991, inédit) : *Crystallinum cambriense*, *Multicisphaeridium* sp. et *Lophosphaeridium* sp.

Les dolomies sont localement surmontées par des « schistes troués » verts qui passent en continuité de sédimentation à la formation gréso-pélique du Merdelou et qui ont livré des fragments de *Paradoxides* (Thoral, 1935).

k4-01. **Série gréso-pélique verte de la sous-unité du Merdelou (Cambrien moyen-Ordovicien inférieur).** Monotone, cette série détritique est puissante de 1 000 à 1 500 m. Elle est composée d'une alternance de pélites vertes et de bancs de grès fins à moyens verts très micacés, parfois piquetés de limonite. Les bancs de grès, généralement décimétriques, peuvent être localement puissants (plurimétriques). Très gréseuse à la base la série devient essentiellement pélique au sommet. Dans les pélites vertes s'intercalent des passées de couleur lie-de-vin (feuille Camarès).

L'âge de cette série a varié selon les auteurs. M. Donnot (1978, 1990) et J.P. Prian (1980) ont considéré cette formation comme un équivalent des Grès de Marcory (versant sud de la Montagne noire) d'âge cambrien basal ; la structure étant alors interprétée comme anticlinale.

Toutefois, par ses caractères, cette formation grésopélimitique verte du Merdelou est tout à fait comparable aux formations schisto-gréseuses vertes du Cambrien moyen-Ordovicien inférieur, cartographiées dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès. Nous reprenons donc cette attribution d'âge.

k6-01G. Série grésopélimitique verte de la sous-unité de Murasson (Cambrien supérieur - Ordovicien inférieur). Elle est tronquée à la base par des cisaillements tangentiels et constituée de *trois grands ensembles lithologiques*. De la base au sommet :

k6. Alternances grésopélimitiques vertes (Cambrien supérieur). Cette formation n'affleure qu'au bois de Melou où elle est constituée d'une alternance de pélites lustrées de couleur gris-vert à vert, et de grès fins à moyens verts très micacés.

01P. Pélites vertes et lie-de-vin (Ordovicien inférieur). Cette formation, bien connue régionalement sous la dénomination de schistes bariolés, est visible en particulier à Mounes. Elle peut être localement très puissante, notamment à l'Est du bois de Melou.

01G. Grès quartzitiques blancs (Ordovicien inférieur). À la Jasse, le passage en continuité de sédimentation a été observé entre la formation pélimitique précédente et cette formation puissante de 30 m environ. Dans la partie sommitale de la formation pélimitique verte, on observe l'apparition de bancs de grès blancs micacés centimétriques qui rapidement deviennent plus puissants, tandis que corrélativement les interlits deviennent moins épais et prennent la couleur noire. Le passage à la formation noire trémadocienne s'effectue en continuité de sédimentation, les pélites noires contenant en intercalations les ultimes bancs gréseux.

01-2. Pélites noires à petits bancs gréseux, à nodules siliceux et à miches silico-calcaires (calcaire "cone-in-cone") (Ordovicien inférieur) (plusieurs centaines de mètres). Dans la sous-unité de Murasson, au-dessus des grès quartzitiques, la formation des pélites noires est puissante de plusieurs centaines de mètres et constitue le flanc normal d'un synclinal à cœur silurien qui se ferme à hauteur de Cambous où il est caché par la couverture permienne.

Constituée pour l'essentiel de pélites noires dans lesquelles s'intercalaient des bancs de grès fins micacés d'épaisseur centimétrique à décimétrique, cette formation est caractérisée par la présence d'abondants nodules siliceux et de rares miches calcaires présentant la structure "cone-in-cone".

M. Thoral a trouvé dans des nodules de rares pygidiums de trilobites du genre *Asaphelina* et des fragments de *Paramegalaspis*. J. Bergeron (1889) a découvert un *Symphysurus angustatus* var. *sicardi*. Sur ces observations, M. Thoral attribue cette formation au Trémadoc et à l'Arénig inférieur.

Par ailleurs, les nodules siliceux ont livré d'abondants acritarches particulièrement bien conservés, dont les caractères et associations permettent de les rapporter au Trémadoc, vraisemblablement moyen à supérieur et à l'Arénig inférieur (Fournier-Vinas, 1978). Ce sont : *Micrhystridium shinetonense*, *Goniosphaeridium dentatum*, *Polygonium gracile*, *Coryphidium bohemicum*, *Arbusculidium filamentosum*, *Veryachium minutum*, *Veryachium valiente* et *Veryachium lairdi*, *Pteromorphitae onondagaensis* et *Pterospermopsis* sp., *Cymatiogalea gorkae* et *Cymatiogalea stelligera*.

S1-3. Formation de calcaires gris-noir et de pélites noires à orthocères et conodontes (Silurien). On doit à J. Bergeron (1889) la découverte de ces terrains fossilifères, mais c'est M. Thoral (1935) qui en établit le premier la stratigraphie et décrit l'abondante macrofaune que recèle cette formation. A. Centène (1977) en révisa la biostratigraphie par une étude des conodontes qui lui permit de donner un âge ludlow à la plus grande partie de ce Silurien.

De bas en haut, on observe dans la coupe classique de la vallée de la Liamou :

- reposant en contact tectonique sur les pélites noires ardoisières de l'Ordovicien (O1-2), **des calcaires cristallins gris à gris-noir** (S1-3(1)) compacts, avec *Roundva trunciata* : zone à *Celloni* (Llandovery). Au sommet, les bancs deviennent plus minces avec des interlits pélitiques. Ces roches sont bien visibles dans la carrière située en contrebas de Murasson, sur la route de Lacaune ;
- des pélites grises satinées très fissiles, dépourvues de fossiles, mais qui pourraient correspondre au Wenlock ;
- un ensemble de calcaires gris-noir en plaquettes à interlits de pélites noires. Vers le haut, les pélites se développent au détriment des calcaires qui renferment des orthocères et des conodontes, ces derniers indiquant le Ludlow ;
- des calcaires noirs massifs (bancs de 10 m d'épaisseur), bien visibles dans le lit de la rivière, contenant de nombreux orthocères et très riches en conodontes caractéristiques de la zone à *Siluricus* : *Hindeolla equidentata*, *Ozarkodina fundamentata*, *Ozarkodina media*, *Polygnathoides siluricus*, *Spathognathodus primus*, *Trichonodella inconstans* ;
- des pélites noires, très ampéliteuses, à nodules calcaires et contenant des intercalations de calcaires lenticulaires. La macrofaune y est très abondante : orthocères, brachiopodes, quelques moules internes de gastéropodes et une espèce de graptolites : *Monograptus priodon*.

Pour M. Thoral, il s'agit de la faune du Wenlock. Par contre, A. Centène - qui n'a pas retrouvé de *Monograptus* - a recueilli de très nombreux conodontes indiquant clairement un âge ludlow avec *H. equidentata*,

Kockeella variabilis, *Neoprioniodus latidentatus*, *N. multiformis*,
O. fundentata, *O. media*, *T. excavata* ;

- des ampélites contenant encore quelques nodules calcaires aplatis ont livré des orthocères (M. Thoral) : *H. equidentata*, *O. fundamentata*, *O. media*, *O. zieglerei*, *P. siluricus*, *S. primus*, *S. inclinatus*, *T. inconstans* de la même zone à *Siluricus*. Ce niveau, situé sous la base de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, a fait l'objet naguère, de petites galeries dans l'espoir d'y trouver de la houille.

Sur le flanc est de la colline d'Escript, à l'Ouest du cimetière de Murasson et jusqu'au calvaire, on observe un horizon gréseux, de puissance décamétrique, constitué d'une **alternance de lits** millimétriques **de grès fins gris et de pélites gris-noir** (S1-3(2)). Ce niveau se situe immédiatement au-dessus des **calcaires cristallins gris à gris-noir** (S1-3(1)) de la base du Silurien et sous un niveau de **calcaires en plaquettes, gris clair, à interlits de pélites grises** (S1-3(3)) dans lequel M. Thoral a recueilli des orthocères, des articles de crinoïdes et des polypiers.

L'épaisseur totale des terrains siluriens affleurants peut être évaluée à 120-150 m.

Au point de vue paléogéographique, il est important de constater que le Silurien de Murasson est très différent de celui du versant sud de la Montagne noire. En effet, pour A. Centène, il s'en distingue par sa faune (abondance de certaines espèces de conodontes, très rares ailleurs) et par sa lithologie, avec le Llandovery calcaire, le Wenlock péliteux et le Ludlow essentiellement péliteux, montrant une évolution des conditions de sédimentation exactement inverses de celles des écaïlles de Cabrières.

αβ. Dolérites ± spilitisées (volcanisme post-cambrien ? - anté-hercynien). De nombreux sills et filons volcaniques basiques de couleur vert foncé, massifs, affleurent essentiellement dans l'angle sud-est de la feuille. Ils sont, soit plus ou moins concordants avec l'encaissant, soit sécants sur celui-ci. L'âge de leur mise en place n'est pas connu ; il n'est probablement pas le même pour tous. Pour certains d'entre eux, on a pu observer que leurs bordures étaient affectées par la schistosité SD2. Leur mise en place serait donc post-cambrienne (?) à anté-hercynienne.

Sur la feuille Saint-Sernin-sur-Rance, le filon basique le plus important est celui de Saint-Méen. Très puissant (100 m), sa longueur est kilométrique. La structure de cette lave est microlitique, les lattes d'albite (An⁰⁻⁵) enclavent des plages de chlorite. De petits reliquats de minéraux ferro-magnésiens, non déterminables, sont présents entre les microlites.

Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès

La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès est constituée par deux ensembles lithologiques différents : une série verte à dominante schisto-gréseuse, surmontée par une série noire à dominante schisteuse, appelée communément « Série de l'Albigeois », structurées en mégasyntforme à valeur synclinale (mégasyncinal du Dadou).

Série schisto-gréseuse verte (Cambrien supérieur - Ordovicien basal)

De bas en haut, la série comprend *trois formations lithologiques* qui se succèdent en continuité de sédimentation :

k4-5M. Formation schisto-gréseuse de Mandegourc (Cambrien moyen - supérieur). Elle est constituée d'une alternance de grès micacés verdâtres et de schistes gris-vert dont l'épaisseur peut atteindre 1 000 m. Elle affleure principalement dans la région nord de Murasson où elle est particulièrement bien développée jusqu'aux environs de Masnau-Massuguiès.

Dans la partie occidentale (voir schéma structural), elle est tronquée par le cisaillement tangentiel basal de la nappe.

Dans la partie la plus basse de cette formation, et dans la région de Murasson, les bancs de grès sont assez massifs et de puissance métrique, le ciment peut être localement et exceptionnellement carbonaté. Puis, très vite, les grès s'affinent vers le haut et sont constitués de lits gréseux, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, séparés par des lamines phylliteuses millimétriques à centimétriques.

Les intercalations schisteuses augmentent progressivement vers le haut de la formation. Au Nord de Saint-Pierre-de-Combejac, quelques nodules anciennement carbonatés ont été trouvés dans un banc de grès fin vert. Aucune trace d'organisme n'y a été décelée.

Quelques **bancs gréseux** (k4-5M(1)) réapparaissent dans la partie sommitale (secteur du Masnau) et font la transition avec la formation homogène schisteuse caractéristique qui lui succède.

Les niveaux gréseux de cette formation sont formés principalement de grains de quartz détritique, mal classés, associés à de fines paillettes de muscovite, dans une matrice siliceuse ou séricito-chloriteuse ; les feldspaths y sont rares. Les schistes sont constitués d'une alternance de microlits phylliteux, à trame séricito-chloriteuse très dense (les phyllites étant orientées selon la schistosité SD1-2). Il existe également des microlits siliceux dans lesquels se distinguent les contours d'anciens quartz détritiques, baignant dans une matrice microcristalline siliceuse et sériciteuse.

Au point de vue géochimique, les grès de cette formation ont une composition très proche des arkoses quartzitiques.

k6-01M. Formation des schistes homogènes du Masnau-Massuguiès-Rayssac (Cambrien terminal - Ordovicien basal). Cette formation, bien représentée dans les secteurs du Masnau-Massuguiès-Rayssac, de couleur grise à verte, est une formation monotone, épaisse de 100 à 200 m environ. Elle succède en continuité de sédimentation à la formation précédente.

Elle se caractérise par des schistes gris, plutôt noirs à la base, contenant de petits bancs millimétriques de grès fins siliceux, donnant un aspect souvent rubané aux matériaux. Vers le haut, ces schistes passent à un ensemble plus homogène de schistes verts et lie-de-vin (Schistes bariolés) qui constituent un bon niveau repère dans l'Albigeois. Quelques bancs de grès siliceux micacés blancs, de puissance métrique, s'intercalent dans le haut de la formation annonçant la formation quartzitique qui lui succède.

À l'échelle de la lame mince, ces schistes sont constitués de lithons de séricite et chlorite disposés à plat parallèlement à la schistosité SD1-2, et de fins filonnets ou lenticules aplatis de quartz microcristallin.

Au sommet de cette formation, ont été observés des nodules décarbonatés et de rares horizons calcschisteux. Dans ceux-ci, (au Nord de Saint-Pierre-de-Trévisy, sur la feuille voisine Réalmont), a été découvert le premier gisement fossilifère de l'Albigeois, au-dessus de la base de la nappe et immédiatement sous les quartzites blancs. Il s'agit de brachiopodes de taille pluricentimétrique, très déformés, auxquels M.Mergl (1991, inédit) attribue un âge cambrien supérieur à trémadoc. Il s'agit probablement de *Billingsella* sp.

01M. Formation quartzitique du Moulin-Mont-Roc (Ordovicien inférieur). Elle fait la transition entre la série schisto-gréseuse verte et la série schisteuse noire et constitue le principal repère lithologique de l'Albigeois.

Au sommet des Schistes bariolés, elle débute par l'apparition sur quelques mètres (3 à 10 m) de petits niveaux de grès blancs micacés; d'abord très espacés et d'épaisseur centimétrique, ces niveaux gréseux deviennent de plus en plus nombreux et épais vers le haut. La séquence quartzitique proprement dite est constituée de plusieurs bancs plurimétriques de grès quartzitiques. Ils sont abondamment veinés de filonnets de quartz et séparés par des lits schisteux de couleur verte et lie-de-vin à la base et devenant noirs vers le sommet. Le passage est visible dans la région du Masnau-Massuguiès (vallée du Dadou, au lieu-dit le Moulin).

À Pomardelle, un banc de grès blanc, de puissance décamétrique et appartenant à cette formation, contient des esquilles silteuses grises de taille centimétrique à décimétrique. Par sa position cartographique, ce banc se situerait plutôt à la base de la formation.

Les grès quartzitiques sont formés essentiellement de grains de quartz, subjointifs, anguleux à arrondis, pouvant représenter 95 à 98 % du volume de la roche. La séricite, en très faible proportion, se dispose à la jointure des cristaux de quartz ou encore dans la schistosité principale. Le liant est un ciment siliceux et sériciteux microcristallin.

Série schisteuse noire (Ordovicien inférieur)

Elle surmonte en continuité de sédimentation la série schisto-gréseuse verte. Le passage progressif a été observé dans plusieurs coupes détaillées, au Moulin et à la carrière du Moulinai.

A partir du dernier banc de grès blanc de la formation quartzitique, elle comprend de bas en haut :

01-2(1). **Formation très gréseuse.** Elle est formée d'une alternance de bancs de grès phylliteux assez sombres et de lits schisteux noirs. Les grès sont constitués d'abondants éléments de quartz détritiques, non jointifs, assez bien classés et de rares minéraux lourds (zircon, tourmaline et minéraux titanés). Le liant est un ciment microcristallin siliceux, avec quelques paillettes de séricite qui s'agencent selon deux directions (SD1 et SD2) ;

01-2. **Formation des schistes noirs = «Schistes de l'Albigeois».** Épaisse de 500 à 1 000 m, elle est homogène et riche en matière organique. Elle contient de fréquents lits gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique formés d'éléments jointifs bien classés : quartz détritiques sub-anguleux abondants, zircon et minéraux titanés fréquents soulignant le litage, et en faible proportion, des phyllites détritiques. Le liant est tantôt carbonaté, tantôt siliceux et phylliteux. Des fragments d'acritarches, non déterminables ont été trouvés à la base de petits niveaux gréseux de puissance centimétrique (au Nord du village de Masnau).

$M_{\alpha\beta}$. **Métadolérites et metabasaltes.** À différents niveaux de la formation schisteuse noire s'intercalent des sills et coulées de roches volcaniques basiques, d'épaisseur métrique à pluridécamétrique. D'une manière générale, c'est au cœur de la synforme du Dadou et du synclinal du Bousquet, donc dans la partie sommitale de cette formation, que se situent les sills ou coulées les plus puissants : secteur du Soulié à la Micalié et Peyrebrune, Teillet, région du Tarn entre Ambialet et Trébas (feuilles Réalmont et Carmaux).

01-2(2). **Formation carbonatée.** Elle n'affleure qu'au cœur du mégasynclinal du Dadou, et comprend de petits bancs centimétriques à décimétriques de calcaire blanc, associés à des calcschistes noirs. Des fragments d'acritarches, non déterminables, ont également été trouvés dans ces matériaux.

Particularités lithologiques du flanc inverse du mégasynglinal du Dadou

- Le flanc inverse de cette structure se caractérise par la présence de tufs rhyolitiques (tp) témoignant de l'existence d'une activité volcanique acide.

Ces tufs s'intercalent dans la partie sommitale de la série verte et constituent soit de puissants niveaux métriques à décamétriques, soit des chapelets de lentilles. On les retrouve aussi à la base de la série schisteuse noire où ils sont associés à des schistes tufacés. Ils peuvent monter assez haut dans la formation (Montenous).

- Il semblerait que la formation quartzitique soit ici moins puissante que dans le flanc normal. Celle-ci, située à la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, est affectée par de nombreux cisaillements tangentiels qui rendent impossible toute estimation de puissance puisqu'ils peuvent faire disparaître une partie plus ou moins importante des matériaux.

Ces quartzites et ces tufs rhyolitiques montrent des structures typiques de cisaillement ductile, avec étirement des cristaux de quartz et de feldspath (village de la Bastide).

Notons la présence de quelques rares lentilles de calcaire blanc (la Bastide) et d'un niveau plurimétrique de silexite noire (Si) suffisamment régulier et constant pour servir de niveau repère sur le flanc inverse. Aucun organisme n'a été trouvé dans ces roches.

tp. Tufs rhyolitiques. Dans le flanc inverse du synclinal du Dadou, le volcanisme acide est représenté essentiellement par des tufs rhyolitiques. Certains possèdent des fiammes encore reconnaissables, indiquant une mise en place de type ignimbritique. Les phénocristaux brisés de quartz et de feldspath potassique ou d'albite flottent dans une mésostase quartzo-sériciteuse. L'albite est limpide et présente le faciès en échiquier ; elle peut aussi affecter la mésostase. Accessoirement, s'observe du zircon, et parfois des concentrations de minéraux opaques pouvant correspondre à des pseudomorphoses de minéraux ferromagnésiens (biotite). La chlorite et le carbonate sont subordonnés. Le métamorphisme régional et les transformations hydrothermales donnent aux tufs rhyolitiques des paragenèses de faciès Schistes verts (albite \pm quartz \pm séricite \pm carbonate). L'absence de termes basiques et intermédiaires suggère une formation par fusion sialique plutôt qu'une différenciation ou une hybridation.

