



## DECAZEVILLE

La carte géologique à 1/50 000  
DECAZEVILLE est recouverte  
par la coupure FIGEAC (N° 195)  
de la Carte géologique de  
la France à 1/80 000

Lacapelle- Marival	Meurs	Entraygues
Figeac	DECAZEVILLE	Espalion
Villefrancha- de-Rouergue	Rieupeyroux	Rodaz

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

# DECAZEVILLE

par

J.-Y. ROIG, B. ALABOUVETTE, P. COLLOMB,  
S. BOGDANOFF, J. GUERANGE-LOZES, A. GENNA,  
J.-P. COUTURE, P. MONCHOUX, R. CISZAK

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

*par*

**J.Y. ROIG, B. ALABOUVETTE, P. COLLOMB, S. BOGDANOFF,  
J. GUÉRANGÉ-LOZES, A. GENNA, J.P. COUTURIÉ,  
P. MONCHOUX, R. CISZAK**

**2001**

***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:* ROIG J.Y., ALABOUVETTE B., COLLOMB P., COUTURIÉ J.P., BOGDANOFF S., MONCHOUX P., GENNAA., CISZAK R. (2001)-Carte géol. France (1/50 000), feuille Decazeville (859). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.Y. Roig et *al.* (2001), 94 p.

*-pour la notice:* ROIG J.Y., ALABOUVETTE B., COLLOMB P., BOGDANOFF S., GUÉRANGÉ-LOZES J., GENNAA., COUTURIÉ J.P., MONCHOUX P., CISZAK R. (2001) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Decazeville (859). Orléans : BRGM, 94 p. Carte géologique par J.Y. Roig et *al.* (2001).

© BRGM, 2001. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1859-3

## SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<b>INTRODUCTION</b>	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	1
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	1
<b>Formations métamorphiques et plutoniques</b>	8
<b>Formations sédimentaires</b>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	11
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	11
<b>Domaine rouergat</b>	11
<b>Domaine limousin</b>	15
<b>Domaine nord du détroit de Rodez</b>	16
<b>Unité allochtone de la Bessenoits-Millagues</b>	18
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	23
<i>MÉTAMORPHISME DE CONTACT</i>	25
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	27
<i>FORMATIONS PALÉOZOÏQUES</i>	29
<b>Carbonifère (Stéphanien moyen)</b>	29
<b>Permien</b>	36
<i>FORMATIONS MÉSOZOÏQUES</i>	42
<i>FORMATIONS TERTIAIRES</i>	47
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES</i>	50
<b>Dépôts alluviaux</b>	50
<b>Formations d'accumulation</b>	51
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</b>	52
<i>UNITÉ DES SCHISTES SÉRICITEUX DE CONQUES</i>	52
<b>Géométrie des microstructures et cinématiques associées</b>	57
<b>Relations métamorphisme - déformation</b>	59
<i>UNITÉS DE HAUT GRADE MÉTAMORPHIQUE : UNITÉS DE LA BESSENOITS, MILLAGUES, ALMON-LES-JUNIÈS</i>	57
<b>Relations métamorphisme - déformation</b>	59
<i>UNITÉS ROERGATES</i>	59
<b>Géométrie des microstructures</b>	59
<b>Relations métamorphisme - déformation</b>	61

<i>FORMATIONS LIMOUSINES</i>	62
<b>Géométrie des microstructures</b>	62
<b>Métamorphisme</b>	62
<b>STRUCTURES TARDI- ET POST-HERCYNiennes</b>	63
<i>RELATIONS POSSIBLES ENTRE LES DIFFÉRENTS ENSEMBLES</i>	63
<i>STRUCTURES DE DÉCROCHEMENT TARDI-HERCYNien</i>	66
<i>STRUCTURES POST-HERCYNiennes</i>	61
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	68
<i>HISTOIRE PALÉOZOÏQUE</i>	68
<i>HISTOIRE MÉSOZOÏQUE</i>	71
<i>HISTOIRE CÉNOZOÏQUE</i>	72
<b>MORPHOLOGIE</b>	72
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	74
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	74
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	77
<b>Historique de l'exploitation du bassin</b>	77
<b>Qualité des charbons du bassin de Decazeville</b>	79
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	81
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	87
<i>VISITES, ITINÉRAIRES</i>	87
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	88
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	88
<b>AUTEURS</b>	94

## LISTE DES FIGURES

	<i>Pages</i>
Fig 1 - Log synthétique des formations sédimentaires	(hors-texte)
Fig 2- Schéma structural du bassin houiller de Decazeville	35
Fig 3- Coupe 1 : coupe E-W au Nord de Livinhac-le-Haut	(hors-texte)
Fig 4- Coupe 2 : coupe E-W au Sud du Lot	(hors-texte)
Fig 5- Coupe 3 : découverte de Lassale	(hors-texte)
Fig 6- Coupe 4 : coupe NE-SW au Sud du bassin de Decazeville	(hors-texte)
Fig 7- Stéréogramme des pôles de la foliation régionale S <sub>1-2</sub>	54
Fig 8- Stéréogramme des éléments structuraux liés à la déformation	
Fig 9- D <sub>3</sub>	56
Fig 9- Stéréogramme des éléments structuraux des formations	
rouergates à l'Ouest du bassin de Decazeville	58
Fig 10 Cinématique des accidents tardi-hercyniens (Gélard et <i>al.</i> ,	
1986, modifié)	64-65
Fig 11 Modelé reconstitué de la surface des plateaux	(hors-texte)
Fig 12 Le Kaymar : carte d'ensemble ( <i>in</i> Bouquet, 1978)	82
Fig 13 Le Kaymar : le grand filon ( <i>in</i> Drean, 1963)	83
Fig 14 Valzergues : coupe verticale ( <i>in</i> rapport BRGM, 1965)	84

## LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Succession paragénetique dans les schistes sériciteux de Conques	57
Tabl. 2 - Succession paragénetique dans les formations rouergates	61
Tabl. 3 - Principaux puits du bassin de Decazeville	79
Tabl. 4 - Caractéristiques des charbons de Decazeville	79
Tabl. 5 - Gîtes minéraux majeurs de la feuille Decazeville	80

## *INTRODUCTION*

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La coupure Decazeville est localisée sur la marge sud-ouest du Massif central. Elle est comprise pour l'essentiel dans le département de l'Aveyron en dehors de son angle nord-ouest partagé entre le Cantal et le Lot.

Cette région de moyenne altitude, présente une morphologie générale de plateau bien exprimée au Nord-Est et au Sud-Ouest entre 500 et 700 m, beaucoup plus incisée ailleurs, notamment à l'emplacement des bassins carbonifère et permien nettement déprimés par rapport aux reliefs tabulaires environnants, et concentrant l'essentiel du drainage. Le cours du Lot s'établit entre 185 et 200 m.

La région, entièrement tributaire du Bassin atlantique, est drainée par le Lot et ses affluents de rive gauche : le Dourdou et le Riou Mort.

L'habitat concentré dans les vallées et surtout dans l'emprise du bassin houiller de Decazeville est ailleurs très dispersé.

Aujourd'hui en déclin, l'activité industrielle liée à l'extraction des métaux et du charbon ainsi qu'à la sidérurgie a fait, jusqu'au milieu du XX<sup>e</sup> siècle, la prospérité de la région qui retrouve par la force des choses sa vocation agricole originelle. Celle-ci se partage entre l'élevage bovin prédominant, les cultures céréalières ou fourragères dans les vallées et sur les meilleures terres des plateaux (en particulier dans les zones à recouvrements tertiaires conservés), et le vignoble dans les environs de Marcillac.