Un âge U/Pb sur zircons a été obtenu par J.Y. Calvez (1987, *in* Guérangé-Lozes, 1987) sur un échantillon prélevé à Saint-André (feuille voisine Carmaux). La fourchette d'âges définie se situe dans l'Ordovicien ; la présence de zircons hérités ne permet pas une datation plus précise.

Maß. Métadolérites et metabasites. La série schisteuse noire ordovicienne contient de nombreux sills et coulées de « roches vertes ». Il s'agit de dolérites et basaltes métamorphisés.

Les caractères magmatiques de ces metabasites sont typiques d'un volcanisme continental, tholéitique à transitionnel. On relève les empreintes d'une différenciation par cristallisation fractionnée et l'hypothèse d'une contamination crustale peut être envisagée. Cette éventuelle contamination aurait pu intervenir, soit en profondeur, soit lors de la mise en place des laves dans les sédiments encaissants : les accumulations d'oxydes ferro-titanés des bordures figées montrent l'interaction entre sills et sédiments encaissants, mais il est difficile d'affirmer qu'elle est seule responsable des variations observées.

Corrélations avec les monts de l'Est de Lacaune

- L'âge attribué aux brachiopodes découverts dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès a permis de conforter les hypothèses d'attributions stratigraphiques proposées par J. Guérangé-Lozes en 1987, fondées sur des corrélations avec les formations bien datées des monts de l'Est de Lacaune:

- la série schisto-gréseuse verte correspondrait au Cambrien moyen à supérieur et à la partie basale de l'Ordovicien inférieur, la formation du Mandegourc étant rapportée au Cambrien moyen-supérieur, la formation du Masnau-Massugiès au Cambrien terminal-Ordovicien basal et la formation quartzitique du Moulin-Mont-Roc à la partie supérieure du Trémadoc inférieur ;

- la série schisteuse noire pourrait appartenir au Trémadoc supérieur - Arénig inférieur.

- Bien qu'il y ait une grande analogie d'ensemble entre les séries des monts de l'Est de Lacaune et de l'Albigeois, il existe toutefois quelques différences dans le détail :

- en ce qui concerne la série schisto-gréseuse verte, il convient de noter que les « schistes troués » à *Paradoxides* n'ont jamais été observés dans l'Albigeois, aussi bas que l'on puisse descendre dans la formation : soit la série schisto-gréseuse verte est plus récente que l'«Acadien» (rabotage basai des Schistes à *Paradoxides* ?), soit les « schistes troués » n'existent pas dans ce domaine paléogéographique nord ;

- le Cambrien supérieur n'a jamais été daté dans les monts de Lacaune. Les brachiopodes trouvés à Saint-Pierre-de-Trivisy attestent de son existence en Albigeois ;

- en ce qui concerne la série schisteuse noire, on note également certaines caractéristiques différentes de son équivalent des monts de l'Est de Lacaune : absence de nodules siliceux et de calcaires "cone-in-cone",

mais présence de silexites noires, de tufs rhyolitiques, de roches vertes et de niveaux carbonatés ;

- en ce qui concerne la séquence quartzitique, relevons pour l'essentiel l'apparition du volcanisme acide dans le flanc inverse du mégasynclinal du Dadou de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance

Régionalement, cette unité est composée de plusieurs formations lithologiques superposées (feuilles Réalmon, Carmaux, Réquista). Sur la feuille Saint-Sernin-sur-Rance, seule affleure la formation la plus basale.

k1. Formation schisto-gréseuse grise de Saint-Sernin-sur-Rance-Condaminès (Cambrien basal). Cette formation est particulièrement bien représentée dans la région de Saint-Sernin-sur-Rance où elle a été initialement définie. Très homogène, elle se caractérise par une alternance régulière de bancs décimétriques à métriques (exceptionnellement décamétriques) de schistes gris ou noirs et de grès feldspathiques immatures. Ces matériaux, par rapport à ceux qui constituent la nappe sous-jacente, ont subi indiscutablement un degré de tectonisation supérieur. Il est impossible de suivre un banc repère (gréseux par exemple) au-delà d'une dizaine de mètres, l'espacement des cisaillements internes étant plurimétrique (5 à 10 m). L'établissement d'une succession lithostratigraphique est illusoire dans le détail.

La composition géochimique de ces roches les situe dans les arkoses quartzitiques à tendance sodique.

Les grès feldspathiques ont une granulométrie particulièrement constante, généralement fine à moyenne et exceptionnellement grossière. Les grès feldspathiques grossiers ont été plutôt observés dans la partie la plus basse connue de cette formation, c'est-à-dire à la base de la nappe. Ces grès se caractérisent alors par l'abondance de cristaux millimétriques de quartz translucide, évoquant des quartz volcaniques.

Des niveaux silteux plus épais peuvent exister et trancher cette monotonie.

Les grès feldspathiques sont constitués d'une matrice quartzo-albitique dans laquelle baignent des cristaux de taille millimétrique de quartz et de plagioclase, ce dernier peut être localement abondant et constituer 10 à 20 % de la roche. Dans ces matériaux, les phyllites sont rassemblées en lits frustes et s'agencent suivant les plans de schistosité SD1-2 ; il s'agit de séricite, de muscovite, de chlorite.

Cette série schisto-gréseuse témoigne d'une période prolongée de sédimentation détritique, homogène par la nature des apports et constante dans les conditions de dépôt. Elle se différencie de la série schisto-gréseuse

verte de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès par sa puissance et par la présence constante de plagioclase détritique.

Âge des terrains

Aucune recherche palynologique n'a été tentée dans ces terrains, compte tenu du fort degré de déformation. Cependant, la formation schisto-gréseuse grise de Saint-Sernin-sur-Rance-Condaminès pourrait être, par ses caractères sédimentologiques, sa monotonie et sa puissance comparée à la formation des « Grès de Marcory » du Cambrien basal. D'autre part, la signature géochimique de cette formation est tout à fait comparable à celle des formations homologues, datées du Cambrien basai dans les monts de l'Est de Lacaune (écaille de Mélagues) et sur le versant sud de la Montagne noire (nappe du Minervois, coupe de la Clamoux = Grès de Marcory *s.s.*).

FORMATION DE COUVERTURE : PERMIEN

Ces dépôts continentaux, fluviatiles à fluvio-lacustres, sont caractérisés par leur couleur brun-rouge à rouge lie-de-vin, typique du Permien français. La succession fréquemment observée dans d'autres bassins, faciès gris, puis alternant gris-rouge et enfin rouges, est ici très peu exprimée. Les teintes rouges apparaissent très tôt dans la succession.

Les dépôts sont organisés en deux cycles principaux dont l'âge n'est pas connu avec précision, faute de fossiles caractéristiques et de corrélations indiscutables. Deux hypothèses d'âges ont cours actuellement :

- la première, conforme à la tradition et que nous adoptons ici, attribuée à l'Autunien le premier de ces cycles sédimentaires et au Saxonien ou Saxono-Thuringien, le second ;
- la deuxième hypothèse, plus récente (Odin et *al.*, 1986), établie dans le bassin de Lodève, s'appuie sur la base des corrélations microfloristiques. Elle rajeunit l'ensemble de la série en situant le premier cycle de dépôts entre l'Autunien inférieur et le Thuringien inférieur (Ufimien), et le second cycle dans le Thuringien moyen ou supérieur.

Autunien (groupe du Dourdou)

r1D(1). **Conglomérats de base.** Plus au Nord (feuille Réquista), la base de la série autunienne montre deux ensembles de faciès qui pourraient constituer un équivalent de l'Autunien gris du bassin de Lodève. On y trouve un ensemble conglomératique à la base, surmonté d'un ensemble pélitique à grésopélitique connu sous le nom de «Pélites de Saint-Rome». Ici, seul l'ensemble conglomératique est bien exprimé.

Cet ensemble conglomératique gris brunâtre (Autunien inférieur ?) est irrégulièrement développé et peut, soit atteindre une cinquantaine de mètres d'épaisseur, soit disparaître localement. Il semble avoir une importance maximale au Nord du bassin (feuille Réquista) où il est désigné sous le terme de « Gorp ». Il est plus discret et plus sporadique sur les bordures ouest et sud, mais est à nouveau bien développé plus au Sud-Est (feuille Camarès) où il est désigné sous le nom de « Conglomérat de Canabols ».

L'ensemble correspond à une succession de séquences fluviales, d'ordre plurimétrique à décamétrique, comprenant des conglomérats, des grès et des pélites (généralement très minoritaires). L'association de ces faciès traduit un contexte de cône alluvial avec chenaux en tresses et aires d'épandage. Épisodiquement s'intercalent des coulées de blocs à caractère proximal et des épisodes pélitiques fins (faciès de débordement).

Les conglomérats sont polygéniques à éléments de quartz et roches variées (calcaires, schistes, dolomies...) du socle paléozoïque. Ils varient entre deux types principaux : les uns très immatures, grossiers et peu organisés à matrice grésopélitique abondante ; les autres plus fins et granoclassés, à stratifications marquées, planes ou courbes, et matrice essentiellement gréseuse ou microconglomératique.

r1D. Grès du Dourdou s.s. («Autunien rouge»). Ces grès succèdent aux conglomérats de base ou, si ces derniers sont absents, surmontent directement le substratum varisque. Ils sont constitués d'une succession homogène de grès et pélites brun-rouge à rouges, en séquences métriques à plurimétriques. À l'intérieur du bassin, la puissance de l'ensemble dépasse vraisemblablement le millier de mètres (au moins 900 m en sondage à Bournac, au Nord, sur la feuille Réquista). Sur les bordures ouest et sud-est du bassin (feuille Camarès) les sondages indiquent des puissances de 300 à 500 m.

Les grès sont généralement fins, bien triés et bien classés, à stratification régulière plane. Ils correspondent à des dépôts fluviaux à chenaux peu incisés, droits ou méandriiformes. Le quartz est le principal constituant avec un plus faible pourcentage de feldspaths, biotites et autres phyllosilicates, et de rares débris lithiques.

Les pélites constituent des séquences métriques à plurimétriques, à fines laminations horizontales et représentent des faciès de plaine d'inondation. Localement s'intercalent des horizons carbonatés décimétriques, à structure noduleuse ou laminaire, d'origine vraisemblablement pédogénétique. À ces indices d'exondation s'ajoutent quelques pistes de vertébrés tétrapodes et de rares restes végétaux (fougères, coniférales).

Les directions d'écoulement s'orienteraient en majorité vers le S SE au Nord du bassin et vers le NNE dans la partie sud (Rolando, 1988).

En montant dans la série, l'évolution générale voit diminuer progressivement l'importance des corps gréseux par rapport aux termes pélitiques, ce qui illustre le comblement progressif de l'aire de dépôt où se multiplient les indices d'exondation.

Dans le détail l'évolution de ce premier cycle sédimentaire apparaît plus complexe. On remarque en effet que plus au Nord-Est (Réquista) et à l'Est (Camarès), s'intercale entre les faciès conglomératiques de base et les Grès du Dourdou proprement dits, une importante séquence pélitique (Pélites de Saint-Rome) non exprimée ici.

Autunien-Saxonien-Saxono-Thuringien (série du Grès rouge)

Dans ce second cycle, les teintes rouges sont encore plus affirmées et généralisées qu'à l'Autunien. Les dépôts sont bien développés (ou conservés) dans la partie du bassin représentée sur le territoire de la feuille; zone qui correspond au maximum d'effondrement de la structure.

La sédimentation est du même type que dans la série précédente : fluviale à fluvio-lacustre. Elle montre une évolution depuis des faciès grossiers (conglomérats, grès) vers des faciès fins (pélites). Mais l'évolution se fait ici de manière beaucoup plus rapide et affirmée, aussi bien verticalement qu'horizontalement.

Cartographiquement deux ensembles ont été distingués dont les relations (superposition et/ou passage latéral) sont encore sujets à discussion :

- un ensemble inférieur (et méridional), grés-conglomératique (Grès et Conglomérats de Belmont-Rebourguil) surtout développé au voisinage de l'accident bordier ;
- un ensemble supérieur (et septentrional), pélitique (Pélites de Saint-Pierre).

r2-3B. Grès et Conglomérats de Belmont-Rebourguil (Autunien) (100 à 1 000 m). Cet ensemble est aussi appelé Conglomérat de Combret ou Conglomérat des Fontanilles (feuille Réquista). Son contact avec la formation sous-jacente (Grès du Dourdou) est apparemment concordant au Nord. Un contact discordant est beaucoup plus probable au Sud et à l'Ouest, quoique les conditions d'observation et le contexte tectonique en rendent la caractérisation difficile.

- **Au Sud**, à proximité de l'accident méridional principal, la série comprend une puissante accumulation de conglomérats, de grès conglomératiques, de grès et de rares et brefs épisodes pélitiques. Les faciès conglomératiques sont variés, avec une matrice généralement abondante, le plus souvent gréseuse, parfois argilo-pélitique. Les éléments

sont le plus souvent très peu façonnés, avec du quartz largement dominant et une participation quelquefois importante des roches originaires de la Montagne noire (schistes, calcaires, gneiss...). La taille des éléments dépasse rarement 30 cm et se situe le plus souvent en dessous de 10 cm. Le classement est assez fruste mais les stratifications sont bien marquées et de types variés : planes, courbes, obliques, croisées.

En séquences métriques à plurimétriques, ces faciès sont associés à des grès moyens à grossiers avec des quartz anguleux dominants, à des grès ou microconglomérats remplis de fins débris de schistes et à des grès pélitiques ou pélites gréseuses. Un caractère très constant de ces faciès gréseux ou grésopélitiques est l'abondance des traces de bioturbation à morphologies variées (pistes, terriers).

- **Vers le Nord**, la fréquence et le pourcentage des faciès conglomératiques décroît au bénéfice des grès et les éléments grossiers se concentrent en base de séquence. En même temps les épisodes pélitiques se font plus fréquents et les surfaces de dessiccation se multiplient.

- **Sur la bordure nord de la zone d'affleurement**, entre Saint-Sernin, Rebourguil et Rayssac, les horizons conglomératiques se réduisent à quelques crachées inframétriques de graviers de quartz anguleux, localisées vers l'extrême base de la série.

On a indiqué par un figuré r2-3B(2) les zones où existent au sein de la série, des intercalations conglomératiques sans préjuger de leur densité. La teinte pleine r2-3B(1) est utilisée dans les zones où n'existent que les faciès gréseux et grésopélitiques.

Le contexte de dépôt correspond à un système fluvial passant de conditions très proximales au Sud, avec coulées de débris et nappes d'épandage. Vers le Nord, il passe à un environnement plus distal, avec chenalisations en tresses, puis méandriques, accompagnés de dépôts fins de plaine d'inondation. La localisation des faciès les plus proximaux, ainsi que la puissance maximale du système au voisinage des accidents bordiers méridionaux, témoignent du rôle essentiel de ces derniers dans le déclenchement et l'organisation de la sédimentation de la série.

En l'absence de forage, la puissance de la série grésopélitique est difficile à apprécier, particulièrement dans le domaine central et méridional de la zone d'affleurement, où sa base n'apparaît pas. Par construction géométrique on peut lui accorder une épaisseur approchant le millier de mètres. Un très net amincissement se manifeste vers le Nord (500 m environ dans le secteur de Rebourguil) et surtout vers le Nord-Est (moins de 100 m dans le secteur de Rayssac). Cette réduction d'épaisseur s'expliquerait soit par le passage latéral aux Pélites de Saint-Pierre (alors considérées comme un équivalent latéral et plus distal de la série grésopélitique), soit par un très fort gradient de subsidence en direction des accidents méridionaux.

r2-3P. **Pélites de Saint-Pierre (Saxono-Thuringien)**. Dernier terme de la série du Grès rouge, les Pélites de Saint-Pierre occupent le cœur de la structure. Au Nord, elles succèdent en quasi-continuité à la série grésoconglomératique, tandis qu'au Sud, le contact brutal avec cette dernière, correspond à un accident ou un relais d'accidents en faille normale.

La formation est constituée d'un ensemble homogène de pélites rouges à lie-de-vin, très pauvres en micas, finement stratifiées, en séquences décimétriques. Ces séquences sont séparées par des horizons décimétriques, carbonatés ou grésocarbonatés, à structures laminaires ou noduleuses, à figures de dessiccation ou traces de pédogenèse, et par quelques intercalations métriques de faciès grésopélitiques bioturbés. Des pistes de tétrapodes sont quelquefois associées aux horizons émerifs.

L'environnement de ces dépôts correspond à un domaine semi-lacustre à très faible tranche d'eau où les pélites représentent des produits de décantation. Des assèchements périodiques sont enregistrés par les horizons à pédogenèses, et les remises en eau par les intercalations de grès de débordement.

La puissance maximale atteinte dans l'axe du Dourdou, entre Rayssac et Camarès, peut être estimée à au moins 800 m.

Rapports entre les Pélites de Saint-Pierre et les Conglomérats de Belmont-Rebourguil

Deux hypothèses peuvent être envisagées : soit il s'agit d'un passage latéral de faciès entre ces deux formations soit d'une simple superposition de deux corps sédimentaires.

- La première hypothèse rendrait compte du passage vertical, en apparence graduel d'une série à l'autre, ainsi que de la réduction de puissance de la série grésoconglomératique, là où la série pélitique est bien développée.

- La seconde hypothèse mettrait en avant l'absence de faciès de transition entre le Sud et le Nord et l'homogénéité de la série pélitique avec sa pauvreté en micas (minéral abondant dans les faciès grésoconglomératiques).

La réalité se situe peut-être à mi-chemin entre ces deux hypothèses : dans leurs premiers termes les Pélites de Saint-Pierre ont pu représenter un équivalent distal et contemporain d'un cône grésoconglomératique, qu'elles ont ensuite recouvert en transgression.

Horizons volcano-sédimentaires (Cinérites). Au Sud de la feuille, dans la région de Mounes, ont été cartographiées quelques rares intercalations décimétriques d'une roche volcano-sédimentaire siliceuse de teinte claire, assimilable aux horizons de cinérites connues au Nord du bassin (Saint-Rome-du-Tarn) et dans le bassin de Lodève. Un horizon similaire s'intercale à l'intérieur des Pélites de Saint-Pierre à quelques

centaines de mètres au Nord de l'accident de Comps. Une occurrence du même type aurait été signalée également au Nord de Rayssac (limite sud de la feuille Réquista).

D'après une étude (N'Mila, 1995) réalisée dans les dépôts très analogues du bassin de Lodève, la participation volcanique concernerait, outre les horizons bien individualisés de cinérites ou tuffites de l'Autunien, l'ensemble du remplissage détritique. Près de 30 % de son volume serait constitué par les retombées, très fines et facilement altérables, d'un volcanisme explosif de composition calco-alcaline (Autunien) à alcaline (Saxono-Thuringien). Aucun élément autre que l'analogie des faciès entre les deux bassins, ne permet pour l'instant d'étendre ces conclusions au bassin de Saint-Affrique.

Âge de la série permienne : corrélations avec le bassin de Lodève

En l'absence de fossiles caractéristiques, l'âge de la série ne peut être appréhendé que par corrélations avec les termes mieux datés du bassin de Lodève. Trois types de données sont sollicitées : l'existence d'associations de pistes de tétrapodes (Gand, 1986) ; quelques rares données de microflore (Rolando, 1988) ; la présence de cinérites.

La partie inférieure du « groupe du Dourdou » peut être corrélée avec la partie inférieure de l'Autunien de Lodève sur la base des pistes de vertébrés (Association I), de la microflore type Lo1, et des niveaux cinéritiques.

- Les Grès du Dourdou proprement dits, sont corrélés avec la partie supérieure de l'Autunien de Lodève (F. du Viala) sur la base des pistes de vertébrés (Association II), d'une cinérite (n° III ?) et d'une association palynologique type Lo3.

- Les Pérites de Saint-Pierre sont corrélées avec le Saxono-Thuringien non sommital de Lodève (F. de Rabéjac et Salagou *p.p.*) sur la base de l'association de pistes type III. Les termes sommitaux du Salagou caractérisés par une association de pistes de type IV ne seraient pas représentés à Saint-Affrique.

- Les Grès et Conglomérats de Belmont-Rebouguil n'ont livré jusqu'ici aucun élément de corrélation mais leur parallélisme avec les conglomérats de Rabéjac situés dans la même position à la base de la série pélitique s'impose tout naturellement.

FORMATIONS SECONDAIRES

Trias

Les affleurements triasiques du Nord-Est de la feuille appartiennent à la bordure ouest du causse du Larzac et sont les seuls témoins de la

couverture mésozoïque, partout ailleurs décapée. La série subhorizontale apparaît nettement discordante sur le terrain permien qu'elle surmonte par l'intermédiaire d'une surface extrêmement régulière. Sa puissance avoisine 200 m.

Cet ensemble n'est pas daté précisément sur le territoire de la feuille. En dehors des faciès sommitaux, les attributions stratigraphiques ont été établies par comparaison avec le Lodévois, où une chronologie a pu être proposée à partir de l'étude des associations polliniques.

t2. **Grès et conglomérats inférieurs (Anisien ?)**. L'ensemble est puissant d'une vingtaine de mètres. Ce sont des grès souvent ferrugineux, tigrés ou mouchetés, à ciment dolomitique, relativement grossiers et souvent conglomératiques à la base, à éléments de quartz dominants et rares éléments de socle (schistes, quartzites). Des horizons d'argilites vertes ou rouges s'intercalent irrégulièrement dans les faciès gréseux.

t3-4. **Argilites inférieures (Aniso-Ladinien ?)**. Ensemble de 40 à 50 m d'argilites rouge violacé à vert sombre, à minces intercalations gréseuses ou grésodolomitiques jaunâtres et filonnets ou lentilles gypseuses.

t4. **Grès médians (Ladinien)**. Ensemble d'environ 25 m de grès fins ou grossiers à minces interlits argileux. Les stratifications obliques ou entrecroisées sont fréquentes, ainsi que des passées de graviers de quartz, au sommet. Cet ensemble forme une barre caractéristique entre les assises argileuses qui l'encadrent.

t5-6. **Argilites bariolées (Carnien-Norien ?)**. Ensemble de 60 à 80 m, débutant par quelques mètres d'argilites grises à quartz bipyramidés et d'un horizon dolomitique cargneuiliforme jaunâtre. L'essentiel de la formation est constitué d'argilites bariolées vertes et rouges, à minces lits dolomitiques et lentilles de gypse.

t7. **Argilites noires, dolomies, grès (Rhétien)**. Cet ensemble puissant d'une vingtaine de mètres, affleure médiocrement à la base de la corniche liasique où il est souvent masqué par les éboulis ou perturbé par des glissements. Il débute par quelques mètres de grès grossiers à base ravinante et de graviers de quartz mal roulés. Leur succèdent, sur 10 m environ, des alternances de dolomies, de dolomies gréseuses, d'argilites noires ou vertes, où se rencontre *Avicula conforta*. Au-dessus d'horizons plus ou moins ferruginisés, la série se termine par des dolomies litées, localement des calcaires oolitiques et des intercalations d'argilites vertes.

Jurassique inférieur : Lias

l1. **Dolomies litées (Hettangien)**. L'ensemble, puissant d'environ 180 m, est constitué d'une succession régulière de dolomies fines, bien stratifiées, en petits bancs pluridécimétriques de couleur beige. Vers la base s'intercale un horizon plus calcaire (10 à 15 m), caractérisé par

une stratification en petits bancs décimétriques ondulés et grisâtres, qui peuvent livrer quelques restes de mollusques. Ces faciès, sont beaucoup mieux exprimés plus à l'Est (Sud-Larzac, bordure cévenole) où ils sont désignés comme faciès de Parlatges ou Calcaires ondulés ; ils y ont livré la seule faune caractéristique de l'Hettangien régional (*Psiloceras planorbis*). Ces carbonates traduisent une présence marine au début de l'étage, qui correspond par ailleurs à une ambiance de plate-forme lagunaire confinée.

Au-dessus, la série dolomitique s'organise en mini-séquences de dépôt à tendance régressive où se succèdent rythmiquement des dolomites, des dolomies à lamines stromatolitiques, des dolomies argileuses et de minces interlits argileux, vert à la base de la série et gris à noir vers le haut. Les traces de dessiccation temporaire ne sont pas rares, ainsi que des indices d'évaporites.

Le sommet de la série n'est pas représenté sur le territoire de la feuille.

Q. Roches filoniennes : filons de quartz "BTM" ± minéralisé. Dans l'angle sud-ouest de la feuille, de nombreux filons de quartz recoupent les formations du Paléozoïque inférieur. De longueur pluri-kilométrique et de puissance décamétrique, ils ont une direction NW-SE.

FORMATIONS D'ÂGE INDÉTERMINÉ : TERTIAIRE A QUATERNAIRE

N. **Altération tertiaire (ponctuelle).** Au Nord-Est de Saint-Sernin-sur-Rance, sur un mètre d'épaisseur, elle se traduit par une rubéfaction et une altération fersialitique de la formation schisto-gréseuse grise du Cambrien inférieur.

Dans la formation schisto-gréseuse k1 on retrouve cette rubéfaction à hauteur de trois paliers de cotes 600 m, 550 m et 450 m.

R. Dépôts résiduels. À Toulzanet, au Sud-Ouest de la feuille, affleurent, dans une poche de quelques mètres, des argiles rouges correspondant aux « argiles à graviers » paléogènes. Elles sont ici remaniées et contiennent des débris schisteux et quartzeux.

FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES

Formations de plateau

H. Formations résiduelles sur les surfaces carbonatées. Une formation argileuse brun-rouge s'accumule dans les fissures ou poches creusées dans les formations calcaires. L'altération des roches calcaires donne naissance à des altérites composées des minéraux présents dans la roche-mère (argiles provenant des formations jurassiques

affleurantes, éléments calcaires), mais aussi des minéraux de néogène.

Formations de pente

E. Éboulis. Liés principalement à la gravité, ils sont localisés sur les fortes pentes et principalement au pied des reliefs formés par les filons de brèche siliceuse. À Laval-Roquezezière, les éboulis sont constitués de brèche siliceuse, pour l'essentiel, et de grès quartzitique blanc provenant de la falaise.

C. Colluvions. D'une façon générale, ce sont des dépôts de matériaux faiblement transportés, empruntés aux affleurements proches. Les colluvions qui tapissent les versants des vallées peuvent masquer les alluvions des terrasses fluviales, comme à Moulin-Neuf, Combret, Belmont-sur-Rance et Saint-Sernin-sur-Rance.

Dans le socle et plus particulièrement au Sud-Ouest de Orient, les colluvions sont très épaisses (2 à 6 m). De couleur jaune-brun, elles sont constituées d'une alternance de lits limoneux et de lits à débris lithiques correspondant à des dépôts polycycliques.

Dans les sédiments permien, les colluvions de couleur rouge-brun sont constituées de débris et blocs (5 à 40 cm) de grès et conglomérats, stratifiés parallèlement aux versants. Ces colluvions sont d'une manière générale moins épaisses que celles du socle et de moindre extension.

Glissements. Les glissements de versant apparaissent généralement sous la forme de petites loupes ou de glissements en masse, comme au Sud-Ouest de Lautard, où le matériau glissé est constitué essentiellement d'argiles emballant des blocs (0,5 à 2 m) de conglomérats et grès triasiques et de dolomies jurassiques.

FJ. Cônes de déjection. Situés au débouché des talwegs et ruisseaux, ils sont constitués de matériaux locaux. Leur accumulation peut parfois faire dévier la direction des cours d'eau.

Formations alluviales

Alluvions anciennes (terrasses du Dourdou et du Rance)

Sur cette feuille, c'est le système de terrasses de la vallée du Dourdou qui est le mieux développé. Sur les flancs de la vallée ont été observés des replats d'érosion qui matérialisent, çà et là, des étapes de creusement et sur lesquels sont déposés galets et graviers. Cinq niveaux de terrasses ont été identifiés par leur altitude relative par rapport au lit actuel du Dourdou, de la plus ancienne à la plus récente :

- Fy₁ : 50 à 55 m ;
- Fy₂ : 40 m ;

- Fy₃ : 30 m ;
- Fy₄ : 20 m ;
- Fy₅ : 5 à 10 m.

La nature des galets et graviers constituant les alluvions anciennes du Dourdou est la même que celle des alluvions récentes. Ce sont pour l'essentiel des grès et des conglomérats permien, ainsi que des grès, des pélites gréseuses et des metabasites provenant du socle en amont du bassin versant du Dourdou.

À l'exception de la terrasse Fy₁, dont l'épaisseur est de l'ordre du demi-mètre, l'épaisseur de ces dépôts alluviaux anciens est faible, d'ordre décimétrique. Leur étendue latérale est toujours faible.

Un système identique de terrasses existe dans la vallée du Rance. L'étendue latérale des dépôts alluviaux anciens est moindre que celle du Dourdou dans les sédiments permien et très inférieure dans le socle où la vallée est étroite et profonde, avec des versants abrupts (contraintes lithologiques) et où les dépôts sont fréquemment masqués par d'épaisses colluvions.

Grès et conglomérats permien, grès et quartz du socle, constituent l'essentiel de ces dépôts. Au Nord de Saint-Sernin-sur-Rance, le niveau le plus élevé (Fy₂) est constitué essentiellement de graviers sub-anguleux de quartz cariés (cm à dm) dont l'héritage tertiaire paraît probable. Certains de ces galets de quartz sont éolisés. Les dépôts alluviaux de la terrasse sous-jacente (Fy₃) sont constitués pour l'essentiel de pélites grises ou noires et de grès du Cambrien inférieur k₁. On y observe également quelques galets cariés provenant vraisemblablement du démantèlement de la terrasse sus-jacente.

À Saint-Sernin-sur-Rance, un ancien méandre recoupé du Rance a été mis en évidence grâce à la présence de lambeaux alluviaux dont l'altitude relative est de + 40 m.

En l'absence d'éléments de datation (fossiles, objets préhistoriques), on ne peut attribuer un âge à ces alluvions anciennes autre que Pléistocène moyen à supérieur.

Alluvions récentes

Fz. Alluvions de basse plaine du Dourdou, du Rance et des vallées secondaires. Le cours méandriforme du Dourdou entaille de quelques mètres sa plaine alluviale récente, large de 200 à 250 m. Il en est de même pour le Rance quand celui-ci coule dans les sédiments permien ; en revanche, sa plaine alluviale se resserre considérablement en pénétrant dans le socle.

Galets, graviers de grès et conglomérats permien sont les composants lithologiques principaux de cette nappe alluviale, auxquels se

mélangent des galets, moins abondants, du socle (grès et métabasites). Cette nappe est fréquemment recouverte par des limons fins d'inondation. Un palier plus élevé (2 à 3 m) existe sur la rive convexe de quelques méandres du Dourdou.

Des dépôts constitués essentiellement de galets peuvent être observés dans certains méandres du Dourdou. En l'absence de datation, mais par comparaison avec le système fluvial régional, les alluvions récentes peuvent être attribuées au Würm avec vraisemblablement des reprises au cours de l'Holocène.

T. Alluvions tourbeuses de fond de vallon. Elles sont constituées de dépôts organiques à sphaignes et ajoncs. Elles sont bien développées dans le secteur de Montfranc où elles tapissent les petites dépressions du plateau. Leur épaisseur reste faible, décimétrique ou pluridécimétrique.

X. Dépôts anthropiques. Ce sont essentiellement des déblais d'ardoisières.

TECTONIQUE, MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE HERCYNienne

Les caractères généraux et les relations respectives des déformations précoces et des déformations tardives, plicatives et cassantes, sont résumés dans les tableaux hors-texte 1 et 2. Ils permettent de distinguer pour les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue, deux grands événements tectono-métamorphiques distincts :

- une structuration tectono-métamorphique majeure se caractérisant par un plissement polyphasé et une tectonique tangentielle accompagnant la mise en place de grandes nappes ;
- un événement tectonique composite tardif se caractérisant par des déformations souples de grande amplitude, associées à des déformations cassantes. Il est accompagné par l'intrusion de granitoïdes.

La structuration majeure tangentielle, présente un gradient de déformation croissant du Sud vers le Nord ; unité structurale par unité structurale et phase par phase. Le tableau 1 (hors-texte) met en évidence cette évolution.

La structuration interne précoce de chaque unité structurale est essentiellement le produit de deux phases de plissement D1 et D2 souvent corrélables bien que leur intensité varie d'une unité à l'autre. La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance apparaît comme une unité chevauchante importante affectée par une déformation supplémentaire (D3) qui lui est spécifique.

*DÉFORMATIONS SOUPLES PRÉCOCES ET LEURS RELATIONS
AVEC LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL*

Domaine des monts de Lacaune

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

Rappelons que 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 (voir coupes 1, 2, 3, 4, 5 hors-texte ; coupe 6 sur la carte et schéma structural).

Déformation D1

Cette déformation engendre régionalement des plis d'ordre cartographique de direction axiale NE-SW, déversés vers le Sud-Est. Ces plis observables sans ambiguïté sont aschisteux et généralisés à toutes les unités. Ils sont réorientés E-W par les déformations tardi-hercyniennes au Nord de Lacaune (voir schéma structural).

Aussi bien dans les monts de Lacaune (synclinal de Brusque, synclinal du Merdelou) qu'en Albigeois (synclinal du Dadou), il a été établi que ces mégaplis se sont moulés sur des structures paléogéographiques, en particulier sur des rides volcaniques (Guérangé-Lozes, 1987).

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 et sous-unités (écailles). Notons l'importance du chevauchement qui rabote le flanc inverse de la sous-unité des ardoisières (voir coupes 1, 2, 3, 4, 5 hors-texte ; coupe 6 sur la carte et schéma structural) et de celui qui rabote le flanc inverse de la sous-unité de Sepval-les Cambous.

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).

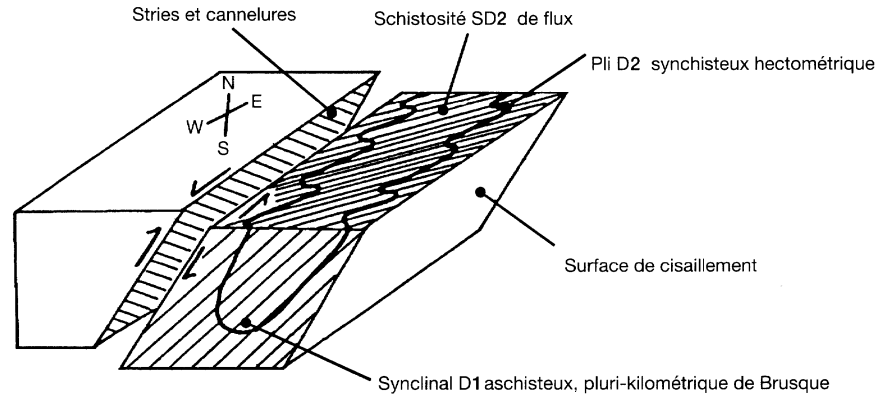


Fig. 1 - Mouvement senestre inverse des cisaillements dans les écailles des monts de l'Est de Lacaune et développement synchrone de la schistosité SD2

À l'échelle de l'affleurement, le cisaillement est pénétratif car, à l'intérieur même des diverses sous-unités, on observe l'importance 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.

Dans les monts du Nord de Lacaune, le jeu des cisaillements apparaît plutôt comme inverse, mais cette disposition pourrait résulter d'un aplatissement des structures, aussi bien précoces que tardives.

- **Plissement synschisteux.** À l'affleurement, une schistosité unique SD2, pénétrative et d'extension régionale, affecte les matériaux cambro-siluriens.

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 écaille.

Sur la feuille Saint-Sernin-sur-Rance, 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.

- **Relations géométriques et chronologiques entre plissement synschisteux et cisaillement**

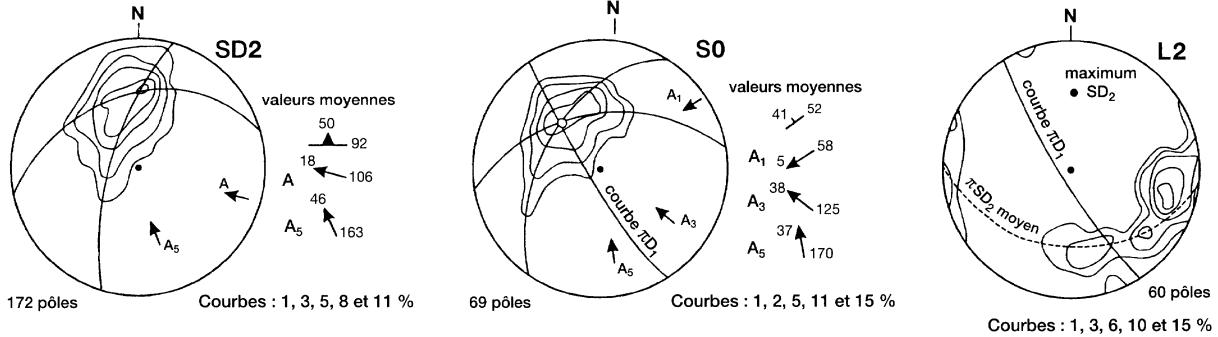
Il a été établi dans le synclinal de Brusque (feuille Camarès) que les relations angulaires entre les différents éléments structuraux (cisaillement, schistosité et striation) sont tout à fait compatibles avec un mécanisme unique. Ce dernier conduisant simultanément, d'une part aux cisaillements proprement dits, et d'autre part, au plissement synschisteux. Ces derniers, toujours d'ordre secondaire, apparaissant ainsi, en quelque sorte, comme un plissement d'entraînement. Le modèle proposé est illustré par la figure 1.

Déformation D3

À l'échelle du Sud-Ouest du Massif central, au Nord de la zone axiale, cette déformation - comme les phases précédentes - se caractérise par un gradient croissant vers le Nord.

Dans les monts de Lacaune, nous attribuons à D3 la flexuration d'ordre cartographique qui ondule les diverses unités structurales, depuis le synclinal de Brusque (feuille Camarès, région de Canac) jusqu'à la demi-fenêtre de Murasson (voir schéma structural). Ces amples

PARTIE ORIENTALE DE LA FEUILLE (monts de l'Est de Lacaune)



PARTIE OCCIDENTALE DE LA FEUILLE (monts au Nord-Ouest de Lacaune)

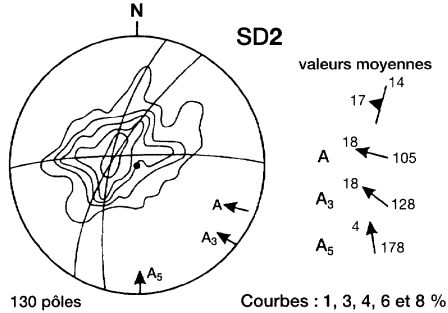


Fig. 2 - Diagrammes structuraux collectifs (monts de l'Est de Lacaune, monts au Nord-Ouest de Lacaune) (Canevas de Schmidt - hémisphère supérieur)

ondulations sont également mises en évidence par l'analyse des diagrammes structuraux : elles correspondent aux axes construits A3.

Les décro-chevauchements et filons NW-SE, type Senaux, sont contemporains de cette déformation.