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE*

La coupure Decazeville est située au carrefour de trois grandes régions naturelles : le Cantal au Nord, le Quercy à l'Ouest, et le Rouergue au Sud. C'est également sur cette feuille que viennent s'intersecter les deux plus grandes failles du Massif central français : le Sillon houiller, de direction globalement N-S, et la faille d'Argentat, d'orientation NW-SE, beaucoup mieux représentée sur les feuilles voisines Figeac et Lacapelle-Marival, à l'Ouest de Decazeville. La faille de Villefranche, qui limite le socle hercynien du causse du Quercy, ainsi que les failles du « détroit de Rodez » sont également des structures majeures sur la feuille de Decazeville. Deux grands ensembles géologiques se partagent la feuille de façon inégale.

## **Formations métamorphiques et plutoniques**

Elles occupent la majeure partie de la feuille. La faille de Villefranche, correspondant vraisemblablement au prolongement vers le Sud de la faille du Sillon houiller, sépare deux grands domaines regroupant cinq ensembles métamorphiques principaux recoupés par trois massifs granitiques (voir schéma structural).

### **• À l'Ouest du Sillon houiller**

-Un premier ensemble, dominant à l'Ouest du bassin houiller de Decazeville, est constitué de séricitoschistes feldspathiques, qui constituent le prolongement septentrional des séries du Rouergue.

- Un ensemble constitué de séricitoschistes siliceux affleure à l'Ouest de la feuille. Cette formation, clairement dérivée d'anciens sédiments, est localisée géométriquement au-dessus de l'ensemble des séricitoschistes feldspathiques, dont elle est séparée par un contact anormal.

Ces deux premiers ensembles occupent également un secteur restreint à l'Est du Sillon houiller, à l'extrémité sud de la feuille au niveau de la « pointe d'Escandolière » (cf. schéma structural).

-Affleurant de manière très limitée dans le Nord-Ouest de la feuille, des formations gneissiques orthodérivées sont rapportées aux séries d'affinités « limousines » représentées plus au Nord-Ouest (1/50 000 Figeac et Lacapelle-Marival) venant en contact avec les séries « rouergates » par le jeu d'accidents (annexes de la faille de Villefranche ?) de direction NNW-SSE, qui paraissent prolonger la faille de Villefranche jusqu'à son intersection par la faille d'Argentat à la bordure ouest du bassin tertiaire de Maurs.

Ces trois premières formations métamorphiques sont intrudées par deux plutons granitiques : le granite du Viviez et le granite de Peyrusse-le-Roc qui correspond à l'extrémité septentrionale du massif de Villefranche-de-Rouergue.

### **• À l'Est du Sillon houiller**

-Les petits massifs gneissiques à amphibolites et serpentinites de la Bessennois et de Millagues, occupent le centre de la feuille. Ces formations reposent en contact anormal sur les schistes du Lot.

- Les séricitoschistes du Lot (ou de la Châtaigneraie), situés au Nord du bassin de Rodez, constituent l'ensemble le plus largement représenté. Leurs relations géométriques avec les ensembles précédents sont délicates à déterminer, car le jeu du Sillon houiller a provoqué la verticalisation des structures. Toutefois, on retrouve dans les formations de la Bessennois, des séricitoschistes siliceux, ce qui suggère que les schistes du Lot constituent la formation la plus inférieure de l'édifice structural. De plus, ces schistes



présentent de nombreuses caractéristiques communes avec les schistes cévenols, eux aussi, interprétés comme les formations basales de l'édifice structural (Ledru et *al.*, 1989 ; Faure et *al.*, 1999).

Dans le quart nord-est de la feuille affleure l'extrémité méridionale du granite d'Entraignes. Ce dernier correspond à la terminaison ouest du batholite de la Margeride.

### **Formations sédimentaires**

Au Sud-Ouest de la feuille, les formations détritiques à couches de houille du bassin de Decazeville occupent une structure plissée et effondrée de direction Nord-Sud dans le prolongement du « Grand Sillon houiller » du Massif central.

Plus à l'Est, les formations rouges qui donnent son aspect si particulier au paysage du « Vallon », constituent l'extrémité occidentale du bassin permien du « détroit de Rodez » qui se prolonge plus à l'Est sur une centaine de kilomètres.

Recouvrant indifféremment le substratum cristallin ou les séries détritiques carbonifères et permiennes, les dépôts carbonatés jurassiques sont conservés sur les petits causses de Montbazens et de Solsac-Grand Mas au Sud de la feuille, et de Lunel un peu plus au Nord. Ils représentent les témoins de la transgression de la mer mésozoïque sur la marge du Massif central à l'Est de la faille de Villefranche.

Au Nord de la feuille, subsistent sur les plateaux qui dominent le Lot, quelques témoins des recouvrements détritiques éocènes généralement désignés : « argiles à graviers » et, dans l'angle nord-ouest, les dépôts lacustres du bassin de Maurs-Saint-Santin.

Enfin, les formations quaternaires peu développées sont surtout représentées par les dépôts alluviaux de la vallée du Lot, où sont conservés quelques témoins exiguës d'anciennes terrasses étagées.

### *TRA VA UX ANTÉRIEURES - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

La feuille à 1/50 000 Decazeville s'inscrit en totalité dans l'ancienne carte géologique Figeac à 1/80 000 qui a connu trois éditions ; la première en 1916, la seconde en 1936 et la dernière en 1971. Depuis la deuxième édition, plusieurs monographies régionales concernant certaines entités géologiques ont été réalisées :

- les travaux de J.Durand (1938-1939), M. Roques (1941), A. Demay (1948) intéressent la partie méridionale du Massif central français dans laquelle s'inscrit la feuille Decazeville ;
- P. Lapadu-Hargues (1947) étudie les terrains cristallins de la bordure nord-est du « détroit de Rodez » ;
- le Sillon houiller, et son prolongement méridional, au-delà de Decazeville, font l'objet de la thèse de J. Letourneur (1953) ;
- P. Monchoux (1961) s'intéresse au massif ultrabasique de la Bessenois en en précisant la cartographie ;
- la thèse de P. Vetter (1968) constitue un ouvrage de référence pour l'étude du bassin houiller. On y trouvera aussi une bibliographie complète sur l'histoire des travaux ayant concerné le bassin ;
- P. Collomb (1970) dresse une monographie régionale sur le socle du Rouergue ;
- la partie méridionale du granite d'Entraygues fait partie de l'ensemble granitique de la Margeride, dont l'étude complète a été réalisée par J.P Coururié(1977);
- plus récemment, C. Tabeaud (1984), réalise une étude pétrographique et structurale des orthogneiss et des schistes cristallins à l'Ouest du bassin houiller ;
- enfin, M. Couturier (1996) consacre sa thèse aux péridotites du massif de la Bessenois.

Les levés ont été effectués, pour la lithologie des terrains granitiques et métamorphiques du Rouergue cristallin, à l'Ouest de la feuille, par P. Collomb, pour les formations de la Bessenois par P. Monchoux, pour le granite d'Entraygues et les roches associées par J.P. Couturié, pour les terrains métamorphiques de la série du Lot et de la Châtaigneraie, au Nord de la feuille, par S. Bogdanoff. La cartographie structurale de l'ensemble des terrains métamorphiques a été assurée par J.Y. Roig. Concernant, les formations sédimentaires, A. Genna a levé le bassin de Decazeville, et B. Alabouvette a cartographié les terrains permien, mésozoïques et cénozoïques. Les travaux ont été coordonnés par J.Y. Roig.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

#### Domaine rouergat\*

Les terrains métamorphiques qui affleurent entre le bassin houiller et la faille de Bouillac (prolongement nord de la faille de Villefranche) d'une part, et au Sud d'Auzits d'autre part (« pointe d'Escandolières »), sont en continuité avec ceux qui se trouvent plus au Sud, sur le territoire de la feuille Rieupeyroux. Ils appartiennent donc à l'ensemble « Rouergue cristallin » (Collomb, 1970), et sont plus particulièrement à rapprocher de ceux décrits sous le nom de groupe de Morlhon. Cependant, sur la présente carte, cet ensemble est scindé, par le jeu de contacts anormaux en deux unités. Notons que la formation des « porphyroïdes de Rieupeyroux », largement exposés sur la feuille Rieupeyroux n'ont pas été rencontrés ici.