• **Diagrammes structuraux.** L'analyse des diagrammes structuraux (fig. 2) conduit aux interprétations suivantes :

- l'axe construit A1 peut correspondre à l'axe des plis aschisteux D1, intensément déformés par les plissements qui ont suivi. Une autre trace de ces plis peut être déduite de la dispersion des linéations L2 dans le plan de schistosité SD2 ; le maximum des pôles SD2 étant à l'écart de la courbe π D1. Cette disposition en effet, est une caractéristique structurale des monts de l'Est de Lacaune, traduisant la superposition de la schistosité à un plissement de la stratification antérieur ;
- les axes construits A3 peuvent être rapportés à la déformation D3, cartographiquement importante dans la région ;
- les axes construits A5 sont à attribuer à la déformation D5, bien exprimée également au Nord de Lacaune (voussure de Viane) ;
- les axes construits A qui correspondent à une dispersion très marquée des pôles SD2 dans les diagrammes témoignent d'une compression tardive Nord-Sud qui pourrait être en relation avec la surrection de la zone axiale de la Montagne noire.

Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès

La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès est l'unité la plus méridionale des nappes de l'Albigeois (voir carte « Grandes unités structurales » hors-texte et schéma structural sur carte). Elle repose en contact anormal sur les unités des monts de Lacaune qu'elle prend en biseau. Le cisaillement ne se fait pas selon un niveau lithologique privilégié puisque diverses formations de la nappe peuvent reposer sur le substratum des monts de Lacaune, lui-même affecté de troncatures sommitales.

La structuration interne montre la superposition de deux phases de déformations précoces, toutes deux génératrices de schistosités peu pentées et synmétamorphiques.

Déformation D1

À l'échelle de l'affleurement, la phase de déformation D1 est caractérisée 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.

À l'affleurement, il est très difficile de dissocier la schistosité SD1 de la schistosité SD2, en dehors des charnières de plis D2 où l'on peut parfois observer l'enroulement de la linéation L1 (intersection S0/SD1).

Aucune direction axiale significative de la déformation D1 n'a pu être mesurée sur le terrain. La cartographie géologique régionale a permis cependant de mettre en évidence l'existence de mégastuctures d'ordre kilométrique couchées vers le Sud, auxquelles on peut associer la schistosité SD1 (voir schéma structural). Ce sont : le mégasynglinal du Dadou (structure cartographique majeure), et sur la feuille voisine Réalmont (959), le méga-anticlinal de la Trivale et le synclinal du Bousquet, plus au Sud.

L'axe cartographique déplié de ces structures est orienté N60 et N80°E, avec un faible plongement vers l'Ouest.

Déformation D2

Elle se traduit dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès par une tectonique d'écaillage (D2) très intense qui se superpose à la déformation D1. Les grands plis cartographiques D1 sont sectionnés sous un angle faible par le cisaillement majeur constituant la base de la nappe.

La phase de déformation D2 est caractérisée par un cisaillement associé à un plissement, avec développement d'une schistosité de *strain-slip* (SD2).

• **Cisaillements.** À l'échelle cartographique, la surface de cisaillement de la base de la nappe apparaît faiblement pentée vers le Nord (10 à 20°) et plissée par la phase D3 et les phases tardives D4 et D5.

À l'affleurement, tout le long de la base de la nappe, ce contact anormal peut être observé, mais c'est à Murasson qu'il est le plus spectaculaire : il se marque dans le paysage sur plusieurs kilomètres. La série verte du Cambrien moyen (*k4-5M*) repose en contact anormal sur les pélites du Silurien qui affleurent dans les points les plus bas, en demi-fenêtre.

Au village de la Bastide, les grès quartzitiques blancs (*o1M*) du flanc inverse du mégasynglinal du Dadou sont situés immédiatement sous la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. Ces matériaux sont affectés dans leur ensemble par des structures typiques de zones de cisaillement. On observe de nombreux plans de cisaillement secondaires (plans C) discontinus, subhorizontaux ou peu pentés vers le Nord. Leur espacement est de l'ordre du millimètre au décimètre. Le mouvement de cisaillement déforme la schistosité oblique SD2 en sigmoïde, SD2 se parallélisant avec les plans C. La disposition et l'orientation des sigmoïdes expriment ici clairement un déplacement des quartzites vers le Sud. La direction de déplacement est également marquée par l'éirement des cristaux de quartz qui, sur les plans C, dessinent une linéation N-S.

L'ensemble des formations est affecté par des cisaillements internes satellites, légèrement sécants à SD1-2, toujours faiblement pentés vers

le Nord. Leur écartement est en moyenne décamétrique. Des boudins de quartz (décimétrique) et des schistes broyés soulignent certains d'entre eux.

• **Déformations souples.** Les déformations souples rapportées à la phase D2 se manifestent par des plis d'amplitude, au maximum hectométrique. Elles 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 dénomination SD1-2 pour désigner la schistosité composite régionale, visible à l'affleurement.

La géométrie des plis D2 est complexe. Leurs axes sont fréquemment courbes. Le long du Dadou, au Sud-Ouest du village de Massuguiès, dans les schistes noirs attribués à l'Ordovicien (σ_{1-2}), on observe de nombreux plis D2 d'amplitude centimétrique à métrique. Ces plis ont ici une orientation axiale tout à fait variable (E-W à N-S), mais ils admettent la même schistosité SD2 de *strain-slip* comme plan axial, horizontale ou peu pentée vers le Nord. Pour l'ensemble de la nappe, les charnières décamétriques observées ont cependant une direction préférentielle N-S. Dans les zones très cisailées, les charnières de plis peuvent être isolées dans des panneaux délimités par des surfaces de cisaillement faiblement obliques à SD2.

Les surfaces de schistosité SD2 portent une linéation d'étirement visible principalement dans les matériaux les plus compétents. Cependant, ces linéations ne semblent pas généralisées à l'ensemble de la nappe, mais se marquent principalement dans les tufs rhyolitiques (tp) et les grès quartzitiques (σ_{1M}) du flanc inverse du mégasyclinal du Dadou ; c'est-à-dire très près et au-dessous de la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. La direction d'étirement est globalement N-S (N170°E à N10°E).

Les diagrammes collectifs des surfaces de stratification S0 et de schistosité SD1-2 (fig. 3) présentent des maxima très proches :

- pour les stratifications S0, une valeur moyenne N30°E avec un pendage de 25°NW ;
- pour les schistosités SD1-2, une valeur moyenne N65°E avec un pendage de 20°NNW.

L'orientation très voisine de ces maxima confirme le style globalement isoclinal du plissement composite D1-D2.

Le diagramme des surfaces de stratification montre que les pôles S0 se dispersent selon deux courbes. La plus nette correspond à un axe construit A1, orienté N85°E avec un plongement de 20°W (attribué à D1), et le deuxième à un axe construit A5, orienté N178°E avec un plongement de 15°N (attribué à D5).

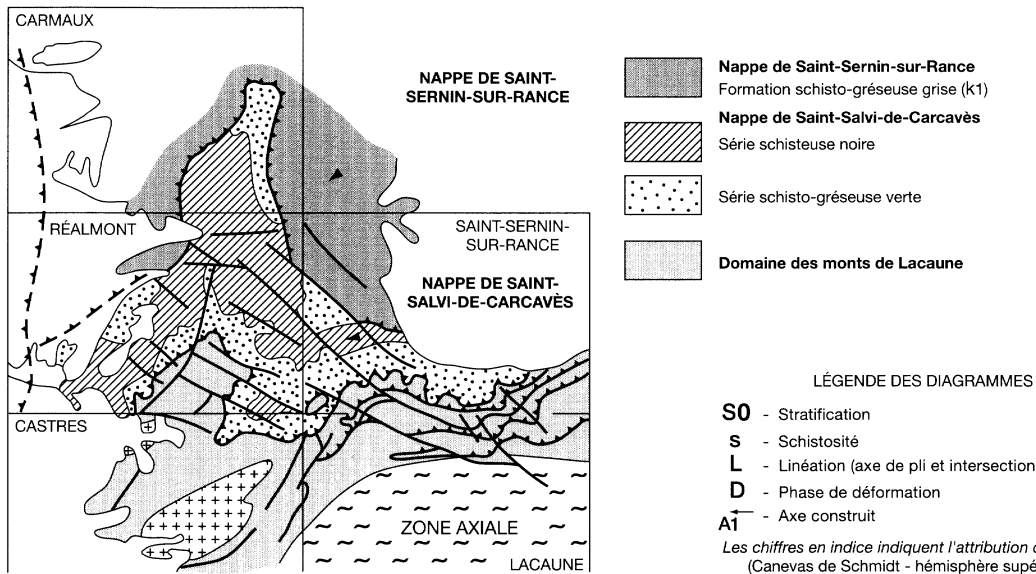
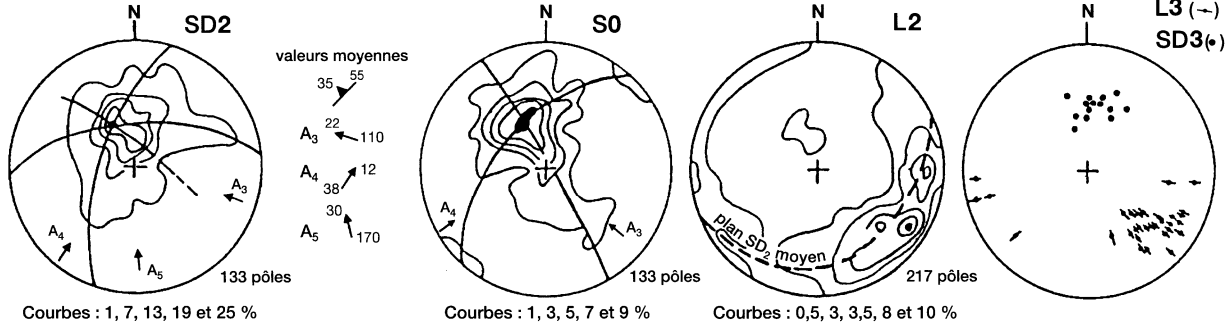
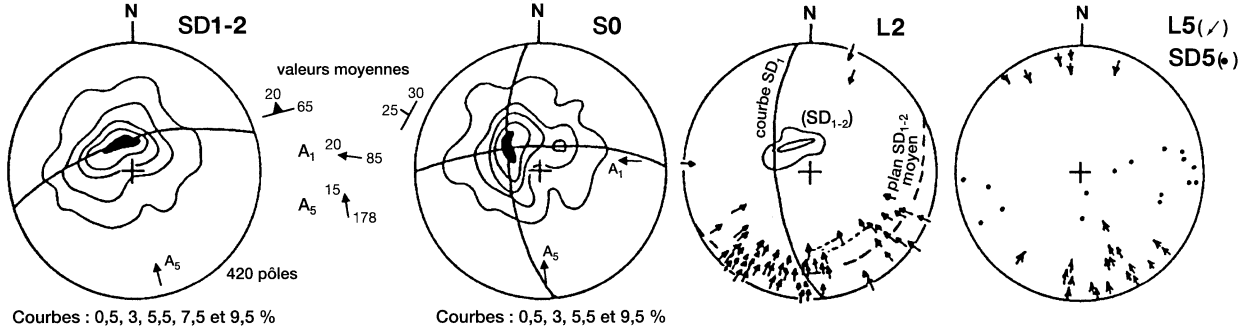


Fig. 3 - Diagrammes structuraux collectifs (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès)

NAPPE DE SAINT-SERNIN-SUR-RANCE (feuille Saint-Sernin-sur-Rance)



NAPPE DE SAINT-SALVI-DE-CARCAVÈS (feuille Saint-Sernin-sur-Rance)



Le diagramme des surfaces de stratification ne montre que la courbe correspondant à D5.

Le diagramme des linéations L2 montre que les pôles des surfaces de schistosité SD2 sont groupés à l'écart de la courbe $\pi D1$ et que les linéations L2 sont dispersées dans le plan de schistosité SD2 moyen. Cette disposition traduit bien l'existence d'un plissement antérieur à la formation de la schistosité SD2, de direction axiale E-W. On retrouve là, d'ailleurs, un modèle de superposition déjà mis en évidence dans les monts de l'Est de Lacaune.

Déformation D3

Nous rapportons à D3 les grands couloirs de fracturation NW-SE associés à des plis tardifs (plis en chevrons) de direction axiale NW-SE, subhorizontaux, qui replissent les surfaces SD1-2.

La déformation D3 dans l'Albigeois correspond à la déformation D3 décrite au Sud du Lézérou où les grands cisaillements tardi D2 - syn-D3 ont pu être datés à 350 ± 20 Ma par C. Pin (1981) et 346 ± 7 Ma par H. Maluski et P. Monié (1988), par l'âge de la mise en place du granite syntectonique du Pinet.

Métamorphisme

Le métamorphisme de basse température ne dépasse pas le faciès « Schistes verts ». Ces schistes présentent l'association caractéristique: quartz-albite-muscovite-chlorite. Dans cette nappe, la biotite n'a jamais été observée.

La recristallisation métamorphique a commencé pendant la déformation D1 où elle se manifeste par une néogénèse de phyllites se développant dans les plans de schistosité SD1. Le métamorphisme se poursuit pendant la phase de déformation D2, la muscovite recristallisant également dans le *strain-slip* SD2 (coalescence des phyllites dans les joints de clivage SD2 et cristallisation en arcs polygonaux).

Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance

La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance est une nappe majeure de l'Albigeois cristallin. Elle repose indifféremment sur les diverses formations de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et, en particulier, sur n'importe quel terme lithologique de la série verte du flanc inverse du mégasyncinal du Dadou, voire même sur les schistes ordoviciens du cœur de cette unité. La surface de cisaillement basale est très faiblement pentée vers le Nord (15 à 20°), à l'échelle cartographique.

La structuration interne est ici le produit de trois phases de déformation précoces (tabl. 1, hors-texte), toutes trois génératrices de schistosités peu pentées vers le Nord, les deux premières, symmétamorphiques,

étant corrélables avec les déformations précoces D1 et D2 de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

Déformation D1

Comme dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, la phase de déformation D1 est caractérisée à l'affleurement uniquement par l'existence d'une schistosité de flux SD1. Elle apparaît clairement, en relique, dans les bancs de grès sous forme d'une schistosité de dissolution du quartz. Aucun pli associé à cette déformation n'a été reconnu, quelle que soit l'échelle d'observation. D'une manière générale, la schistosité SD1 est transposée par les schistosités SD2 et SD3, sauf localement dans les matériaux ci-dessus.

Déformation D2

Dans cette unité, les caractéristiques de la déformation D2 sont identiques à celles de la phase correspondante de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès : cisaillement tangentiel pénétratif associé à un plissement synschisteux d'amplitude au maximum hectométrique. Mais ici, la déformation globale apparaît plus intense, l'espacement des cisaillements internes étant plurimétrique. Dans la série schisto-gréseuse k1, située au-dessus de la surface de chevauchement basale de la nappe, on observe de nombreux plis isoclinaux D2 d'amplitude variable, dont les flancs sont sectionnés par les cisaillements secondaires internes, les charnières apparaissant alors comme des « méga-rods ». Ce phénomène s'observe à tous les ordres de grandeur, depuis la lame mince jusqu'à la structure pluri-décamétrique. Le plissement à axe courbe est la règle générale ; on note cependant trois directions axiales principales allant de N90° à N130°E.

Les diagrammes structuraux collectifs des surfaces de stratification S0 et de schistosité SD2 (fig. 3) montrent clairement une coïncidence des maxima, confirmant le style isoclinal des structures synschisteuses D2.

Le plan de schistosité SD2 moyen est orienté N55°E avec un pendage de 34°NW. Les pôles des surfaces de schistosité SD2 se dispersent selon des courbes dont les axes construits sont :

- A3 - N110°E, plongement de 22°W ;
- A4 - N38°E, plongement de 12°NNE ;
- A5 - N170°E, plongement de 30°N.

Ces axes sont caractéristiques des déformations D3, D4 et D5.

Déformation D3

Le plissement D3 a été bien caractérisé dans le secteur de Miolles-Balanguier où l'on observe de nombreux plis déversés vers le Sud-Ouest, en chevrons, d'amplitude métrique affectant les surfaces SD2, d'axes NW-SE. Ces plis admettent, comme plan axial, une schistosité

de crénulation (à fracture) SD3. Ici, statistiquement, SD2 et SD3 sont très proches l'une de l'autre et faiblement pentées vers le Nord.

Métamorphisme

Les grès feldspathiques et les schistes présentent des assemblages minéralogiques homogènes comprenant : quartz, albite, chlorite et muscovite. Ces assemblages caractérisent le faible ou le très faible degré du métamorphisme. Les phyllites sont allongées généralement dans les plans de schistosité SD2. Cependant, la recristallisation métamorphique a coïncidé également avec la déformation D1, comme en témoignent les phyllites orientées dans SD1, lorsque cette schistosité est encore discernable (en relique dans les bancs gréseux). Les conditions de métamorphisme sont restées constantes durant les déformations D1-D2, liées à la mise en place des nappes traduisant ainsi un continuum tectono-métamorphique.

Datation de la structuration tectono-métamorphique tangentielle

Un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (au moyen d'une sonde laser) de 380 ± 10 Ma a été obtenu pour des muscovites synchrones de la déformation D2 dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance (Maluski, *in* Guérandé-Lozes, 1987). Rappelons qu'un âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 346 ± 7 Ma a été également obtenu sur des micas du granite syntectonique du Pinet (syn - D2/D3), synchrone des décro-chevauchements dextres WNW-ESE (Maluski et Monié, 1988). Ces âges sont en accord avec ceux de la structuration intra-dévonienne des zones plus internes de l'orogène varisque.

Signalons que S. Costa (1990), par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a obtenu des âges bien différents pour la datation du métamorphisme, notamment sur l'échantillon déjà traité par H. Maluski : $343,6 \pm 3,5$ et $337,7 \pm 3,4$ Ma.

DÉFORMATIONS TARDI-HERCYNIENNES

Les événements tectoniques tardifs, communs à toutes les nappes et associés à la mise en place de magma granitique, se caractérisent par des couloirs régionaux de déformation, soulignés par des plis à grand rayon de courbure et une intense tectonique cassante. Les caractères généraux des déformations tardives plicatives et cassantes associées, ainsi que leurs relations mutuelles, sont résumés dans le tableau 2 (hors-texte).

Deux phases de déformation plicatives sont distinguées, D4 et D5.

Déformations souples tardives

Déformation D4

Elle se caractérise ici par d'amples ondulations mises également en évidence par l'analyse des diagrammes structuraux (fig.3). Cette déformation est probablement contemporaine de la mise en place du granite du Sidobre.

Déformation D5

Elle se traduit par un plissement d'ordre cartographique de direction N-S à NNE-SSW (voir schéma structural) (voussure antiforme de Viane-Senaux).

A l'affleurement, la déformation D5 se traduit par des plis en chevrons, d'amplitude centimétrique à hectométrique, droits ou déjetés (généralement vers l'Est). À ces plis, d'axe N170° à N20°E plongeant légèrement vers le Nord, est associée une schistosité de fracture sub-verticale, plus ou moins serrée et disposée en couloirs sub-méridiens.

En Albigeois, la déformation D5 est responsable de la grande structure antiforme allant de Montredon-Labessonnié jusqu'au Nord du Tarn, trait structural tardif majeur ; l'axe de cette structure orienté NNE-SSW avec un plongement faible vers le NNE explique l'ennoisement vers le Nord de l'antiforme de Montredon-Labessonnié.