$\xi^{2-3}$ . **Séricitoschistes feldspathiques.** Ces roches constituent la « toile de fond » de la formation de Cassagnes, définie par C. Tabeaud (1984) au Sud de Boisse-Penchat, et qui affleure en s'élargissant jusqu'à la limite sud de la carte. On les retrouve aussi dans le triangle Auzits-Bournazel-Escandolières. De teinte généralement gris verdâtre, assez claire lorsqu'elles sont fraîches, ces roches se débitent selon des faces peu régulières, garnies de mica blanc à éclat soyeux (d'où leur désignation comme séricitoschistes). Cependant sur la cassure on distingue le plus souvent la présence en quantité variable, de minces lits quartzo-feldspathiques discontinus et éventuellement microplissés, alternant avec des lits phylliteux. Le grain est habituellement assez fin, mais on remarque parfois des cristaux plus gros de quartz ou de feldspath brisés et étirés, ainsi que plus fréquemment des ocelles d'albite.

*L'examen microscopique* fait apparaître le caractère mylonitique à blastomylonitique de la foliation. En effet, les lits micacés sont essentiellement constitués de micas blancs néoformés. Ils alternent avec des lits peu continus où abondent l'albite et quelquefois le feldspath potassique en grains brisés (orthose ?). Enfin, d'autres lits ne sont constitués que d'amandes très étirées et aplaties de quartz. L'épaisseur moyenne des lits est d'environ 0,1 mm. Cette foliation est souvent reprise par une schistosité de strain-slip, dans laquelle s'orientent quelques paillettes de mica (éventuellement de la biotite, près des bordures des granites).

La séricite, en lames flexueuses, constitue de 10 à 30 % de la roche. Elle est accompagnée dans les lits phylliteux, par un peu de chlorite et des minéraux opaques (ilménite notamment). On trouve aussi parfois des restes de

\* Par P. Collomb

biotites anciennes, déstabilisées, ou encore quelques paillettes de biotite et de muscovite néoformées (influence du granité ?).

Le feldspath potassique en grains irréguliers résultant de la fragmentation de grands cristaux anciens, se rencontre dans certains lits avec du quartz, de l'albite et de la chlorite. Il présente parfois les macles du microcline. Ce feldspath est parfois en voie d'albitisation. Il arrive assez fréquemment qu'il soit absent des lits quartzo-feldspathiques alors essentiellement constitués d'une fine mosaïque de quartz et d'albite. Enfin dans les lits de quartz, les grains présentent une texture engrenée. Ils sont aplatis dans la foliation et sont associés avec des grains plus gros présentant une forte extinction roulante. Ces petits grains de quartz semblent issus des grains plus gros par le mécanisme de recristallisation dynamique. Les petites ocelles d'albite (moins de 0,1 mm en général), lorsqu'elles sont présentes, sont antérieures à la fin des déformations synfoliales des lits phylliteux qu'elles « percent ».

Dans cette formation, dont la nature originelle correspond à des pélites, des grauwackes voire du matériel volcano-sédimentaire, les proportions relatives des différents constituants minéralogiques sont très variables, de même que la taille du grain. *On peut localement distinguer trois faciès particuliers*, qui ont pu être identifiés sur la carte :

$\xi^{2-3}$  (1). **Séricitoschistes à albite et biotite.** Ils ont été particulièrement reconnus entre Viviez et Boisse-Penchat, où ils s'étendent notamment sous la klippe de Millagues, mais on peut en rencontrer des intercalations moins importantes ailleurs.

La roche, bien feuilletée, de teinte gris-bleu lorsqu'elle est fraîche, ocre par altération, est piquetée de nombreux grains d'albite, blanc jaunâtre.

*Au microscope*, la texture est analogue à celle des séricitoschistes feldspathiques et les minéraux présents sont qualitativement les mêmes. Toutefois, la séricite est plus abondante (près de la moitié de la roche), ainsi que la chlorite dérivant de la biotite ancienne (un peu de cette biotite de teinte verdâtre, est souvent conservée). Le feldspath potassique ne constitue plus que de rares petits grains reliques. L'albite, en cristaux arrondis et altérés, aux contours indentés, antérieurs à la dernière déformation, occupe environ 10 % du volume de la roche. Enfin, des cristaux tardifs de chlorite, muscovite et biotite, sécants sur la foliation métamorphique sont parfois visibles à l'œil nu ou à la loupe.

$\xi^3$ . **Orthogneiss ceillés.** Ils sont caractérisés par l'abondance du feldspath potassique, en cristaux brisés dont les dimensions vont du millimètre au centimètre, environ. Ils montrent une foliation de type myloni-

tique. Les faciès les plus caractéristiques, par exemple au Nord de Viviez, assez pauvres en mica, sont de couleur rosée à l'état frais, rouille par altération.

*L'étude microscopique* permet de faire dériver cette roche de la déformation, avec recristallisation partielle, d'un granite à biotite (et à muscovite?) probablement porphyroïde. Dans la foliation, les grands cristaux de feldspath potassique (orthose) sont étirés, brisés, disloqués et sont parfois entourés par des cristallisations asymétriques de quartz et de micas. Le quartz forme des plages polycristallines très allongées, résultant de l'étirement et de la recristallisation dynamique de grands cristaux antérieurs. La biotite existe en reliques déchiquetées, ou en inclusions dans l'orthose, mais a été largement remplacée par la chlorite. Le plagioclase, peu abondant, est maintenant entièrement recristallisé en albite. A l'exception de quelques cristaux tardifs de muscovite, le mica blanc est essentiellement représenté par de la séricite. Sur la foliation métamorphique soulignée par les micas, le quartz et des feldspaths sont également allongés. L'ensemble matérialise une linéation minérale et d'étirement. Au Sud-Ouest de Viviez, un faciès à grain plus fin, de teinte bleutée à l'affleurement, plus riche en quartz et exempt de biotite, montre des reliques de muscovite primaire, déchiquetée.

$\chi\lambda^{2-3}$  . **Quartzo-leptynites micacées.** Elles se distinguent des séricitoschistes feldspathiques par leur teinte plus claire, jaunâtre ou bleutée, et par une moindre abondance des phyllites. Le fond de la roche est constitué d'une fine mosaïque de quartz et d'albite (en proportions variables) contenant de petits grains reliques de quartz, d'albite en échiquier et éventuellement de feldspath potassique.

$q\zeta^1$  . **Séricitoschistes quartzeux.** Cette formation occupe le Nord-Ouest de la carte, entre l'unité des séricitoschistes feldspathiques, précédemment décrite, et les gneiss à amphibole du domaine limousin. On les retrouve aux environs de Girbals (au Sud d'Auzits) et aussi formant un coin, limité par failles, inséré dans la klippe de la Bessenois. A l'affleurement, ces séricitoschistes, sont de teinte claire, gris bleuté ou jaunâtre par altération, fréquemment à éclat satiné. Leur foliation, fortement microplissée, est marquée par une fine alternance de lits phylliteux et de lits quartzeux ; on remarque localement des nodules plus ou moins étirés de quartz d'exsudation. La teneur apparente en quartz fluctue assez largement d'un point à l'autre de la formation, et l'on passe constamment de véritables quartzites à des faciès plus tendres d'aspect micaschisteux. Le grain moyen de la roche est assez fin (moins de 0,1 mm en général) mais tend à devenir plus gros et plus irrégulier dans la partie inférieure de la formation.

*Au microscope*, la texture est tout à fait analogue à celle des séricitoschistes feldspathiques, bien que le microplissement de la foliation soit, en géné-

ral, beaucoup plus accentué. Séricite et quartz dominant dans la composition minéralogique ; de la chlorite est associée au mica blanc et l'on trouve assez souvent des traces d'anciennes biotites déstabilisées. Quelques grains de quartz plus gros que le grain moyen de la roche semblent représenter d'anciens microgalets suggérant une origine détritique pour la formation. L'albite se rencontre souvent en petite quantité, soit mêlée à la mosaïque de quartz, soit en petites ocelles arrondies. Le feldspath potassique est, en principe absent, mais on en rencontre des grains reliques à différents niveaux, essentiellement à la partie inférieure (géométriquement) de la formation, qui rappelle alors les séricitoschistes feldspathiques. On ne peut exclure qu'il s'agisse de petits copeaux tectoniques de l'ensemble sous-jacent, mais il est possible d'y voir l'influence d'un volcanisme acide contemporain de la sédimentation, connu dans la région de Villefranche-de-Rouergue. L'aspect de certains grains de quartz serait en faveur de cette hypothèse. Notons, enfin, la présence assez constante dans la formation, d'un peu de tourmaline.

ξ<sup>1</sup><sub>a-b</sub>. **Chloritoschistes à albite-tourmaline.** Des corps lenticulaires cartographiables de chloritoschistes à albite-tourmaline, se rencontrent en plusieurs points. Ils semblent être localisés vers la base de la formation des séricitoschistes siliceux. La roche d'aspect assez massif à l'affleurement, à reflets verts satinés en surface, est de teinte gris-vert à la cassure, piquetée d'ocelles d'albite et abondamment microplissée. Dans la composition minéralogique, le quartz est relativement moins abondant que dans les séricitoschistes encaissants. Une forte proportion de chlorite se mêle aux micas blancs (séricite et muscovite). L'albite est, comme ailleurs, antérieure à la dernière déformation. La tourmaline constitue environ 2 % de la roche. La magnétite domine parmi les minéraux opaques.

En l'absence d'analyses chimiques, ces caractères suggèrent une richesse relative en Fe et Mg de la roche mère anté-métamorphique : il se pourrait qu'elle traduise l'influence, au cours de la sédimentation, d'épisodes volcaniques basiques, tels que ceux qui sont à l'origine des amphibolites de la région de Morlhon (feuille Villefranche-de-Rouergue).

χG. **Microquartzites graphiteux.** Ils sont associés aux séricitoschistes siliceux. Cependant, au sein de ceux-ci, leur principal affleurement (à l'Est de Bouillac) est souligné par une surface d'écaillage. Dans la région de Girbals (Sud d'Auzits), les microquartzites reposent vraisemblablement en contact anormal sur les séricitoschistes feldspathiques. En bordure orientale du prolongement sud du granite de Viviez (un seul affleurement cartographiable, à l'Ouest d'Aubin), et près du pointement granitique de Montbazens, on rencontre des traces de microquartzites graphiteux, apparemment au sein de séricitoschistes feldspathiques. Il semble que cette association soit de nature tectonique.

La roche, noire à l'affleurement, tachant les doigts lorsqu'elle est fraîchement cassée, est dure et compacte, à cassure irrégulière, se débitant souvent suivant des surfaces chargées de matière charbonneuse. Cette dernière n'a pas été déterminée avec précision, et l'emploi du terme « graphite » pour la désigner n'est sans doute qu'en partie justifié.

*Au microscope*, les surfaces de débit se révèlent être des joints microstylolithiques, dans lesquels est concentré le graphite, accompagné de quelques petites paillettes de mica blanc et de petits octaèdres de magnétite. En dehors de ces surfaces, le graphite dispersé dans la roche marque un litage assez fin, probablement une stratification originelle, fortement microplissée en général. Le quartz, finement granoblastique, constitue plus de 90 % de la roche, accompagné de quelques paillettes de mica blanc, de grains de rutile détritiques, et de rares cristaux d'apatite et de pyrite.

Bien que ces roches n'aient jamais livré aucun reste indubitable de microorganismes, (radiolaires par exemple), l'hypothèse la plus vraisemblable est qu'elles dérivent du métamorphisme de phanites.

$\chi^1$ ca. **Quartzites micacés à calcite.** Roches de teinte assez sombre, résistantes à l'érosion, ces quartzites apparaissent en net relief à la Roque Bouillac, où ils constituent la base actuelle de l'unité des séricitoschistes siliceux. Passant progressivement vers le haut à ces derniers, ils sont en contact anormal chevauchant sur les séricitoschistes feldspathiques sous-jacents. Leur masse, composée de bancs de puissance métrique à décamétrique, est découpée par des surfaces d'écaillage secondaires.

La foliation, fortement microplissée, consiste en une alternance millimétrique de lits quartzeux et micacés. Le grain est fin (1/10 mm environ) et assez régulier. Le quartz constitue plus des deux tiers de la roche. Parmi les phyllites, le mica blanc est à peu près deux fois plus abondant que la chlorite. Au quartz sont mêlés quelques grains d'albite et surtout, de nombreuses petites plages de calcite (environ 5 % de la roche).

### Domaine limousin\*

$\lambda^{3-4}$ . **Gneiss leptyniques et amphiboles (complexe leptyno-amphibolique de Vergonzac-Tulle).** À l'Ouest de Saint-Martin-de-Bouillac, le complexe « leptynites-amphibolites » se rattache à l'ensemble du « groupe leptyno-amphibolique de Vergonzac-Tulle » largement développé en Limousin, dont il constitue la terminaison méridionale. En contact par une faille majeure avec les séricitoschistes, affleure une roche d'aspect massif, bien foliée, où des lits clairs quartzo-feldspathiques, à micas blancs, alternent

\* Par J.-Y. Roig et P. Collomb

avec des lits sombres amphibolitiques. L'épaisseur moyenne de ces derniers est de l'ordre du centimètre, mais ils peuvent se renfler localement, donnant naissance à des lentilles d'amphibolite massive de quelques décimètres de puissance.

*Au microscope*, les **leptynites** ont une texture granoblastique assez fine. La composition minéralogique fait apparaître une forte proportion (20 à 60 %) de plagioclases de type albite-oligoclase. Le quartz (30 à 50 %) se présente soit associé au plagioclase acide, avec de la biotite chloritisée, de la chlorite et de la muscovite, soit sous forme d'agrégats polycristallins dans certains niveaux bien individualisés (quartz en rubans). **Les niveaux amphibolitiques**, sont presque exclusivement constitués d'une hornblende verte, associée çà et là, avec un peu de chlorite. On remarque aussi quelques plages de calcite, résultant sans doute de l'altération de l'amphibole et du plagioclase.

**o<sub>C</sub><sup>3</sup>B. Orthogneiss œillé de Mas Roux (orthogneiss de Bagnac).** Dans le Nord-Ouest de la feuille, des gneiss œillés apparaissent sous la couverture tertiaire, en contact par faille avec les séricitoschistes. Ces orthogneiss œillés représentent la prolongation vers le Sud de ceux de Bagnac (feuilles Lacapelle-Marival et Maurs). La roche, de teinte claire, généralement rosée, montre une foliation assez régulière contournant des amandes de feldspath potassique, de 2 à 3 cm de long.