Ce plissement est probablement contemporain de la mise en place d'un corps granitique masqué des feuilles voisines Réalmont et Carmaux. Cette existence granitique est confortée : d'une part par la remarquable structure gravimétrique légère de direction NNE-SSW de Montredon-Labessonnié, bien marquée jusqu'au Nord du Tarn (fig. 4), et d'autre part, par les nombreux filons granitiques et microgranitiques cartographiés ponctuellement tout le long de cette structure.

Datation des déformations souples D4 et D5. L'âge Rb-Sr de J.Hamet (1975), pour le granite du Sidobre (281 ± 36 Ma) date la déformation D4 qui contrôle cette intrusion au début du Stéphanien.

Cette attribution d'âge est confortée par les dépôts carbonifères supérieurs du Sud-Ouest du Massif central, dans des bassins actifs pendant les phases D4 et D5 (tabl. 2, hors-texte). Les premiers dépôts carbonifères connus sont d'âge stéphanien A (bassin de Carmaux).

Déformations cassantes analysées dans le socle

Quatre systèmes de fractures majeures d'ordre cartographique affectent les terrains cambro-siluriens de la feuille. Par ordre d'importance décroissante, on relève les familles de directions respectives suivantes WNW-ESE à NW-SE, N-S à NNE-SSW, E-W et NE-SW.

Un essai de chronologie relative par rapport aux phases de plissements D3, D4 et D5 est proposé dans le tableau 2 (hors-texte).

Failles WNW-ESE à NW-SE

Ce sont les accidents les plus fréquents. Leur jeu apparent dextre est très net et décale toutes les structures d'ordre cartographique. En

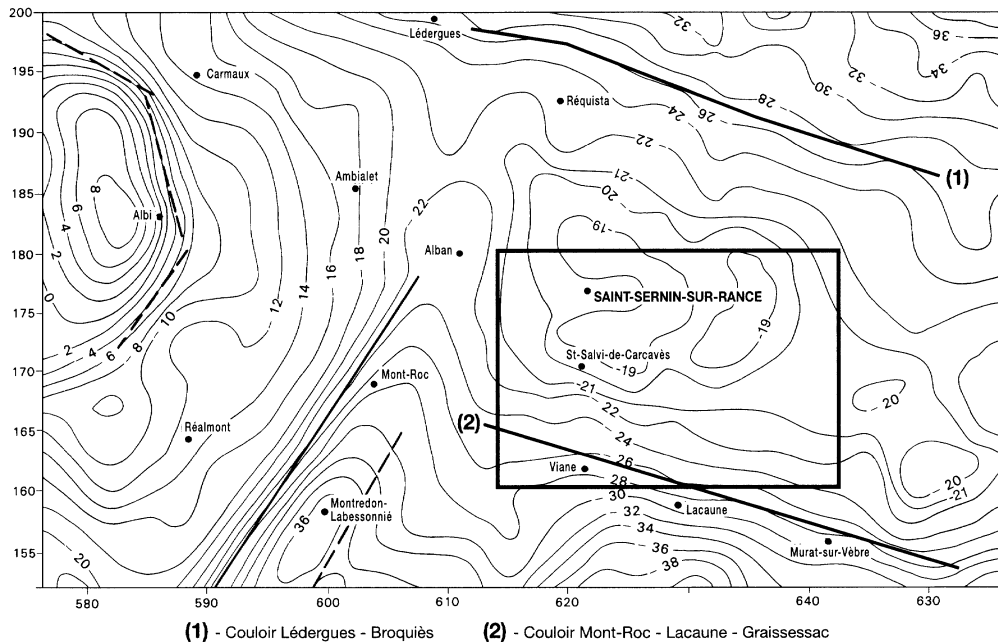


Fig. 4 - Discontinuités gravimétriques principales mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes ; profondeur 5 à 10 km (Corpel et al., 1987)

Albigeois, leur écartement moyen est de l'ordre de 1 à 4 km environ pour les grandes failles. Certaines sont soulignées par du quartz et constituent des « BTH » (brèche tectonique hypersilicifiée), comme le filon de Roquezezière qui a une orientation moyenne N125°E avec un pendage de 45° à 60°NNE. L'aspect bréchique est donné par la présence d'abondants blocs de l'encaissant, emballés dans la silice mise en place lors de l'ouverture de ces fractures. Dans l'ensemble de l'Albigeois, ces filons ne sont pas minéralisés en fluorine.

Régionalement, à l'échelle du Sud-Ouest Massif central, des couloirs de fracturation intense orientés suivant cette direction ont été identifiés : larges zones faillées Mont-Roc-Graissessac (qui traverse au Sud-Ouest la feuille Saint-Sernin-sur-Rance), Lédergues-Broquiès (feuilles Carmaux et Réquista) et détroit de Rodez.

La carte gravimétrique des sources profondes (fig. 4) (Corpel et *al.*, 1987) fait ressortir clairement deux discontinuités à fort gradient de direction WNW-ESE, à l'aplomb des deux premières zones faillées. Ces discontinuités correspondent à des accidents crustaux qui se traduisent en surface par ces couloirs de fracturation intense.

On peut penser que ces accidents d'ordre cartographique, qui tronquent à intervalles réguliers de 20 à 30 km le Sud-Ouest du Massif central, ont été créés vers 345 Ma, âge du granite du Pinet qui s'est mis en place dans un décro-chevauchement de cette famille (feuille Réquista). Leur premier jeu serait donc corréléable avec la phase D3. La grande faille de Mazamet-Labastide, qui sectionne la zone axiale de la Montagne noire à environ 25 km au Sud du couloir de la faille Mont-Roc-Graissessac, est de même direction et pourrait avoir réutilisé un couloir de fracturation de cet âge (voir schéma structural et tabl. 1, hors-texte). Cette interprétation pourrait être un élément de datation pour la structuration tangentielle de la zone axiale : même âge que celle du versant nord et donc anté 345 Ma. La chronologie des rejeux successifs de ces accidents figure sur le tableau 2 (hors-texte).

Failles et filons N-S à NNE-SSW

Ces failles subverticales sont présentes dans tout le secteur d'étude mais avec une importance moindre que dans la région de Mont-Roc.

En Albigeois, les zones faillées de cette direction correspondent à des accidents profonds comme en témoignent les discontinuités gravimétriques mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes (fig. 4).

Failles et filons E-W

Les failles de cette direction sont rares sur cette feuille. En Albigeois, elles correspondent aux accidents les plus importants du point

de vue économique, car ce sont eux qui sont minéralisés en fluorine. Celle-ci est actuellement exploitée à Mont-Roc, Saint-Jean-de-Jeannes et au Burc.

Failles NE-SW

Celles-ci sont peu fréquentes et n'ont aucune incidence cartographique notable sur la feuille.

CONCLUSIONS

L'évolution géodynamique des terrains de la feuille Saint-Sernin-sur-Rance ne peut être appréhendée que si on la replace dans un contexte régional à l'échelle du Sud-Ouest Massif central.

Dans ce domaine, les unités les plus septentrionales (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et complexe leptyno-amphibolique de Réalmont-Najac-Lévézou) apparaissent comme les nappes majeures de l'Albigeois et du Rouergue cristallins. Le domaine des monts de Lacaune qui présente le degré de déformation le moins élevé, pourrait constituer, soit un « front de chevauchement » se terminant par plusieurs branches délimitant des écailles, soit un para-autochtone déformé par l'avancée des nappes.

Sur la base de données radiométriques, l'âge de la structuration tectono-métamorphique tangentielle majeure du Rouergue, de l'Albigeois cristallin et des monts de Lacaune peut être globalement rapporté au Dévonien moyen-supérieur (380-350 Ma), c'est-à-dire à l'orogénèse éovarisque. Au Nord de la Montagne noire, l'absence de terrains anté-orogéniques plus jeunes que le Silurien est une donnée d'ordre stratigraphique qui corrobore cette attribution d'âge.

L'hypothèse d'un transport en bloc, plus tardif vers le Sud des structures tangentielles dévoniennes de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, n'est pas à écarter *a priori*. Toutefois, deux objections peuvent être formulées : d'une part, la cohérence de la structuration tangentielle dans l'ensemble du domaine au Nord de la zone axiale de la Montagne noire et d'autre part, l'absence de traces d'un tel déplacement : les rejeux tardifs des surfaces de chevauchement restant limités et se faisant au contraire vers le Nord (en failles normales).

De toutes façons, les grands décro-chevauchements D3, datés de la limite Dévonien-Carbonifère (350 Ma), scellent la mise en place des nappes et fossilisent à l'âge limite le plus jeune, ainsi que la superposition actuelle des différentes unités structurales : superposition de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance sur la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et superposition de cette dernière sur les écailles des monts de Lacaune.

Ce modèle conduit à envisager un hiatus de quelques dizaines de millions d'années entre la structuration d'un domaine septentrional

(Rouergue-Albigeois-monts de Lacaune) et celle d'un domaine méridional (versant sud de la Montagne noire-massif de Mouthoumet-Pyrénées), dont la structuration polyphasée synmétamorphique tangentielle est namuro-westphalienne (Viséen C-Namurien A dans le versant sud, et post-Westphalien A dans les Pyrénées). Ces deux grands domaines constituent par ailleurs des ensembles paléogéographiques hétéro- piques, aujourd'hui contigus.

Si le grand accident de Mazamet-Labastide qui tronçonne la zone axiale, est à rapporter pour son jeu initial, aux décro-chevauchements D3, la zone de transition entre ces deux domaines pourrait se situer à hauteur de la zone axiale cristalline de la Montagne noire et sa bordure sud. Notons que cette faille se bloque sur la grande zone faillée qui limite le Nord du versant sud et que ce dernier n'est affecté par aucune fracture rapportable à ce système (voir schéma structural).

STRUCTURE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE POST-HERCYNIEUNE

STRUCTURE

Le bassin permien montre un dispositif général en demi-graben, faiblement penté vers le Sud, en direction d'un faisceau d'accidents bordier.

La bordure sud est limitée par un faisceau de failles, à importants rejets normaux, déterminant une succession de gradins.

La bordure nord du bassin, transgressive sur le socle du Lévézou, est également affectée par une série d'accidents WNW-ESE à faibles rejets normaux. Ceux-ci se superposent au grand couloir de fracturation (Carmaux-Réquista) dans lequel s'est placé le petit bassin houiller de Brousse-Broquiès (feuille Réquista).

Ces deux faisceaux correspondent aux rejeux tardifs de grands accidents tardi-hercyniens.

- Trois familles principales de fractures affectent la série permienne :
 - la mieux représentée est constituée de failles de direction NW-SE à E-W, à fort pendage nord et à jeu normal, en partie synsédimentaire ;
 - une famille de direction ENE-WSW, essentiellement localisée au Sud-Est du bassin, s'aligne fidèlement sur les structures du substratum des monts de l'Est de Lacaune. Certains de ces accidents, telle la faille d'Andabre, se prolongent dans la couverture mésozoïque témoignant ainsi de rejeux plus tardifs (Pyrénéens ?) ;

- des accidents subméridiens ne s'expriment bien que sur la bordure ouest du bassin.

- De rares plis peuvent être observés, le plus souvent d'ordre métrique à pluridécamétrique. Certains de ces plis pourraient être induits par le jeu pyrénéen d'accidents décrochants. D'autres pourraient s'être formés en régime distensif au cours du Permien, dans un contexte de déformations gravitaires.

- La série permienne présente des pendages réguliers vers le Sud, de 10 à 25° dans l'Autunien et de 5-20° dans le Saxonien. Leur direction s'infléchit sensiblement vers le Sud-Est le long de la bordure ouest, et s'inverse localement vers le Nord, au Sud de Belmont.

Cette constance des pendages vers le Sud semble en contradiction avec deux types d'observations :

- le plongement extrêmement faible de la base de la série, visible sur la bordure ouest du bassin. Celui-ci pourrait s'expliquer par le rejeu compensateur d'accidents multiples parallèles à la structure ;

- l'allure synclinale suggérée par la cartographie des faciès saxoniens. Celle-ci est due en fait à la géométrie des corps sédimentaires et non à une structure pllicative.

Pour G. Santouil (1980), la structuration permienne du bassin est caractérisée par un contexte distensif de direction subméridienne (N20°E) qui s'exprime par le jeu normal des accidents de direction N100-N130°E qui contrôlent l'ouverture du bassin sédimentaire et les caractéristiques de son remplissage. On s'accorde actuellement pour reconnaître l'importance de ce contrôle tectonique, mais ses modalités et sa chronologie font encore une large part à l'hypothèse.

Des indices de déformations syngénétiques, discordances internes, failles ayant affecté des terrains non lithifiés, déformations hydroplastiques, sont décrits aussi bien dans l'Autunien que dans le Saxonien.

A plus grande échelle, le tracé concave de certaines failles normales, la difficulté à assurer leur continuité sur des distances importantes, leur coïncidence locale avec des limites de faciès (faille limite des Pélites de Saint-Pierre), sont des arguments pour les interpréter comme des failles de croissance (failles listriques s'incurvant vers l'horizontale en profondeur). Les principaux de ces accidents sont vraisemblablement en relation avec les discontinuités du socle sous-jacent. Dans le Saxonien, au voisinage des accidents majeurs ou de leurs répliques, on peut observer un certain nombre de phénomènes (basculements de couches, voissures, fractures de compensation à rejeux localement inverses), qui suggèrent fortement l'existence de mouvements gravitaires du type blocs glissés. Ce type de phénomènes pourrait fournir

une explication à certaines manifestations intra-autunniennes de type compressif, plis, failles inverses, signalés par G. Santouil.

Un modèle tectono-sédimentaire d'évolution générale du bassin permien a été proposé (Legrand et Rolando, 1988). Il définit une géométrie en *roll-over* successifs, liés au jeu synsédimentaire de failles listriques induites en profondeur par des basculements de blocs du socle.

ÉVOLUTION, HISTOIRE GÉOLOGIQUE

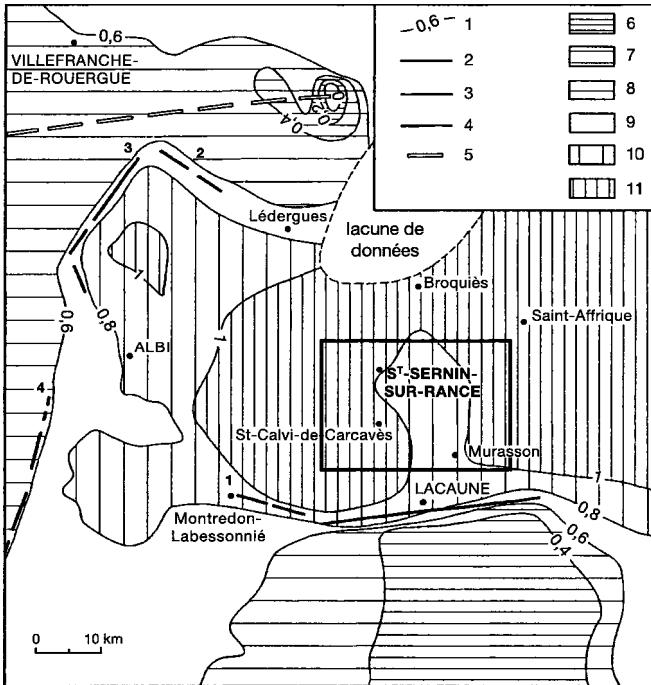
À considérer la régularité de la surface infra-autunienne, le modeste développement des faciès proximaux à la base de la série, et la prédominance dans tout le reste de l'Autunien de faciès fluviaux ou fluvio-lacustres très évolués, on peut estimer que la pénéplanation du domaine varisque dans ce secteur était déjà largement réalisée dès le début du Permien.

À cette période, le régime compressif qui prévalait au Carbonifère, est remplacé par un contexte distensif de direction grossièrement Nord-Sud. L'ouverture du bassin de Saint-Affrique est liée à ce changement de régime, qui voit les accidents préexistants (pour la plupart) évoluer en faille normale.

Cette ouverture s'amorce *au début de l'Autunien* avec une activité tectonique modérée au voisinage de certains accidents, et avec une subsidence irrégulière et peu accusée. L'inégalité du développement des faciès conglomératiques à la base de la série (Canabols-Gorp) et la présence d'ombilics à sédimentation lacustre (Pélites de Saint-Rome) témoignent des inégalités de l'aire de sédimentation. Comme à Lodève, des manifestations volcaniques, quelque part à la périphérie du bassin, accompagnent cette ouverture. Leur importance, leur localisation et leur durée, restent à préciser.

Au cours de l'Autunien, la puissante accumulation des Grès du Dourdou traduit une uniformisation et un élargissement de l'aire sédimentaire, dont les limites débordent largement le cadre antérieur. Les apports fluviaux à caractère très distal et les chenaux peu incisés, répondent à une subsidence accrue et régulière, contrôlée par le jeu synsédimentaire des accidents Est-Ouest (N100-N130°E).

Au début du Saxonien, une brusque saccade de subsidence se manifeste avec le rejeu du faisceau d'accidents de Mounes, à partir duquel se développe le cône alluvial des grès et conglomérats de Belmont-Rebourguil et vraisemblablement plus au Nord de dépôts pélitiques distaux. La subsidence est suffisamment importante et rapide pour permettre l'accumulation de grès de 1 000 m de sédiments et être accompagnée de phénomènes gravitaires le long de la marge méridionale active. L'événement, probablement tectonique, qui déclenche ce second cycle sédimentaire, est également enregistré dans les bassins voisins (défilé de Rodez et Lodévois). Le dépôt des Pélites de Saint-Pierre au cours du cycle saxonien,



- 1 - Courbe isovaleur en mm/an
- 2 - Discontinuité majeure
- 3 - Discontinuité importante
- 4 - Discontinuité secondaire

- 5 - Axe d'inflexion synforme
- 6, 7, 8 - Zone en affaissement
- 9 - Zone stable
- 10, 11 - Zone en surrection

Fig. 5 - Carte isocine

représente vraisemblablement un épisode distinct qui entraîne l'expansion des conditions distales à l'ensemble du bassin, tout en s'accompagnant de quelques indices d'activité volcanique, inconnus dans les autres bassins. Les grandes épaisseurs sédimentaires accumulées dans ce domaine sud sont reliées à l'activité (en faille normale) du faisceau d'accidents Boulouysse-Comps.

Vers la fin du Permien, la plate-forme ébauchée aux dépens des reliefs de la chaîne varisque, est soumise à des déformations d'ampleur limitée et de caractéristiques mal définies.

Au début du Trias, une nouvelle période d'érosion parachève les aplanissements antérieurs. Les produits de cette érosion sont d'abord évacués vers les bassins qui s'ouvrent à la périphérie de la chaîne : Aquitaine, bassin du Sud-Est de la France. À partir de l'Anisien, la progression de la transgression marine freine cette évacuation et la plate-forme est progressivement ennoyée par des dépôts de marge laguno-détritiques puis évaporitiques, au Trias supérieur.

Au début du Jurassique (Hettangien basal) la transgression marine s'accuse avec des conditions de plate-forme carbonatée d'ambiance confinée. Des conditions franchement marines ne gagnent la région qu'à partir du Lotharingien. Elles persisteront vraisemblablement pendant la majeure partie du Jurassique, avec un certain nombre de pulsations liées aux variations eustatiques et à des épisodes tectoniques modérés.

La fin du Mésozoïque et le Tertiaire sont dominés par des périodes de pénéplation et par les déformations liées à l'orogénèse pyrénéenne (Éocène supérieur) et à l'ouverture des rifts oligocènes, aux marges du Massif central (Languedoc, Bassin rhodanien, Limagne). Les seuls témoins encore mal déchiffrés sont représentés par les surfaces d'aplanissement qui tronquent les reliefs.