*Au microscope*, on constate que la foliation est de type mylonitique. Tous les cristaux ont été brisés, tordus, étirés. Seul le quartz semble avoir recristallisé. Il se présente soit sous forme de rubans polycristallins, soit en plages oblongues, nés de la déformation et de la recristallisation dynamique de grands cristaux antérieurs. Le feldspath potassique (microcline), en voie d'albitisation, est plus abondant que le quartz. Le plagioclase est représenté par une faible quantité d'albite. Parmi les micas, toujours très déformés et soulignant la foliation, la muscovite domine largement sur une biotite partiellement chloritisée.

### **Domaine nord du détroit de Rodez : Châtaigneraie, Série du Lot**

La formation des schistes métamorphiques qui occupent la partie septentrionale de la feuille à 1/50 000 Decazeville, se prolonge également sur les feuilles voisines, Aurillac, Maurs (Bogdanoff et *al.*, 1989), Entraygues, sous les appellations respectives de : « schistes de la Formation d'Uzols », « schistes gris de Vieillevie », et « schistes gris d'Engualès ». Cette formation se rattache à l'ensemble des nappes de la Châtaigneraie-Lot, (Bogdanoff et Briand, 1990), qui se suivent pratiquement en continuité depuis le Sillon houiller, en direction de l'Est, jusqu'à la région de



Marvejols. Toutefois, les relations entre les schistes métamorphiques et les séries rouergates sont encore mal définies.

$\xi^1_{mc}$ . **Schistes gris sériciteux de Conques.** La formation est limitée à l'Ouest, par le bassin houiller de Decazeville, dont elle est séparée par une faille, et par le bassin tertiaire de Maurs dont les assises recouvrent indifféremment la formation houillère ou les schistes sériciteux du substratum. Au Sud, un faisceau de failles orientées approximativement est-ouest, la sépare des formations permienes rouges du détroit de Rodez. A l'Est, elle est recoupée par l'extrémité sud du granite d'Entraygues, terminaison occidentale du batholite de la Margeride.

*Les schistes gris* se caractérisent par un faciès lithologique dominant dans lequel s'intercalent différentes variantes lithologiques (schistes gris albitiques, quartzitiques, ou quartzo-feldspathiques) qui semblent s'allonger sensiblement dans la direction de la schistosité régionale. La roche fraîche représentant la lithologie principale, de couleur gris clair à gris foncé, se caractérise par un aspect rubané dû à l'alternance millimétrique à centimétrique, de minces niveaux micacés et de niveaux plus ou moins riches en quartz. Les schistes gris se caractérisent également par de nombreux niveaux de quartz d'exsudation, d'épaisseur centimétrique à pluri-centimétrique, que l'on observe pratiquement partout, bien que le développement le plus important de ces exsudats se situe autour de la vallée du Lot.

**Composition minéralogique** : quartz, muscovite, séricite, biotite verte rare. L'albite n'est pas présente systématiquement. Accessoires : ilménite, rutile, zircon, tourmaline ferrière. Epidote, et leucoxène rares.

- **Les schistes albitiques** (1) contiennent le feldspath qui est souvent l'albite, en proportions variables (jusqu'à 10-15 % de la roche) localisée de préférence dans les lits phylliteux. Les autres minéraux sont identiques à ceux des schistes gris et disposés comme eux dans la schistosité régionale.

- **Les schistes quartzitiques** (2) montrent des lits millimétriques à centimétriques manifestement enrichis en quartz, parallèles à la schistosité régionale. On observe parfois des quartzites d'épaisseur décimétrique, mais contrairement à ce qui se passe sur la feuille Maurs (au Nord), dans laquelle ils peuvent atteindre 10 m d'épaisseur et 200 m de long, leurs dimensions trop restreintes ne les rendent pas ici cartographiables, à l'exception du banc situé au Nord de Saint-Parthem.

- **Les schistes quartzo-feldspathiques** (3). Les schistes gris contiennent des intercalations de bancs à bords nets, plus durs, gris clair, d'épaisseur moyenne décimétrique, constitués par une association de quartz et de plagioclase, généralement albite ou oligoclase, séparés les uns des autres

par des niveaux phylliteux. Il n'est pas rare de voir des niveaux enrichis en graphite leur être associés bien qu'on puisse observer ces derniers dans les autres lithologies des schistes gris. Les niveaux graphiteux sont parfois accompagnés par la pyrite en grains très fins.

Les schistes gris affleurent dans de bonnes conditions dans la vallée du Lot, et celle de son affluent le Dourdou.

### **Géochimie des schistes gris**

Les schistes gris, affleurant sur la feuille Maurs et qui sont lithologiquement et tectoniquement identiques à ceux de la présente feuille, ont fait l'objet d'une étude géochimique (Bogdanoff et *al.*, 1987). Il en ressort que ces schistes étaient, avant leur métamorphisme, des pélites de composition argileuse à tendance illitique et montmorillonitique. Le tri incomplet du quartz pendant la sédimentation conduirait à la séparation en deux pôles, celui des shales ou argilites, et celui des grès impurs riches en argile. Les shales seraient transformés en schistes gris *s.s.* et peut-être en schistes gris albitiques, les grès impurs en schistes gris quartzeux ou quartzo-feldspathiques.

L'étude géochimique de J. Delfour et *al.* (1983), portant sur les schistes gris de Decazeville, permet de présenter des conclusions voisines. Ce sont, à l'origine, des roches sédimentaires, principalement des siltites. Certaines leptynites pourraient cependant être orthodérivées.

### **Âge des schistes gris**

Les schistes gris épi-métamorphiques, n'ont livré aucun fossile, ils n'ont pas été datés radiométriquement. Cependant les schistes de la série du Lot (Briand, 1978), qui leur sont comparables par bien des points (lithologie, géochimie, tectonique, faciès métamorphique ; Bogdanoff et Briand, 1990), sont datés par des acritarches du Cambro-Ordovicien découverts au Sud de Saint-Geniez-d'Olt. C'est cet âge que nous proposerons à titre d'hypothèse pour les schistes gris de Decazeville.

### **Unité allochtone de la Bessenois-Millagues\***

Le massif de la Bessenois est interprété comme une klippe d'un chevauchement majeur vers le Sud (> 100 km) amenant en superposition anormale le « groupe leptyno-amphibolique », identique à celui de Chaudes-Aigues ou de Marvejols, sur la série grauwacko-pélitique du Lot (Burg et Marte, 1977). Les gneiss reposeraient en synforme d'axe NW-SE, sur les micaschistes, par l'intermédiaire de serpentines, et/ou de mylonites. De forme grossièrement circulaire, le massif de la Bessenois s'étend sur environ 4 km de diamètre,

\* Par P. Monchoux et J.Y. Roig

au-dessus des micaschistes de la bordure orientale du bassin de Decazeville. On peut rattacher à cet ensemble, le petit massif d'orthogneiss d'Almon-les-Junies, au Nord de la Bessenois. Enfin, en bordure ouest du bassin houiller, la petite klippe de Millagues (Tabeaud, 1984), constituée de gneiss et de serpentines a très vraisemblablement la même origine.

La présence d'ultrabasites, de gabbros, de norites coronitiques et d'éclogites (Monchoux et Couturier, 1987) sont autant de caractéristiques permettant d'attribuer les massifs de la Bessenois et de Millagues au « groupe leptyno-amphibolique ». Il en est de même pour la klippe d'Almon-les-Junies, malgré l'absence de roches ultrabasiques et basiques (éclogitiques ou non). Toutefois, dans ces ensembles allochtones, la cartographie souligne la faible proportion de roches méta-sédimentaires. De plus, les grandes masses d'orthogneiss présents à la Bessenois ou à Almon-les-Junies, présentent presque systématiquement une texture migmatitique. Par ces deux caractéristiques, les complexes allochtones présents sur la feuille Decazeville, ressemblent à s'y méprendre aux associations orthogneiss - amphibolites - ultrabasites présentes en domaine limousin sur la feuille Lacapelle-Marival (Guillot et *al.*, 1989).