Vers la période fin Pliocène-début Quaternaire, le relèvement relatif du bloc Massif central entraîne l'encaissement des réseaux de drainage, dont les derniers stades sont enregistrés par l'étagement des terrains fluviaux (Dourdou notamment).

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

TECTONIQUE ACTUELLE

La carte isocine (fig. 5), établie à partir des comparaisons des nivellements (Lenôtre et Guérangé-Lozes, 1989) montre que l'ensemble des monts de Lacaune-Albigeois-bassin permien de Saint-Affrique, fait partie d'une même zone en élévation. Le passage aux zones en affaissement est marqué au Sud et au Nord, par des discontinuités de direction N90° à 110°E, qui correspondent respectivement à la bordure nord

de la zone axiale de la Montagne noire et à la zone faillée de Lédergues-Broquiès (feuille Réquista).

GÉOMORPHOLOGIE

Le territoire de la feuille Saint-Sernin correspond à une zone de reliefs encaissés d'altitude régulière (500-700 m), légèrement déprimée par rapport aux entablements des avants-causses à l'Est (feuille Camarès) sur 700-800 m, et par les culminations des monts de Lacaune (800-1100 m) au Sud.

Aplanissements

La régularité des altitudes, peu perturbée par les hétérogénéités lithologiques, et le style des reliefs d'interfluve à sommets relativement plans, traduisent clairement une morphogenèse dominée par les mécanismes d'aplanissement. L'enveloppe des reliefs peut ainsi être assimilée à une surface d'érosion plus ou moins déformée, et inégalement dégradée et disséquée en fonction de la nature du substratum. Cette surface représente en fait la somme de plusieurs stades d'aplanissement (et d'épisodes de déformation) successifs.

- Le premier et le plus important correspond à la surface infra-mésozoïque. Cette surface extrêmement régulière fossilisée par la couverture mésozoïque apparaît dans le Nord-Est de la feuille à la base des quelques témoins préservés de cette couverture, à une altitude proche de l'enveloppe des reliefs.

- Les retouches ultérieures apportées à cette surface initiale peuvent être décelées ici ou là, mais faute d'une extension et d'une continuité suffisante des formes et surtout de dépôts corrélatifs, l'identification et la chronologie de ces stades d'aplanissement restent largement hypothétiques.

Sur les sommets des monts de Lacaune, en limite sud de la feuille deux niveaux de replats étagés, dominés par des reliefs résiduels de type *inselberg*, pourraient être attribués à des épisodes fini-mésozoïques début Tertiaire pour le plus élevé, et médio-tertiaire pour le second.

Au Sud-Ouest quelques replats à altérites sont corrélés (P. Mouline, communication orale) aux grands glacis fini-tertiaires (Miocène supérieur, Pliocène ?) de la marge aquitaine.

Réseaux fluviaux

Les trois principaux axes de drainage, affluents de rive gauche du Tarn, s'écoulent vers le Nord (Dadou), vers l'WNW (Rance), et vers le Sud-Ouest (Dadou). Leur disposition rayonnante à partir de la zone sommitale des monts de Lacaune ainsi que l'indépendance de leur tracé vis-à-vis des hétérogénéités du substratum, attestent de l'installation du drainage par surimposition sur une surface aplanie.

Les hétérogénéités lithologiques et la structuration du substratum ne se traduisent guère que dans le tracé des affluents secondaires, heurtés, à segments rectilignes.

Formes structurales

Seuls les terrains mésozoïques déterminent des formes structurales nettes avec le talus et cuesta de la séquence Trias-Lias inférieur.

Au cœur du bassin permien la constance des pendages sud engendre dans les faciès sommitaux péliques de discrètes amorces de glacis structuraux.

Dans les terrains anté-permiens, la complexité des structures et la faiblesse des contrastes lithologiques s'opposent à l'élaboration de formes structurales significatives. On notera seulement dans les monts de Lacaune l'orientation générale des reliefs guidée par les accidents tardifs SW-NE, et dans le domaine des nappes albigeoises, quelques formes de détails induites par l'horizon résistant de quartzites du Trémocodoc.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

La région délimitée par la feuille Saint-Sernin-sur-Rance est à vocation agricole. L'élevage ovin est important en pays montagneux et surtout dans les prairies du bassin de Saint-Affrique. Le lait de brebis sert à la fabrication du fromage de Roquefort.

Une grande partie des terres sont incultes et en jachère. Les cultures sont pour l'essentiel montagnardes : pomme de terre (angle nord-est de la feuille), et seigle (région du Masnau-Massuguiès-Montfranc). Fourrage et céréales dominent dans le bassin permien. Le long de la vallée du Rance et de celles situées à l'Est de celle-ci, de faibles surfaces cultivables sont plantées en vigne.

VÉGÉTATION ET CULTURES

La carte de la végétation de la France (feuille Rodez à 1/200 000), réalisée par C. Dupias et G. Cabaussel (1966), ainsi que la carte phytécologique de Midi-Pyrénées à 1/500 000 réalisée par R. Delorme (1970), ont été utilisées pour la rédaction de ce chapitre.

Les sols qui caractérisent les formations géologiques affleurant sur la feuille sont pour l'essentiel acides (pH = 5 à 6,5) et constituent deux grands ensembles : des sols silico-argileux qui correspondent aux formations du socle et des sols grésio-argileux qui coïncident avec le bassin permien de Saint-Affrique, dont la partie centrale et également la

plus basse (altitude 500 à 300 m), se caractérise par des sols plus neutres (pH = 6,7). Dans l'extrême angle nord-est de la feuille, affleurent les calcaires jurassiques de la bordure orientale des causses du Larzac donnant des sols plus basiques (pH > 7).

Le *chêne vert* qui ne trouve des conditions écologiques favorables qu'aux expositions abritées, ensoleillées et relativement sèches, ne se développe que dans de petites stations isolées (2 km au Sud-Est de Montlaur).

Le *chêne pubescent* occupe largement le plateau d'altitude (entre 500 et 700 m) et les terrains gréseux du bassin de Saint-Affrique. Le développement du chêne pubescent est favorisé par une pluviosité modérée (700 à 900 mm/an) et des températures douces puisque cette région est soumise aux influences méditerranéennes (vent d'Autan sec). Cette flore comporte également un contingent important d'espèces méditerranéennes dont les plus caractéristiques sont le thym, *Lavandula latifolia*, *Cistus laurifolius*, *Erica arborea* et *Phillyrea media*.

Ce chêne pubescent, généralement en taillis, est accompagné d'Oxycèdre alaterne et de *Cistus laurifolius* assez fréquent. Dans la région de Saint-Sernin-sur-Rance, plus soumise aux influences atlantiques, se mélangent *Narthecium ossifragum* et *Arnica montana*.

La lande à *Erica arborea* est bien développée le long du Rance. Les prairies qui recouvrent la partie la plus basse du bassin permien (500 à 300 m) sont couvertes par *Bromus erectus*, *Aphyllantes*, *Lithospermum fruticosum*, *Elymus caput-medusae* et de thym.

Cultivé depuis une époque très ancienne, le *châtaignier* a joué un rôle important dans l'alimentation du Sud du Massif central. Peu exigeant, il a été planté partout où les conditions édaphiques (sols siliceux et bien drainés) le permettaient. Il a été substitué au chêne pubescent sur les pentes du bassin du Rance. Les sous-bois comprennent surtout le genêt à balais, la fougère-aigle, la bruyère cendrée, la callune, la digitale, *Teucrium scodonia*, *Lazula forsteri* et dans les régions les plus chaudes du bassin, *Erica arborea*. Mal entretenues, les châtaigneraies sont actuellement en régression.

Le *chêne sessile* demande moins de chaleur que le chêne pubescent. Il se situe dans les régions les plus élevées : toutes les pentes comprises entre 600 et 700 m, dans la moitié occidentale de la feuille, à l'Ouest du Rance.

Les bois sont occupés par néflier, houx, alisier, noisetier, bourdaine, lierre et parfois quelques hêtres, et la strate herbacée par : *Anemone nemorosa*, *Teucrium scorodonia*, *Vaccinium myrtillus*, *Genista pilosa*, fougère-aigle et genêt à balais. Les landes, surtout développées dans la région du haut-Dadou, sont constituées de genêt à balais (dominant), callune, bruyère cendrée, digitale, fougère-aigle et parfois ajonc d'Europe.

Le **rouvre**, mal exploité dans la région, est peu à peu éliminé au profit des résineux : pin noir d'Autriche, pin sylvestre.

Le **hêtre** trouve des conditions très favorables dans les monts de Lacaune (d'Escroux à Couffouleux) : températures relativement basses, forte pluviosité (1 200 à 1 500 mm) et brouillards persistants, au-dessus de 1 000 m. Localement, on le retrouve associé au chêne sessile dans le haut bassin du Dadou, quand il occupe seulement les situations les plus fraîches.

Les quelques hêtraies résiduelles des monts de Lacaune représentent les derniers témoins des grandes forêts qui devaient couvrir le Massif central avant les défrichements.

Le hêtre constitue à lui seul la strate arborescente. En sous-bois, on trouve : houx, sureau à grappe, framboisier, *Sorbus aucuparia*, *Asperula odorata* et *Scilla bifolia* ainsi que *Scilla Lilio-Hyacinthus*, *Meconopsis cambrica* et *Euphordibia hyberna* qui apportent ici une tonalité nettement atlantique. Les landes représentent généralement des strates de dégradation de la forêt avec : bruyère cendrée, callune, *Senecio adonidifolius*, *Genista anglica* et *G. pilosa*, *Arnica montana* et dans les zones rocheuses *Genista purgans*. Les landes sont enrésinées en sapin : épicéa, sapin douglas, mélèze, pin à crochets.

RESSOURCES EN EAU

Le périmètre de la feuille Saint-Sermin-sur-Rance délimite une zone qui, dans son ensemble, est pauvre en aquifères importants ou notables (Soulé, 1980).

Les formations du socle telles que grès, schistes gréseux et schistes du Paléozoïque inférieur sont imperméables dans leur masse. Toutefois, les zones d'altération superficielle et de fracturation peuvent présenter une certaine perméabilité et constituer des aquifères. Les écoulements s'effectuent suivant les pentes et donnent de nombreuses petites sources de vallon d'intérêt réduit (débit <1 l/s). Elles peuvent ainsi contribuer à l'alimentation en eau de petites exploitations agricoles. Ces réservoirs épidermiques, sensibles à la pollution, donnent des eaux peu minéralisées.

Les fractures (failles et fissures) peuvent jouer le rôle de drains préférentiels. Sur la feuille, les nombreux filons de quartz de direction N90° à 120°E que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres pour certains d'entre eux et qui recoupent les formations du socle, constituent des drains pouvant donner des sources de débordement de plusieurs mètres cubes par heure. Ces filons étant généralement minéralisés, l'eau qui circule dans la caisse filonienne en ressort souvent trop minéralisée pour être potable.

Les formations carbonatées du socle offrent des possibilités aquifères. Elles sont disposées en bandes, en alternance avec les autres formations,

et chacune d'elle constitue un système hydraulique karstique bien individualisé.

Les argilites et grès permien sont imperméables et n'offrent pas de ressources aquifères notables.

C'est le Tarn, au Nord du bassin permien (feuille Réquista) qui régit l'essentiel de l'hydrographie de cette région. Il reçoit le Dourdou, le Rance et le Gos, dont les larges vallées (lors de la traversée du bassin permien) accueillent des dépôts alluviaux généralement peu importants (4 à 5 m d'épaisseur). Les alluvions, plus ou moins graveleuses, sont fréquemment colmatées par des limons et constituent un aquifère médiocre, subordonné à la rivière dont dépend la qualité de l'eau.

Dans le bassin permien, l'alimentation en eau potable des bourgs se fait, pour l'essentiel, à partir des nappes alluviales : pour le Dourdou, puits de Montlaur et de Vabres-l'Abbayes. En revanche, au Sud-Est de la feuille, Camarès est alimentée par une source karstique provenant des calcaires du socle.

Les cours d'eau sont abondamment alimentés par les pluies de fin septembre à avril. Ils subissent alors de violentes crues et voient leur débit multiplié par 30, voire 50. En été, les vents du Sud-Est et du Nord-Ouest s'affrontent au-dessus du cœur du bassin et déclenchent des pluies diluviennes qui transforment alors les cours d'eau, pratiquement à sec, en torrents boueux. En période de crues, le débit du Dourdou (débit moyen de 13 m³/s et de 3 m³/s à l'étiage) peut passer à 390 m³/s et celui du Rance (débit moyen de 8 m³/s et de 1 m³/s à l'étiage) à 180 m³/s.

À Saint-Méen, petit hameau de l'Aveyron, au contact des roches volcaniques basiques et de la formation schisto-gréseuse verte à dolomies du Cambrien moyen, jaillit une source minéralisée abondante qui guérit principalement des maladies de peau. Ce serait le bienheureux Saint-Méen, venant de Bretagne et allant à Rome (6^e siècle) qui, au son de sa voix, aurait fait jaillir cette source miraculeuse. Le village de Saint-Méen est le centre du pèlerinage le plus réputé de la région où, le 24 juin, se regroupent des milliers de personnes.

CARRIÈRES

Les formations du socle (*calcaires et grès du Cambrien inférieur et moyen, grès quartzitiques blancs et tufs rhyolitiques du Trémadoc inférieur*), étaient utilisées couramment comme pierres de construction pour les usages locaux : maisons, granges, chapelle (barre), château (Le Masnau-Massugiès). Les nombreuses petites carrières anciennes situées dans les environs immédiats de ces constructions en sont le témoignage.

Les *grès permien*s, qui offrent un matériau favorable au travail de la pierre, ont été depuis toujours très utilisés comme pierre de construction, mais aussi de parement.

Les *pélites noires du Cambrien inférieur* ont alimenté un très grand nombre de petites carrières locales fournissant l'ardoise ou la lauze servant de couverture traditionnelle régionale.

Les *formations volcaniques basiques (métadolérites)* sont des matériaux durs qui ont été exploités pour l'empierrement des routes.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Les indices et gîtes métallifères sont peu nombreux sur la feuille Saint-Sernin-sur-Rance (tabl. 3). Sans intérêt économique, certains d'entre eux ont été mis en évidence lors de travaux de prospection générale effectués par le BRGM dans le cadre de l'inventaire du territoire national.

Minéralisations stratiformes du Cambrien des monts de Lacaune

- **Indices zinc, plomb et cuivre.** Dans les années soixante, à partir de prospections alluvionnaires, il a été découvert une série d'indices alignés sur plusieurs kilomètres dans les carbonates du Cambrien inférieur à Muratel, au Mas Raynal, à Monseigne, à Peux et aux Landes. Des bandeaux de sphalérite de puissance millimétrique, rarement centimétrique, sont intercalés dans les horizons de calcaires dolomités. Les seuls indices clairement visibles sur le terrain se situent au Nord de la ferme de Muratel et au Sud-Est de Montseigne.
- **Phosphates.** Dès 1969, des minéralisations phosphatées ont été reconnues près du village de Peux. Elles se présentent sous forme de nodules dans les schistes noirs du Cambrien inférieur, en nodules et grains dans les calcaires ou en minces lits calcaro-phosphatés. Les niveaux minéralisés recoupés par sondages restent de faible puissance (ordre métrique), à teneurs médiocres, généralement inférieures à 3,5 % P_2O_5 (atteignant ponctuellement 10 % P_2O_5).

Le CEA s'est intéressé à l'*uranium* contenu dans ces niveaux phosphatés et les terrains encaissants.

Cette formation à nodules phosphatés suivie dans l'ensemble des monts de Lacaune s'est révélée sans intérêt économique.

• Anomalies du Merdelou (Pb, Zn, Cu, Ba, Au, Ag, As, ...)

Une série d'anomalies en or et mispickel alluvionnaire a été reconnue dans la terminaison synclinale du Merdelou. À Barre, les anomalies en or alluvionnaire sembleraient être en relation avec le volcanisme acide de la sous-unité du Merdelou.

Le domaine de l'or a été la grande nouveauté et le grand apport de l'Inventaire du Territoire National.

NOM du GÎTE	SUBSTANCES	MORPHOLOGIE	MINÉRAUX CARACTÉRISTIQUES	ROCHES ENCAISSANTES	
				ÂGE	NATURE
Picamoure	Pb, Zn, Sb	fissure N20°E	galène, blende, sidérite, pyrite, oxydes Pb, Zn	Cambrien moyen/supérieur	schistes gréseux verts et gris
La Capelle–Senaux	Fe	filon N120°E	hématite, goethite, sidérite, pyrite	Cambrien moyen/supérieur	schistes gréseux verts et gris
Lugan	Hg	?	cinabre	Cambrien inférieur	calcaires et schistes noirs
les Landes 1	Zn, Cu, Pb	stockwerk	oxydes Zn, Cu, blende, galène, chalcopryrite, quartz	Cambrien inférieur	calcaires et dolomies
Muratel	Zn, Cu, Pb	stockwerk	oxydes Zn, Cu, blende, galène, chalcopryrite, quartz	Cambrien inférieur	calcaires et dolomies
Mas Raynal	Zn, Cu, Pb	stockwerk	oxydes Zn, Cu, blende, galène, chalcopryrite, quartz	Cambrien inférieur	calcaires et dolomies
Peux (historique)	phosphate	stratiforme		Cambrien inférieur	shales calcareux noirs
Montseigne 2	Zn, Cu, Pb	stockwerk	oxydes Zn, Cu, blende, galène, chalcopryrite, quartz	Cambrien inférieur	calcaires et dolomies
Indices de la Route de Montseigne	phosphate Ca	stratiforme		Cambrien inférieur	shales noirs et calcaires
Mas de Salvayre	Cu	stratiforme	malachite, azurite	Autunien rouge	grès gris
Saint-Juéry	Cu	stratiforme	malachite, azurite	Autunien rouge	grès gris
Sauvergne	Cu	stratiforme	malachite, azurite	Autunien rouge	grès gris
le Burgatel	Cu	stratiforme	malachite, azurite	Autunien rouge	grès gris
les Cazes	Ba	filon	barytine	Saxonien	grès et pélites
Saint-Pierre-d'Issis	Ba, Cu	filon	barytine, chalcopryrite, malachite, azurite	Permien - Saxonien.	conglomérats
Belmont-sur-Rance	Ba	filon N130°E	barytine	Saxonien	pélites et grès rouges

Tableau 3 – Gîtes minéraux

Anomalies géochimiques (Fe, Pb, Ag, Mo) en relation avec les grandes structures filoniennes.

À *Senaux*, des anomalies géochimiques de surface en Zn-Cu-Mo se superposent à une structure filonienne quartzeuse plurikilométrique et de puissance plurimétrique. De direction N110° à 120°E, elle recoupe, dans les environs de Senaux, les pélites noires à nodules phosphatés. La minéralisation retrouvée par sondage est essentiellement constituée de pyrite et sidérose contenues dans les brèches siliceuses et de pyrite finement disséminée dans l'encaissant pélisteux - sans que l'on note nulle part d'enrichissement notable.

À *Picamoure*, une anomalie polymétallique en Pb, Ag, Sb (Zn, Cu) est en relation avec une importante structure filonienne de direction N20°E. En tête du filon, on signale d'anciens travaux miniers de peu d'importance et une galerie d'une trentaine de mètres à deux niveaux.

À *Landesq* (Combe Caude), les anomalies géochimiques en Zn, Pb, Ag, Cu, sont ici aussi en relation avec une structure filonienne.

À *la ferme de Lugan*, un indice de mercure a été découvert, ainsi que quelques anomalies alluvionnaires en cinabre aux alentours. Ce mercure serait probablement en relation avec des minéralisations très tardives et serait associé aux cuivres gris et à des paragenèses permienne et triasiques.