O<sub>3</sub><sup>M</sup>. **Orthogneiss migmatitique.** L'unité de la Bessenois est constituée d'une grande proportion de gneiss de faciès assez variables sans que cela puisse faire l'objet d'une cartographie. Dans le cas général, ces gneiss, de teinte générale rose à l'affleurement, possèdent une foliation assez régulière marquée par une alternance plus ou moins nette entre des niveaux synfoliaux sombres principalement biotitiques, et des niveaux clairs quartzo-feldspathiques, l'ensemble évoquant une migmatite. Dans les niveaux quartzo-feldspathiques, des yeux amygdalaires de feldspath potassique, pouvant atteindre 5 cm de long, baignent dans un fond à grain moyen où le quartz est étiré en rubans (localement il peut en être de même pour les feldspaths). Parmi les micas, rassemblés en lits discontinus soulignant la foliation, la muscovite est toujours présente et associée à la biotite qui, toutefois, peut manquer presque totalement en certains endroits, notamment au Sud de la bande de séricitoschistes siliceux. On peut rencontrer localement, des passages à grain fin hololeucocrates pauvres en muscovite. Enfin, il existe au sein des gneiss, de petits amas de pegmatites à grands cristaux (feldspath, muscovite, quartz, tourmaline), qui semblent avoir échappé plus ou moins complètement à la déformation d'ensemble de leur encaissant ; les plus importants se trouvent aux environs de la Plane et juste au Nord de Laubarède.

*En lame mince*, la déformation intense subie par la roche apparaît particulièrement bien. Le quartz se présente en rubans souvent constitués de petits grains étirés, mais parfois plus largement recristallisés. Les cristaux de plagioclase (albite-oligoclase) sont brisés à macles tordues. Les gros grains de microcline, peu perthitiques, souvent en voie d'albitisation, sont

fracturés ou fragmentés. Les micas sont tordus, parfois déchiquetés, mais la biotite semble être restée stable au cours de la déformation. La présence de grenat est fréquente, mais non constante.

Tous ces caractères permettent de considérer la roche comme un orthogneiss, résultant de la déformation d'un leucogranite potassique (microcline dominant souvent largement sur le plagioclase) dans des conditions de température et de pression minimales où la biotite et le grenat étaient stables. Les variations actuelles de faciès découlent sans doute pour une part de l'hétérogénéité de la déformation, mais reflètent probablement aussi une hétérogénéité du corps granitique initial.

$\text{O}\zeta^3$ . **Orthogneiss fin.** Vers le Sud-Est et le Nord-Ouest du massif principal, les orthogneiss passent à des gneiss à grain fin ou très fin, de couleur claire, montrant encore parfois quelques fragments feldspathiques plus gros. La foliation est fine et régulière et les micas (essentiellement muscovite) bien orientés. La composition minéralogique n'est pas fondamentalement différente de celle des faciès plus grossiers. Ces gneiss fins correspondraient donc à un faciès plus déformé des orthogneiss migmatitiques ( $\text{O}\zeta^3\text{M}$ ).

$\lambda$ . **Leptynites.** Aux limites nord et est de l'allochtone de la Bessenois, sont identifiées des leptynites. Il s'agit de roches quartzo-feldspathiques de teinte rosée, à grains fins et intensément déformées. La foliation métamorphique porte une linéation très prononcée qui correspond à la fois, à l'alignement de micas blancs et à l'allongement d'agrégats quartzo-feldspathiques. La direction de cette linéation correspond également à la direction d'axes de plis isoclinaux d'échelle centimétrique, qui admettent la foliation comme plan axial.

*Au microscope*, on constate que la foliation est soulignée par de minces niveaux micacés, principalement constitués de muscovite. La biotite est peu fréquente et largement chloritisée. Quelques reliques de grenats ont également été observées. Les niveaux quartzo-feldspathiques sont principalement constitués de plagioclases acides (albite-oligoclase) et de microcline fragmentés. Le quartz est moins abondant que les feldspaths et présente une forte recristallisation dynamique. Les nombreuses figures de déformation ductile non coaxiale (porphyroclastes de type  $\delta$ , bandes de cisaillement...) indiquent un déplacement de la partie supérieure vers le Nord-Ouest. Au final, la composition minéralogique de cette roche est très similaire à celle des orthogneiss de la Bessenois. Elle ne correspond, en fait, qu'à un autre faciès où la déformation est très prononcée (mylonite).

$\zeta^{2-3}\text{b}$ . **Micaschiste à biotite.** Dans les environs de Mascles, les gneiss fins ( $\text{O}\zeta^3$ ) sont en contact avec des micaschistes à biotite. Il s'agit de roches gris à beige à l'affleurement, riches en biotite et muscovite et pouvant contenir encore des grains feldspathiques étirés. Ces micaschistes contien-

ment aussi quelques grenats déjà signalés par M. Boule (1900), M. Roques (1941) et A. Demay (1948). Ces micaschistes contiennent quelques récurrences de gneiss et constituent l'encaissant de plusieurs lentilles d'amphibolites.

δ. **Amphibolite à reliques de metabasites.** Des roches basiques et ultrabasiques se regroupent sur les limites du massif ou sont disséminées à l'intérieur, en lentilles métriques à hectométriques, intercalées dans les formations précédentes (Monchoux, 1961). Les roches basiques sont, pour la plus grande part, des amphibolites avec ou sans grenat, plus ou moins riches en quartz et plagioclase. Plus rarement leur sont associées des roches épargnées par l'amphibolitisation. Il s'agit de gabbros, de norites et d'éclogites, qui traduisent le métamorphisme de haute pression précoce. En effet, la rétomorphose a ensuite atteint tous ces types pétrographiques aux différents stades de leur évolution, et les a transformés partiellement ou complètement en amphibolites. La description précise de ces roches basiques effectuée ci-après reprend quelques résultats des travaux de P. Monchoux (1961), P. Monchoux et M. Couturier (1987) et J.L. Paquette et *al.* (1995).

- **Les gabbros**, à grains centimétriques de diopside emballés dans des plages feldspathiques ( $An_{60}$ ), forment de rares lentilles dans les amphibolites de la bordure ouest du Puy de Voll ; ils passent en quelques mètres aux amphibolites.

- **Les norites** constituent de petits massifs plus ou moins amphibolitisés, intercalés dans les orthogneiss, au Sud des serpentinites de Prayssac. Ces norites montrent une texture doléritique à grains fins (1 à 5 mm), dans lesquelles les paragenèses primaires sont localement bien préservées. Elles renferment principalement du plagioclase ( $An_{60-40}$ ), de l'hypersthène (orthopyroxène,  $En_{60}$ ), du diopside (clinopyroxène,  $Wo_{45}En_{40}Fs_{15}$ ) et de l'ilménite en inclusion dans la biotite. Les minéraux accessoires sont le quartz, l'apatite, le zircon, la pyrite et la chalcopyrite.

Les observations pétrographiques montrent une transition progressive des norites en éclogites à rutile, avec développement, en plusieurs étapes, de couronnes réactionnelles autour de certains minéraux. Deux types de couronnes contemporaines sont observées :

- les coronites anhydres sont représentées par des couronnes de grenat qui se forment au contact des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens (Opx, Cpx, biotite, ilménite...). Dans certains cas, des couronnes complexes de grenat + quartz + Cpx II apparaissent autour de l'Opx ;

- les coronites hydratées correspondent à des couronnes d'amphiboles entourant les minéraux ferrifères (Opx, Cpx, biotite, ilménite...) au contact avec le plagioclase. Ces réactions métamorphiques témoignent d'une augmentation de pression postérieure à la cristallisation des norites. Cette augmentation de

pression se traduit, dans les termes ultimes, à la transformation complète des protolithes basiques en éclogite.

• **Les éclogites**, en lentilles de puissance métrique intercalées dans le litage de gneiss, ont été rencontrées à proximité des gabbros ou des norites. Trois types d'éclogites peuvent être distingués en fonction de leur composition minéralogique :

- *les éclogites à disthène* sont localisées dans les orthogneiss sous forme de lentilles d'échelle métrique. La taille du grain est inférieure à 1 mm. L'omphacite ( $Wo_{50}En_{44}Fs_6$ ) et le grenat ( $Alm_{37}Gro_{23}Pyr_{40}$ ) sont les minéraux majoritaires. On peut accessoirement rencontrer quelques rares grains de quartz, de la zoïsite et du disthène. Les conditions pression-température de formation de ces éclogites sont de l'ordre de 19Kbar/710 °C (Paquette et al., 1995) ;

- *les éclogites à rutil* sont associées aux norites, en intercalation dans l'orthogneiss. Ce sont en général des roches rubanées avec une taille de grain millimétrique. Le clinopyroxène ( $Wo_{49}En_{38}Fs_{13}$ ) est uniquement observé dans les couronnes de kéliphite, associé au plagioclase ( $An_{30}$ ). Le grenat ( $Alm_{58}Gro_{28}Pyr_{14}$ ) est fréquemment altéré. Le quartz est abondant, alors que le rutil est associé à la biotite et une amphibole brune. Les minéraux accessoires sont le zircon, la zoïsite et l'apatite ;

- *les éclogites à grenat manganésifère* n'ont été rencontrées qu'en un seul endroit, à proximité des norites coronitiques. Ces éclogites sont caractérisées par la présence de deux types de grenats : (a) de gros cristaux fortement zonés avec des cœurs riches en Mn (Spe 15) et des bordures enrichies en Fe-Mg-Ca ; (b) de petits grenats automorphes sans manganèse, inclus dans le plagioclase.

A. **Ultrabasites**. Elles constituent deux masses principales, l'une en bordure nord (Prayssac), l'autre au Sud du massif (puy de Voll). Elles sont parfois massives et peuvent alors présenter un litage amphibolitique affecté par endroits, de plis isoclinaux (Monchoux, 1961). Le plus souvent elles sont schisteuses et riches en lamelles de chlorite disposées dans la schistosité. Les minéraux de la péridotite initiale sont en général complètement transformés en serpentine (chrysotile et lizardite) et magnétite. Il subsiste parfois de l'olivine, plus rarement de l'enstatite et des spinelles corrodés et entourés de chlorite. Une amphibole secondaire est systématiquement présente, soit disséminée, soit en lits individualisés, millimétriques à décimétriques. Elle pourrait dériver d'un clinopyroxène initial. Dans ce cas, les serpentines proviendraient d'une lherzolite à spinelle.

Des minéralisations sont spécifiquement liées aux serpentines :

- des filonnets à calcite, magnétite, pyrite, chalcopryrite, traversent localement les serpentines. Un filon d'épaisseur décimétrique de magnétite au Sud du puy de Voll avait fait l'objet de recherches au siècle dernier ;
- des dolomies nickélicifères seront décrites plus loin ;
- au voisinage des contacts avec les gneiss, les serpentines renferment plusieurs amas métriques de vermiculite en lamelles centimétriques, parfois implantées sur des aiguilles de gédrite et d'actinote. La capacité d'exfoliation des vermiculites, jusqu'à 20 fois l'épaisseur initiale des lamelles, par chauffage à 300 degrés, et leur capacité d'échange ionique leur confèrent de nombreux usages.

### ROCHES PLUTONIQUES

ca $\gamma^{1-2}$ . **Granite cataclaté de Viviez.** Au Sud-Est de Viviez, un petit massif de granite, affecté d'écaillages à vergence est, s'étend entre la faille bordière du bassin houiller et une faille parallèle passant par Viviez. Ce petit massif se prolonge vers le Sud, le long de cette dernière faille, par une étroite bande se terminant à l'Ouest de Valzergues. Un dernier pointement réapparaît au Nord de Montbazens.

La roche est de teinte claire (jaunâtre à rosée) et affectée d'une mauvaise schistosité de fracture. Le grain est moyen à fin, irrégulier, les cristaux paraissent brisés, mais la texture n'est jamais porphyroïde, contrairement à celle du granite de Peyrusse ( $\rho\gamma^{3M}$ ), pourtant tout proche.

*L'étude microscopique* confirme le caractère cataclastique de la roche. Les cristaux de microcline, très abondants (constituant près de la moitié de la roche) souvent en voie d'albitisation, correspondent vraisemblablement à d'anciens cristaux de taille centimétrique intensément fragmentés. Les grains plus petits et beaucoup plus rares de plagioclase acide sont également cataclatés. Le quartz se présente en cristaux engrenés rassemblés en bandes issues de l'étirement de grands cristaux anciens. Les micas, en paillettes isolées ou rassemblées en petits amas disjoints, ont aussi été tordus. Ils sont peu abondants, et la biotite, partiellement chloritisée, domine sur la muscovite.

D'après ces caractères pétrographiques, le granite de Viviez s'apparente à un leucogranite potassique, fortement déformé de manière fragile. Ces déformations sont probablement liées aux jeux cassants des failles qui le limitent (Letourneur, 1953). Ses caractères pétrographiques, abstraction faite de la cataclase, le rapprochent du leucogranite de Lacapelle-Bleys (feuille Rieupeyroux), interprété comme un faciès de bordure du pluton de Villefranche-de-Rouergue (Burg et *al.*, 1992).

$\rho\gamma^{2M}$ . **Granite porphyroïde monzonitique de Peyrusse-le-Roc.** Dans l'angle sud-ouest de la carte, le plateau de Galgan est essentiellement constitué d'un granite porphyroïde appartenant au massif de Peyrusse (feuille Figeac), partie septentrionale du granite de Villefranche-de-Rouergue (Collomb, 1970). Ce granite est profondément arénisé, sauf dans les rares ravins qui l'entaillent. De nombreuses enclaves de roches encaissantes, très transformées par le métamorphisme de contact se rencontrent dans le massif, notamment dans la région de Pachins. Elles n'atteignent cependant jamais ici des dimensions cartographiables, comme cela se produit plus au Sud-Ouest, dans la région de Maleville (feuille Villefranche-de-Rouergue).

La roche est de teinte rosée à l'affleurement, grisâtre sur une cassure fraîche. Les cristaux de feldspath potassique à tendance automorphe, peuvent atteindre 5 à 6 cm de long. Ils sont englobés dans un fond à grain irrégulier mais ne dépassant pas 3 à 4 mm. Il existe cependant des variations locales où le caractère porphyroïde est peu marqué.

*L'étude au microscope* suggère que les grands cristaux de feldspath potassique, à peu près indemnes d'altération kaolinique, sont des porphyroblastes de croissance tardive, incluant des reliques des autres minéraux du granite et développant une myrmékite à leur contact avec le plagioclase du fond. Tantôt un feldspath potassique est non maclé (ou présente la seule macle de Carlsbad), tantôt il montre le moirage du microcline, en même temps qu'il devient légèrement perthitique. La présence de ces caractères de microcline semble aller de pair avec une déformation plus ou moins poussée du porphyroblaste. Le plagioclase, plus ou moins damouritisé, est abondant. Il se présente sous forme de cristaux presque automorphes, zonés de façon irrégulière, avec une teneur en anorthite variant en moyenne de  $An_{40}$  au centre des grains à  $An_{20}$  à leur périphérie. Les grains de quartz sont toujours déformés, voire fragmentés. Les cristaux de biotite sont en voie de chloritisation. La présence d'un peu de muscovite est constante.