Minéralisations des sédiments permien

Dans les formations sédimentaires permienne, les occurrences minéralisées sont très rares sur la feuille Saint-Sernin-sur-Rance.

Deux substances sont représentées, la barytine et le cuivre, sous forme de concentrations filoniennes ou stratiformes. Seule la barytine a donné lieu à des exploitations artisanales.

• **Indices de cuivre.** Sur la feuille, tous les indices de cuivre sont interstratifiés dans les niveaux gris de l'Autunien. Ces minéralisations se présentent sous forme de sulfures (bornite et chalcopryrite) et de carbonate (azurite, malachite).

D'anciens travaux, non datés, sont visibles au Burgatel. Les indices du Mas de Salvayre, de Sauvergne et de Saint-Juéry ont été étudiés par F. Cachau-Herreillat (1965) et par la SCUMRA (1968) : aucune concentration d'ordre économique n'y a été constatée.

• **Indices de barytine.** Il s'agit essentiellement de structures filoniennes N130°E à les Cazes entre Combret et Belmont-sur-Rance, N120°E à Saint-Pierre-d'Issis près de Camarès.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE

De rares vestiges lithiques témoignent de la présence de l'Homme dès l'époque moustérienne (50 000 ans environ avant J.C.) sur la bordure orientale du Rougier de Camarès.

Dans l'état actuel de la recherche, l'occupation humaine durable, bien que claismée, n'est attestée qu'au Néolithique moyen, soit environ 3 500 ans avant J.C.

La conquête véritable des divers espaces géographiques (Rougier de Camarès, Ségala tarnais et monts de Lacaune) ne s'est faite qu'au cours du troisième millénaire avant notre ère, à la fin du Néolithique et durant le Chalcolithique, vraisemblablement par des groupes venus des Grands Causses ou du Languedoc méditerranéen.

Quelques stations de plein air ont livré des outils et des déchets de taille et des nucléi obtenus dans diverses matières minérales (silex, chaille, quartz). Elles jalonnent la périphérie de la dépression des Pradailles.

Depuis la seconde moitié du 19^e siècle, des archéologues, dont E. Cartailhac, avaient signalé de riches gisements néolithiques sur les plateaux gréseux permien situés au Nord des monts de Lacaune.

Dans le Ségala albigeois, seules quelques pièces isolées sont répertoriées. Ces sites, de natures différentes, ont livré des haches polies dont la matière première paraît d'origine régionale et parfois d'origine locale lorsqu'elle y existe à l'état de galets. L'outillage poli, en cinérite (pétrosilex), provient des ateliers de la région de Réquista (Servelle, 1993). Les amphibolites sont vraisemblablement issues de la ceinture basique du Lévézou. Les métabasites des monts de Lacaune ont été utilisées comme le démontrent les haches récoltées entre Barre et Murat-sur-Vèbre.

L'importation des matières d'origine extra-régionale mériterait d'être vérifiée ici car sur la feuille Lacaune, de l'outillage poli a été confectionné dans des roches d'origine alpine (éclogites).

Contrairement aux feuilles voisines, les cavités karstiques, de la bordure nord des monts de Lacaune, ne semblent pas avoir attiré les hommes préhistoriques pour leur habitat ou leur sépulture.

Un seul dolmen est actuellement connu sur le territoire de la feuille : le dolmen du Bois de Galamans (Poujol, 1986), situé sur la bordure méridionale de la cuvette des Pradailles.

Les statues-menhirs constituent un phénomène culturel original, caractéristique des trois entités géographiques de la feuille. Elles ont

été façonnées et dressées dans des espaces géographiques où l'implantation humaine, contemporaine de la fin du Néolithique et de l'Âge du cuivre, semble se caractériser par une faible densité de peuplement. L'interprétation de ce phénomène repose sur l'idée que les hommes, trop peu nombreux, étaient inquiets devant une nature hostile. La rareté apparente des vestiges pourrait avoir une toute autre explication : ne correspondrait-elle pas à une carence des recherches préhistoriques dans cette région ?

Une statue-menhir est «un monument mégalithique formé d'un seul bloc sculpté en ronde-basse ou en bas-relief qui représente une figuration humaine» (D'Anna et Gutherz, 1989).

L'existence de cette statuaire préhistorique a été reconnue à la fin du 19^e siècle par l'Abbé Hermet, à la suite des découvertes effectuées sur le territoire de la feuille à Saint-Sernin-sur-Rance et à Pousthomy (Hermet, 1893, 1898, 1901).

De nouvelles découvertes, et non des moindres, ont été réalisées au cours des dernières décennies du 20^e siècle : celles des Vignals (commune de Mounes-Prohencoux, Aveyron), du Terrai (fig. 6) (commune de Miolles, Tarn), de Camp-Grand (commune de Peux-et-Couffouleux, Aveyron). Au cours d'une opération archéologique destinée à recueillir des informations auprès des témoins de la découverte des statues-menhirs, et après dépouillement exhaustif de la littérature archéologique, le Service régional de l'archéologie a retrouvé la statue-menhir du Cros (commune de Mounes-Prohencoux, Aveyron). Malgré les recherches actives de plusieurs archéologues, ce monument avait été longtemps considéré comme perdu, voire inexistant, depuis la mention qui en avait été faite en 1912 (Hermet, 1914).

La répartition géographique des trente-huit statues-menhirs recensées à ce jour (1993) sur la feuille est inégale : vingt-huit ont été trouvées dans le département de l'Aveyron et dix dans le département du Tarn. Elles appartiennent tous au groupe « rouergat ». Six monuments sont implantés dans la dépression des Pradailles. Une quinzaine sont issus des plateaux du Ségala et des plateaux gréseux permien qui se développent de part et d'autre de la moyenne et basse vallée du Rance. L'interfluve qui sépare le bassin du Rance et le bassin du Gijou, dans l'angle sud-ouest de la feuille, est riche de huit monuments. Dans la haute vallée du Rance, sur la commune de Mounes-Prohencoux, sept monuments sont répertoriés. Les deux statues-menhirs de Camp-Grand et des Arribats ont été découvertes sur les collines du plateau de Lacaune-Murat-sur-Vèbre. Il serait hasardeux d'établir des relations entre le lieu où les statues-menhirs ont été dressées par les hommes préhistoriques et leur implantation actuelle, car bon nombre d'entre elles ont été déplacées et réemployées au cours des temps historiques.

La datation de cette statuaire demeure hypothétique, étant donné que dans le groupe rouergat, le contexte archéologique est incertain, voire

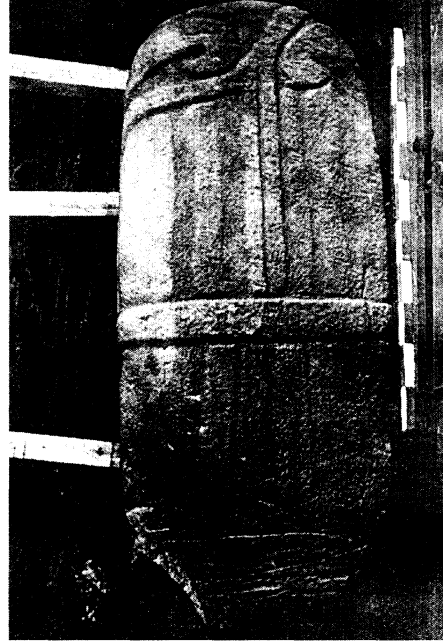
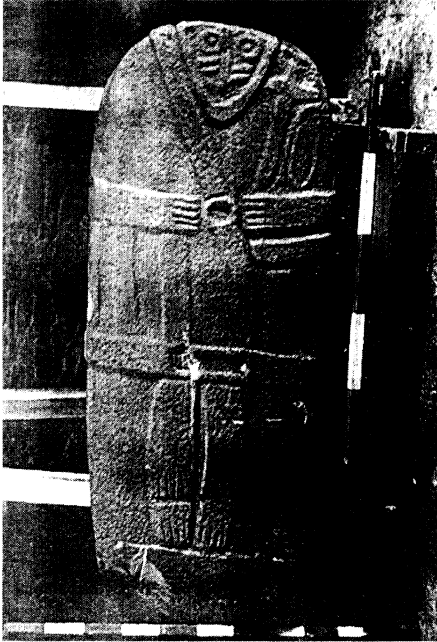


Fig. 6 - Statue-menhir du Terral (commune de Miolles, Tarn)

inexistant. Elle repose sur des critères stylistiques et sur l'assimilation entre les objets représentés sur les statues-menhirs masculines et les objets (pendeloques, poignards) découverts au cours des fouilles archéologiques dans des contextes stratigraphiques ou culturels plus fiables (dolmens, grottes sépulcrales, habitats). Les préhistoriens s'accordent pour dater ces statues-menhirs du Néolithique final et du Chalcolithique (fin du 4^e millénaire et de la première moitié du 3^e millénaire avant notre ère).

La signification de ces monuments n'a pu être élucidée avec certitude, bien que la fonction religieuse soit la plus probable. Contrairement aux statues-menhirs découvertes dans d'autres régions d'Europe, celles du groupe rouergat paraissent éloignées des lieux d'habitat et de sépulture. Doit-on les considérer comme des dieux ou des déesses tutélaires ?, des divinités protectrices des chasseurs effectuant des expéditions ou des raids dans un environnement hostile ? Ne pouvaient-elles pas être associées, comme ailleurs, à des aires cérémonielles ou des lieux de culte ? Étaient-elles des figures commémoratives ? Seules des fouilles et des prospections systématiques, à l'occasion de nouvelles découvertes, pourraient un jour permettre d'aller plus avant dans la compréhension de ce phénomène religieux, social et artistique, probablement plus complexe qu'il n'y paraît.

Ces statues-menhirs, ainsi que les rares menhirs de la feuille, ont été façonnés dans leur presque totalité dans les dalles de grès permien du bassin de Saint-Affrique. Leur couleur varie fortement : du blanc au rouge, avec des teintes grises, beiges et brunes intermédiaires. Ces matériaux sont généralement des grès fins à moyens, plus rarement grossiers ou des conglomérats (statue-menhir de Camp-Grand). La présence d'hétérogénéités ne paraît pas avoir été déterminante dans le choix de la dalle. Dans l'aire d'affleurement des formations permienues, il serait intéressant de vérifier si les dalles de grès utilisées ont une origine locale. Cependant, il ne fait aucun doute que les statues-menhirs en grès, découvertes sur le socle paléozoïque du Ségala et des monts de Lacaune, ont été déplacées de quelques kilomètres (moins de 10 km généralement) depuis les gîtes où les dalles ont été extraites, jusqu'au lieu d'érection du monument. La recherche sur le terrain des gîtes potentiels auxquels les hommes préhistoriques ont pu s'approvisionner pour façonner les monuments en grès permien trouvés entre Lacaune et Murat-sur-Vèbre a permis de découvrir un lieu d'approvisionnement privilégié au Puech de Montaran et à ses abords. Les travaux visant à déterminer l'origine précise des matériaux utilisés pour l'ensemble des statues-menhirs du groupe rouergat, sont en cours (Servelle, 1990).

Deux statues-menhirs sont en schistes verdâtres cambriens : la Borie de Blavy, commune d'Escroux (Tarn) et Nicoules, commune de Saint-Sever-du-Moustier (Aveyron), ainsi que le menhir du Puech de Roucan, commune de Saint-Salvi-de-Carcavès (Tarn). Les métabasites ont été peu utilisées : menhir de la Micalié, commune de

Saint-Salvi-de-Carcavès (Tarn) et menhirs du Plo de la Matte, communes de Murat-sur-Vèbre et de Barre (Tarn).

Les monuments qui n'ont pas subi trop de mutilations ont une forme générale plutôt quadrangulaire qu'ovale. La minceur des dalles est à souligner : 12 à 25 cm. Leur longueur est très variable : près de 90 cm pour les plus courtes (Bon-Espoir, commune de Viane ; les Combarels, commune de Saint-Salvi-de-Carcavès, Tarn) à 2,10 m pour la plus grande (Camp-Grand) ; leur taille moyenne oscille autour de 1,30 m.

Le rapport longueur/largeur est loin d'être constant dans le groupe rouergat, puisqu'on y rencontre des monuments des plus trapus aux plus effilés. Les dimensions naturelles de la dalle paraissent déterminantes malgré la mise en forme par percussion qui est généralement opérée.

Le travail de la pierre n'est pas uniforme. A des monuments possédant un fort relief, obtenu par la technique du champ levé (statues-menhirs du Terrai et de Saint-Sernin-sur-Rance), s'opposent, sur le plan technologique, des monuments simplement gravés. Plusieurs techniques, ont été pratiquées parfois sur un même monument, comme le montrent les observations et l'expérimentation : bouchardage pour la mise en forme de la dalle, percussion punctiforme en ligne pour l'obtention des cannelures, rilage à l'aide d'outils tranchants, abrasion et polissage. Les deux faces de la dalle étant le plus souvent ornées, les archéologues s'accordent à penser que ces monuments étaient érigés. La partie inférieure de la dalle, destinée à être plantée dans le sol, n'est pas ornée : dépourvue d'aménagement ou grossièrement mise en forme.

L'association des motifs anatomiques et des attributs présentent une diversification dont l'interprétation reste hypothétique : évolution du style ou des croyances ?, sous-groupes contemporains correspondant à des écoles artistiques différentes ? En ce qui concerne les motifs anatomiques, la présence ou l'absence de seins différencie les statues-menhirs féminines, des masculines.

Sur la feuille, les statues-menhirs féminines, dont la plus célèbre est celle de Saint-Sernin-sur-Rance, sont supplantées en nombre par les statues-menhirs masculines. Quelques monuments présentent la particularité d'avoir subi des transformations qui vont généralement dans le sens d'abord masculin, puis féminin. L'exemple le plus complexe demeure celui de la statue-menhir des Arribats. L'inverse s'est produit, comme semble en témoigner la statue-menhir des Vignals. Les causes profondes qui ont amené ces populations à mutiler, puis à modifier les représentations sur certains monuments nous sont inconnues. L'un des motifs anatomiques essentiel est le visage. Il comporte le plus souvent le nez et les yeux, la bouche étant toujours absente. La chevelure apparaît dans le dos de plusieurs monuments.

Sont également représentés : les membres supérieurs, bras et mains (dont le détail des doigts est figuré), prolongés dans le dos par des

crochets assimilés aux omoplates ; les membres inférieurs, jambes jointes ou disjointes, les orteils étant individualisés. Rappelons que les personnages sont représentés dans la position assise.

Les principaux attributs complémentaires sont : les tatouages ou scarifications sur le visage ; les parures, colliers à plusieurs rangs de perles et pendeloques ; la ceinture omniprésente, lisse ou ornée de chevrons ; les plis du vêtement.

Des objets cérémoniels ou symboliques existent : crosse (Camp-Grand), hache, parfois associée à l'arc et à la flèche (le Terrai).

Une place particulière est attribuée à « l'Objet » qui a donné lieu aux interprétations les plus diverses : poignard, pendeloque, étui pénien, pendeloque-poignard enfin, semblable à des objets réels en pierre ou en bois de cerf découverts dans des grottes ou des dolmens du Languedoc. Il est l'apanage des statues-menhirs dites masculines. Il est apparemment soutenu par un baudrier, ou tenu à la main au niveau de la poitrine.

Des incertitudes demeurent sur la localisation des statues-menhirs, leur relation avec l'environnement naturel, la signification sociale ou religieuse, l'origine précise des matériaux utilisés, le travail des sculpteurs préhistoriques, la signification réelle ou symbolique des attributs...

Un programme de recherche global concernant les statues-menhirs du groupe rouergat a été mis en place sous l'égide de la Direction régionale des affaires culturelles du Midi-Pyrénées (Service régional de l'archéologie, Conservation régionale des monuments historiques). Ces travaux ont pour but d'assurer la conservation et la protection de ces monuments à court terme, étant donné que la dégradation de ces derniers, exposés en plein air, est inéluctable et rapide.

Tant par son ampleur que par son caractère apparemment éphémère à l'échelle des temps préhistoriques, le phénomène statue-menhir contraste avec la rareté des vestiges préhistoriques découverts sur la feuille. Les deux bracelets de bronze découverts à la Sarette (commune de Belmont, Aveyron), tout comme ceux trouvés à Alban (feuille voisine Réalmont), démontrent que le peuplement des diverses entités géographiques s'est poursuivi à l'Âge du bronze ou au début de l'Âge du fer.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Premier itinéraire

Coupe de la route D 109 qui va de Barre à Couffouleux

- Avant Saint-Méen, pendant un kilomètre, la route recoupe les roches volcaniques basiques (M α β) dont la mise en place imprécise se situe entre le post-Cambrien et l'anté-hercynien.

- A Saint-Méen : source minérale « miraculeuse » qui guérit les maladies de peau. Elle sourd au contact des volcanites basiques $k_3(V_s)$ avec la formation grésopélimitique verte (k_4-O_1) du Merdelou, au Sud-Est.
- Coupe de la dolomie de Théronnels ($k_3(4)$).
- Avant Couffouleux (500 m) : coupe de la formation pélimitique verte à nombreux horizons calcaires (k_3) affectée de plis synschisteux D2.
- Prendre à Couffouleux la direction du village de Peux. À la sortie de Peux, vers Barre, dans le premier virage après le pont, au départ d'un petit chemin, observer la formation de shales noirs ($k_2(1)$) à nodules phosphatés, ces derniers étant visibles à l'affleurement, et les calcaires bleu-noir à interlits de pélites noires sus-jacentes ($k_2(2)$).

Route de Peux à Mounes (D 51)

- Coupe des calcaires bleu-noir à interlits de pélites noires du Moulin de Peux ($k_2(2)$).
- Coupe des grès clairs ou bruns micacés à interlits de pélites noires $k_2(3)$.
- A Mounes : formation des pélites vertes et lie-de-vin (O_1P).

Route de Mounes à Riac (D 109)

- Coupe dans les alternances de pélites noires et de calcaire bleu-noir ($k_3(4)$).

500 m après la sortie de Mounes sur la route D 113

- Coupe de la formation des pélites noires à petits bancs gréseux (O_1-2).

Prendre la route D 209, direction Murasson

- A environ 2 km de Mounes, bifurquer sur la route qui descend à Frégevillie : passage entre la formation noire k_2 et la formation verte k_3 par l'intermédiaire d'un banc de calcaire marmoréen.

Retour à Barre par la route parallèle à la D 51 qui passe par Lugan et qui recoupe les formations observées de Peux à Mounes. À Gos, se diriger vers Murasson.

- Colline au-dessus de la Jasse : passage en continuité de sédimentation entre la formation des pélites vertes (O_1P), la formation des grès quartzitiques blancs (O_1G) et la formation des pélites noires (O_1-2).

A Murasson

- Coupe dans le Silurien le long de la Liamou.

- Du village de Murasson, panorama vers le Nord-Ouest : base de la nappe subhorizontale de Saint-Salvi-de-Carcavès qui se marque dans le paysage sur plusieurs kilomètres. Points observables de la surface basale de la nappe à le Fieu et au-dessus de Vabre.

Prendre la route en direction de Lacaune, la quitter en direction de Badassou

- À 500 m de l'embranchement : coupe dans la formation des pélites noires O1-2, abondants nodules siliceux. À Badassou, derrière l'église, quelques miches de calcaire "cone-in-cone" dans les pélites.

Deuxième itinéraire

Coupe de la route D 82 du Moulin-du-Mas à Montfranc

- Formation de schistes noirs (k2) du Moulin-du-Mas à Saint-Pierre-de-Combejac.

- Montée vers le plateau dans la formation schisto-gréseuse verte de Mandegourc (k4O1).

- Du Masnau-Massuguiès à Massuguiès, coupe dans la formation des grès quartzitiques blancs (O1G).

- Coupe dans le cœur du synclinal du Dadou : schistes noirs ordovi-ciens (O1-2).

- Tufs rhyolitiques tp du flanc inverse du synclinal du Dadou dans une petite carrière sur le plateau.

À Montfranc, se diriger vers Laval-Roquecezière

- Dans le village, monter à la table d'orientation située sur le grand filon de brèche siliceuse de longueur kilométrique (BTH). Panorama sur le bassin permien de Saint-Affrique, effondré, parallèlement à la zone filonienne.

Aller à la Bastide

- Dans le village, formation des quartzites blancs avec figures de cisaillement et étirement des quartz indiquant le sens de déplacement de la nappe sus-jacente de Saint-Sernin-sur-Rance.

- Aller à pied au Puech de Biramont : très belle charnière de pli d'amplitude décamétrique (D2) (formation schisto-gréseuse grise du Cambrien inférieur k1).

Se diriger vers Balanguier-sur-Rance

- À la sortie du village, à 1 kilomètre, prendre la route qui passe au-dessus de Balanguier en direction de Miolles. À 500 m de l'embranchement, en talus de route, affleurements de la formation schisto-gréseuse type du Cambrien inférieur k_1 et montrant la superposition des trois phases de déformation synschisteuses D1 - D2 - D3. Même type d'affleurements, après l'embranchement de la route qui descend au Mas del Bosc.

Troisième itinéraire

Itinéraire à travers le bassin permien : de Saint-Sever-du-Moustier à Rebourguil.

À Saint-Sever-du-Moustier.

Au Nord et à l'Est du village les reliefs sont entaillés dans les grès du Dourdou (Autunien) couronnés par la formation des Grès et Conglomérats de Belmont (Saxono-Thuringien).

- Se diriger vers l'Est par Linas pour gagner la D 32 au voisinage de la Borie Haute.

Au col passage de l'accident bordier sud qui met en contact les conglomérats saxoniens et les schistes paléozoïques.

- De la Borie Haute au Bousquet Bas (D 32).

Série saxonnienne des Conglomérats de Belmont à faciès grossiers très proximaux et pendages sud très affirmés. Plusieurs accidents parallèles à la faille bordière accompagnés de rebroussements, délimitent une succession de panneaux basculés indices de tectonique gravitaire précoce.

- Du Bousquet Bas à Belmont (D 32).

Les faciès conglomératiques cèdent la place progressivement à des faciès microconglomératiques ou gréseux à intercalations pélitiques. Sur 1 km la série présente exceptionnellement un pendage nord.

- De Belmont aux Boulouyesses (D 32).

La série saxonnienne à faible pendage sud est devenue essentiellement gréseuse à gréso-pélitique.

- Aux Boulouyesses.

Faille (masquée) mettant en contact la série gréseuse (r_2-3B) avec les Pérites de Saint-Pierre (r_2-3P). Au Nord de l'accident principal les Pérites de Saint-Pierre sont découpées en plusieurs panneaux légèrement basculés suggérant une tectonique gravitaire.

- Des Boulouyesses à Saint-Pierre (D 32) (D 999).

Traversée des Pérites de Saint-Pierre très uniformes à pendage sud.

De Saint-Pierre vers le Nord par la D 902.

De Saint-Pierre au virage de la Gardelle, traversée de la série grésoconglomératique de Belmont. Les faciès sont essentiellement gréseux très riches en traces de bioturbation, et les intercalations conglomératiques n'apparaissent que dans les termes tout à fait inférieurs de la série, peu avant le virage.

Au virage contact de la série saxonnienne avec les « Grès du Dourdou » (Autunien), à faciès caractéristique de grès planaires homogènes bien calibrés à intercalations pélitiques importantes. La série, à pendage sud toujours affirmé, se poursuit sans changement notable jusqu'à la limite nord de la feuille.

DOCUMENTATION CONSULTABLE

Banque des données du sous-sol

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 soit au service géologique régional Midi-Pyrénées, 12, rue Michel-Labrousse, BP 1342, 31106 Toulouse cedex 1, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- ALSAC C, CABANIS B., GUERANGE-LOZES J., BEZIAT D. (1987) - Caractères magmatiques du volcanisme basique ordovicien de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès dans l'Albigeois cristallin. *C.R. Acad. Sci.* Paris, n° 305, 2, p. 1199-1205.
- ALSAC C. (1991) - Étude pétrographique des roches volcaniques du mont Merdelou (monts de l'Est de Lacaune). Rap. BRGM 91 GEO-GMG-062.
- ANNA (D') A., GUTHERZ X. (1989) - Les stèles et statues-menhirs néolithiques du Midi de la France. *In* Le Temps de la Préhistoire, Ed. Archéologia, Dijon, 2 tomes, p. 220-224, 1 fig., 4 ph. couleur, 1 carte.
- 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 univ. Montpellier. Pub. Ustela, Géol. Struct, 1, 175 p.
- AUBAGUE M., ORGEVAL J.J., SOULIE M. (1977) - Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et de sa bordure languedocienne. *Bull BRGM*, 2, n° 11, 3, p. 87-122.
- BARRAU (de) H. (1841) - Aperçu géologique du département de l'Aveyron. Annuaire du Département de l'Aveyron, 69 p.

- BERGERON J. (1889) - Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau central. Thèse Fac. Sci. Paris, *Ann. Sci. Géol.*, 22, 362 p., 1 carte géol. à 1/320 000.
- BOISSE A. (1852) - Recherches sur les gîtes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits pluto-niques. *Ann. Mines*, 5, (2).
- BRUNEL M. (1972) - Étude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif granitique pré-hercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire. Versant nord de la Montagne noire (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- CACHAU-HERREILLAT F. (1965) - Contribution à l'étude des minéralisations cuprifères du bassin permien de la basse vallée du Dadou (Aveyron). *Bull. BRGM*, n° 6, p. 37-95.
- CENTENE A. (1977) - Nouvelles données biostratigraphiques (conodontes) sur le Silurien des monts de Lacaune (Montagne noire, France). 5^e Réunion. *Ann. Sci. Terre, Soc. Géol. Fr. Éd.*, Rennes, p. 140.
- CHATEAUNEUF J.J., FEYS R., FUCHS Y., GREBER C., HERY B., LEFORT J.J. (1980) - Synthèse géologique des principaux bassins permien du centre de la France. Caractérisation des métallotectes associés par la géochimie et l'étude de la matière organique. BRGM - DGRST, Rap. 80 SGN 436 GEO, 68 p.
- CHATEAUNEUF J.J., FARJANEL G. (1989) - Synthèse des bassins permien français. Éd. BRGM, Mém. 128, 228 p., 14 cartes hors texte.
- CORPEL J., DEBEGLIA-MARCHAND N., GUERANGE-LOZES J. (1987) - Apport de la gravimétrie à la cartographie géologique et structurale de l'Albigeois. Rap. BRGM 87 DT 015 GPH.
- COSTA S. (1990) - De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode ⁴⁰Ar-³⁹Ar. Thèse Doc. Géochimie isotopique et Géochronologie, université Montpellier II, 441 p.
- DAVID A. (1967) - Étude géologique du bassin permien de Belmont-sur-Rance (Aveyron) et ses minéralisations uranifères et cuprifères. Thèse 3^e cycle, univ. Clermont-Ferrand, 96 p., 1 carte h.t.
- DEMANGE M. (1982) - Étude géologique du massif de l'Agout (Montagne noire, France). Thèse d'État, univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 2 vol., 408 et 647 p., 1 carte h.t.
- DELORME R. (1970) - Carte phyto-écologique de la région Midi-Pyrénées à 1/500 000.
- DONNOT M., GUERANGE 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, n° 1-4, p. 333-363.

- DUPIAS C, CABAUSSEL G. (1980) - Carte de la végétation de la France, feuille Rodez à 1/200 000.
- FAUCONNIER D. (1991) - Rapport BRGM : acritarches du Cambrien moyen de la feuille Camarès, 13 p. (inédit).
- FEYS R., GREBER C. (1972) - L'Autunien et le Saxonien en France. *In* Rotliegend Essays on European Lower Permian. E.J. Brill Ed. p.1114-1136.
- 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.
- FOURNIER-VINAS C. (1978) - Acritarches cambro-ordoviens des monts de Lacaune (Nord de la Montagne noire, France). *Palinologica*, n° extra. 1, p. 263-271.
- GACHET L.F. (1983) - Volcanisme cambrien des unités de Brusque et du Merdelou (monts de l'Est de Lacaune). Approches pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, Lyon, 133 p.
- GAND G. (1985) - Signification paléontologique et stratigraphique de *Limmopus zeileri*, dans la partie nord du bassin permien de Saint-Affrique. *Geobios*, n° 18, fasc. 2, p. 215-227.
- GAND G. (1987) - Les traces de vertébrés tétrapodes du Permien français (paléontologie, stratigraphie, paléo-environnement). Thèse d'État, univ. de Bourgogne, 341 p., 85 fig., 107 tabl., 7 pl.
- GAND G. (1986) - Interprétations paléontologiques et paléoécologiques de quatre niveaux à traces de vertébrés observés dans l'Autunien de Lodève (Hérault). *Géologie de la France*, n° 2, p. 155-176.
- GAND G. (1993) - La palichnofaune de vertébrés tétrapodes du bassin permien de Saint-Affrique (Aveyron) : comparaisons et conséquences stratigraphiques. *Géologie de la France*, n° 1, p. 41-56, 12 fig.
- GARRIC C. (1975-1977) - Synthèse géologique sur le bassin de Saint-Affrique. Rapports internes COGEMA, Paris, Inédits.
- GEZE B. (1949) - Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 29-62, 215 p.
- GUERANGE-LOZES J., GUERANGE B. (1984) - Les nappes de charriage de l'Albigeois cristallin (Tarn et Aveyron, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 299, II, p. 471-474.
- GUERANGE-LOZES J., ALSAC J. (1986) - Les nappes de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *Géologie de la France*, n° 3, p. 309-337, 2 cartes hors-texte.
- GUERANGE-LOZES J. (1987) - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. Thèse d'État, Document BRGM, n° 135, 460 p.

- GUERANGE-LOZES J., BURG J.R (1990) - Les nappes varisques du Sud-Ouest du Massif central (cartes géologique et structurale à 1/250 000 Montpellier et Aurillac). *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 71-106, 7 fig., 4 tabl., 3 cartes en pochette.
- GULLON J.H. (1963) - Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. La région d'Alban-Trébas (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris, 74 p.
- HAMET J. (1975) - Étude systématique par la méthode $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ des processus orogéniques. Exemple de la Montagne noire. Thèse d'État, Paris VI, 248 p.
- HAUHOUD H., KATZUNG G. (1975) - Die Position des Autun - Saxon - Grenze (Unteres perm) in Europa und Nordamerika. *Schn. Geol Will.* Berlin, 3, p. 87-138, 4 fig., 14 tabl.
- HERMET F. (1993) - Sculptures préhistoriques dans les deux cantons de Saint-Affrique et de Saint-Sernin-sur-Rance (Aveyron). *Mémoire de la Soc. des lettres, Sc. et Arts de l'Aveyron*, Rodez, t. XIV, p. 1-22, ph. h.t.
- HERMET F. (1898) - Statues-menhirs de l'Aveyron et du Tarn. *Bull. Archéol. du Comité des Travaux historiques et scientifiques*, Paris, p. 500-536, 2 fig., pl. XVIII à XXI.
- HERMET F. (1901) - Statues-menhirs de l'Aveyron et du Tarn. AFAS. C.R. de la 29^e Session, Paris 1900, 2 parties, Notes et Mémoires, p. 747-756, 4 fig.
- HERMET F. (1914) - Les statues-menhirs de l'Aveyron et de l'Italie. Congrès international d'Anthropologie et d'Archéologie préhistoriques. C.R. de la XIV^e session, Genève 1912, t. 2, p. 15-32, 11 fig.
- LEGRAND X. (1990) - Effets de la tectonique extensive en milieu continental. Le bassin de Saint-Affrique. Thèse Doct., univ. Paul Sabatier, Toulouse, 130 p.
- LEGRAND X., ROLANDO J.R (1988) - Structures extensives dans le Permien de Saint-Affrique (Aveyron). 12^e R.S.T., Lille.
- LENOTRE N., GUERANGE-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., 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 Geosc. Sect.), 73, p. 245-263.
- MAUGENEST M.C., VINCHON C. (1989) - Le Permien de Saint-Affrique. *In Synthèse des bassins permien français.* BRGM. Mém. n° 128, p. 100-105.
- MICHARD A.G. (1990) - Inventaire des ressources minières du territoire métropolitain, synthèse Montagne noire. Rapport BRGM R 30358 DEX - DAM 90, 235 p., 5 annexes.

- N'MILA (1995) - L'empreinte du volcanisme dans le remplissage permien du bassin de Lodève. Étude pétrographique et géochimique. Implication métallogénique. Thèse Science, univ. Paris VI, 202 p.
- NICOLET B. (1963) - Études géologique et métallogénique de l'Albigeois. La région d'Alban-Saint-Jean-de-Jeannes. Thèse 3^e cycle, Paris, 89 p.
- ODIN B., DOUBINGER J., CONRAD G. (1986) - Attribution des formations détritiques rouges du Permien du Sud de la France au Thuringien, d'après l'étude du bassin de Lodève : implications géologiques, paléontologiques et paléoclimatiques : *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, II, n° 16, p. 1015-1020.
- ODIN B. (1986) - Les formations permiennes Autunien supérieur à Thuringien du bassin de Lodève (Hérault, France). Thèse univ. Marseille III, 392 p.
- PIN C. (1981) - Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids : «the granite du Pinet» and "orthogneiss de Marvejols (southern french Massif central). *N. Jb. Miner. Abh.* 142, 1, p. 27-48.
- POUJOL J. (1986) - Inventaire des sites et vestiges archéologiques de la région de Saint-Affrique (Département de l'Aveyron) au 1er janvier 1986. Éd. par l'Association Los Adralhans, Millau, 98 p., cartes, 12 pl., ph. h.t.
- 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.
- ROLANDO J.P. (1988) - Sédimentologie et stratigraphie du bassin permien de Saint-Affrique (Aveyron). Un exemple de bassin alluvial contrôlé par la tectonique extensive. Thèse Doct., univ. Paul Sabatier, Toulouse, 226 p.
- ROLET J. (1973) - Contribution à l'étude géologique des monts de l'Est de Lacaune « autochtone du Mendic et écaïlle de Marcou », Montagne noire (France). Thèse 3^e cycle, Orsay, 101 p.
- SANTOUIL G. (1980) - Tectonique et microtectonique comparée de la distension permienne et de l'évolution post-triasique dans les bassins de Lodève, Saint-Affrique et Rodez (France, Sud-Est). Thèse Doct. 3^e cycle, Montpellier, 74 p.
- SCUMRA (1968) - Rapport inédit, sur indices de cuivre du mas de Sauvayre, Sauvagne, St-Juéry, 46 p.
- SERVELE C. (1990) - Des dalles pour les Dieux et des cailloux pour les Hommes dans les monts de Lacaune au III^e millénaire avant notre ère. *In* Le Chalcolithique en Languedoc, ses relations extra-régionales. Coll. international, Hommage à Jean Arnal, Saint-Mathieu-de-Trévières, 20-22 septembre 1990, Archéologie en Languedoc, 1990, 1.2, Résumé des communications, p. 40.

- SERVELLE C. (1993) - Exploitation et diffusion des matières premières minérales destinées à la fabrication de l'outillage en pierre polie dans le Sud de la France : le cas exceptionnel des cinérites siliceuses du Rouergue. *In* Échanges - circulation d'objets et commerce en Rouergue de la Préhistoire au Moyen-Age. Catalogue de l'Exposition du Musée Archéologique de Montrozier, mai 1993 - octobre 1994. Musée du Rouergue, Guides d'Archéologie n° 2, 181 p., nbs. illustr., p. 39-50, fig. 46 à 55.
- SERRES (de) M. (1844) - Notice géologique sur le département de l'Aveyron. Mém. Couron. Ac. Roy. Bruxelles, 18.
- SOULE J.C. (1980) - État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département du Tarn. Rap. 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, (38), p. 318-637.
- VIALLEFOND L. (1963) - Étude géologique et métallogénique de l'Albigois, région de Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris, 73 p.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

- Feuille *Albi* (1904), 1^{ère} édition, par G. Vasseur, J. Blayac, Repelin, J. Bergeron, Dereims.
- Feuille *Albi* (1939), 2^{ème} édition, par M. Thoral, J. Durand.
- Feuille *Saint-Affrique* (1906), 1^{ère} édition, par M. Fabre, J. Bergeron, R. Nicklès, C. Authelin.
- Feuille *Saint-Affrique* (1940), 2^{ème} édition, par R. Abrard, H. Agalède, M. Bergounioux, J. Durand, M. Thoral.
- Feuille *Saint-Affrique* (1965), 3^{ème} édition par B. Gèze, P. Collomb, J. Rouire.

Cartes géologiques de la France à 1/50 000

- Feuille *Camarès* (961) (1991), par M. Donnot, A. Lefavrais, G. Lablanche, C. Greber, J.M. Rouchy, J.P. Prian.
- Feuille *Bédarieux* (988) (1981), par J.F. Becq-Giraudon, A. Boiteau, S. Bogdanoff, A.H. Boulanger, M. Demange, M. Donnot, F. Ellenberger, P. Freytet, J.P. Ildefonse, L. Latouche, P. Pinna, M. Prunac, J. Rolet, N. Santarelli.

Autres cartes

- *Carte géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales* à 1/200 000, par B. Gèze.

- *Carte géologique et structurale à 1/250 000 des terrains paléozoïques et cristallins du Sud-Ouest du Massif central* (1990), par J. Guérangé-Lozes et J.P. Burg, in *Géol. de la Fr.*, n° 3-4, p. 71-106, 7 fig., 4 tabl., 3 cartes en pochette.
- *Carte à 1/200 000 des gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et sa bordure languedocienne* (1977), par M. Aubague, J.J. Orgeval, M. Soulié, F. Boyer et P.J. Combes.
- *Carte de la végétation de la France à 1/200 000, feuille Carcassonne n° 72* (1964) par H. Gaussens, avec la collaboration de G. Carbaussel, G. Dupias et L. Mestre.
- *Carte de la végétation de la France à 1/250 000, feuille Rodez n°65* (1966) par G. Dupias et G. Carbaussel.
- *Carte phyto-écologique de la région Midi-Pyrénées* (1970) par R. Delorme.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

J. GUÉRANGÉ-LOZES (pour les formations du Paléozoïque inférieur) et B. ALABOUVETTE, (pour les formations permienes) ingénieurs-géologues au BRGM,

avec la collaboration de :

- M.C. MAUGENEST (BRGM) et J. GARRIC (COGÉMA), pour les terrains permien ;
- B. DEFAUT, collaborateur extérieur, pour les terrains secondaires ;
- M. HAVLICHEK, pour les formations tertiaires et quaternaires ;
- F. MARTY (BRGM), pour les gîtes métallifères du socle ;
- A. DAVID (SOGEREM), pour les gîtes métallifères du bassin permien ;
- C. SERVELLE, ingénieur au Service Régional de l'Archéologie, pour l'archéologie préhistorique.

Présentation au CCGF : 17 mars 1994

Acceptation de la carte et de la notice : 18 juin 1998

Impression de la carte : 1999

Impression de la notice : 1999