$\rho\gamma^3$ . **Granite porphyroïde monzonitique à biotite d'Entraygues.** L'angle nord-est de la feuille est occupé par le granite d'Entraygues, terminaison occidentale du grand massif granitique de la Margeride. Le laccolith de la Margeride est un granite porphyroïde de type monzonitique, dans lequel trois faciès ont été distingués en fonction de la teneur en biotite : un faciès clair, un faciès moyen et un faciès sombre (Couturié, 1977).

Seuls les types clairs à moyens sont représentés dans cette région. La roche contient ici 5 à 10 % de grands cristaux d'orthose blanche (3 à 10 cm de long) maclée Carlsbad, dispersés dans une mésostase à gros grains (5 à 12 mm). La composition minéralogique d'un échantillon récolté 300 m au NNE de Sénergues est la suivante : quartz 32 %, oligoclase zoné (composition moyenne  $An_{125}$ ), feldspath potassique perthitique 31 %, dont 8 %



sous forme de mégacristaux, biotite 5 %, cordiérite 1,5 %, muscovite, chlorite, apatite, zircon, ilménite et tourmaline occasionnelle. Ce dernier minéral forme quelquefois des nodules de la taille du poing. La composition chimique de l'échantillon, prélevé près de Sénergues, est la suivante (analyse lab. Sci. de la Terre, univ Clermont-Ferrand, *in* Couturié, 1977).

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Total
71,55	45,45	0,85	1,00	1,15	1,00	3,10	4,20	0,55	0,20	0,05	0,80	0,15	100,05

Ce granite contient deux types d'enclaves de taille centimétrique à décimétrique : (1) des enclaves de forme arrondie et à grain fin, à composition de diorite quartzique, et (2) des enclaves de formes anguleuses, correspondant à des fragments de schistes cristallins.

Le granite de la Margeride a été daté dans sa région centrale et orientale par différentes méthodes qui s'accordent pour un âge carbonifère moyen : 323 ± 12 Ma par Rb/Sr sur roche totale (Couturié *et al.*, 1979), 335 ± 6 Ma en U/Pb sur zircon (Lafon, 1986), et 314 ± 3 Ma en U/Pb sur monazite (Pin, 1989).

**γ<sup>1</sup>. Leucogranite alumineux à muscovite.** Ce granite de teinte claire, à grain fin à tendance aplitique est principalement composé de quartz, microcline et albite. En outre, il contient de la muscovite associée habituellement à de la tourmaline (schorlite) ou à de la biotite. Il se présente en dykes subverticaux souvent de direction N70°E, mais plus souvent sous la forme de sills subhorizontaux intrusifs dans le granité porphyroïde.

Une isochrone Rb/Sr sur roche totale et minéraux a donné, pour les leucogranites analogues de la région de Saint-Chély-d'Apcher, un âge de 289 ± 2 Ma (Couturié *et al.*, 1979). Il s'agit d'un âge très voisin de celui obtenu pour le leucogranite de Grandrieu : 305 ± 9 Ma (U/Pb monazite, Lafon et Respaut, 1988). Cet âge carbonifère supérieur est confirmé par les analyses récentes effectuées dans un petit massif affleurant dans la vallée du Lot (feuille Espalion) et qui fournissent un âge de 306 ± 3 Ma (<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar muscovite, Monié *et al.*, 2000).

### MÉTAMORPHISME DE CONTACT

Au contact du granite de Viviez, lorsqu'il ne se fait pas par faille, on constate, dans les séricitoschistes feldspathiques, une certaine recristallisation du quartz et des feldspaths, accompagnée du développement d'un peu de biotite tardive. Cette auréole, de très faible puissance et peu continue sur le terrain, n'a pas été cartographiée.

### Г. Gneiss et micaschistes à biotite, andalousite et cordiérite.

- **Le granite d'Entraygues**, à l'Est de Conques, est intrusif dans les séricitoschistes dans lesquels il développe un métamorphisme de contact avec cornéennes et schistes tachetés à cordiérite et andalousite, bien visible plus à l'Est, dans la vallée du Lot où les conditions d'affleurement sont plus favorables. Les véritables cornéennes ont une puissance relativement faible et leur continuité sur le terrain est difficile à établir. C'est pourquoi elles n'ont pas été différenciées dans l'auréole de métamorphisme de contact. L'intrusion du granite d'Entraygues est clairement postérieure à la structuration de son encaissant métamorphique. Le contact occidental de ce pluton est sub-orthogonal à la schistosité régionale et aux axes de plis post-foliaux. De plus, le métamorphisme de contact semble « fossiliser » les structures antérieures. Si les conditions d'affleurement ne sont pas excellentes sur la coupure Decazeville, il n'en est pas de même sur la feuille située au Nord-Est (Entraygues). On peut observer, dans les gorges du Lot, des plis post-foliaux cornéifiés, confirmant donc le caractère tardif de l'intrusion sur la structuration de son encaissant.

- **Le granite de Peyrusse**, dans la région de Albres et de Galgan, modifie les séricitoschistes encaissants sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. La limite externe de l'auréole a été tracée approximativement, en tenant compte d'une recristallisation, dans les séricitoschistes, de muscovite, biotite, chlorite et tourmaline, ainsi que de l'apparition sporadique d'un faciès de « schistes tachetés ». Ce granite, et par conséquent l'auréole métamorphique qu'il développe, est clairement sécant sur la structure des roches encaissantes puisqu'il recoupe le contact de nappe amenant en superposition anormale les séricitoschistes siliceux ( $q_{\xi}^1$ ) sur les séricitoschistes feldspathiques ( $r_{\xi}^{2-3}$ ).

*Composition minéralogique* : l'auréole de ces deux plutons est constituée par des paragneiss et micaschistes à biotite, andalousite et cordiérite. Dans ces roches, les proportions de feldspath dépendent de la nature initiale de la formation dans laquelle le granité est intrusif ( $q_{\xi}^1$ ,  $r_{\xi}^{2-3}$ ,  $O_{\xi}^3$ ...). La cristallisation des micas, en particulier la biotite, est clairement sécante sur la foliation métamorphique principale, et aucune orientation préférentielle de ces minéraux n'a été remarquée. L'andalousite, en quantité variable, est pratiquement constante dans l'auréole, sauf dans la frange tout à fait externe. Elle se présente principalement en pœciloclastes, dans la foliation métamorphique. Toutefois, lorsque l'on se rapproche du contact avec le granite, l'andalousite s'observe fréquemment, sous forme de porphyroblastes automorphes non orientés et sécants sur l'ensemble des microstructures de la roche. Parfois, l'andalousite est partiellement remplacée, à sa périphérie, par un feutrage de mica blanc. Dans la partie la plus interne de l'auréole, la sillimanite (fibrolite) a pu se développer, mais elle est en cours de remplacement

par de la muscovite palmée. La cordiérite s'est développée à peu près dans la quasi-totalité de l'auréole, en quantité variable. Bien que l'on puisse parfois observer des reliques fraîches, dans la majorité des cas, la cordiérite est fortement pinnitisée. Enfin, la présence de petits grains de grenat néoformé est assez fréquente.

**MG. Migmatites de contact.** Elles sont associées à des *veines granitiques*. L'ensemble jalonne le contact intrusif du granité de Peyrusse, sur une épaisseur de l'ordre de la centaine de mètres, mais peuvent être localement absentes. De minces veinules claires de granitoïdes dessinent une vague foliation, dans une trame généralement de teinte sombre. Cette dernière se révèle au microscope, être une véritable cornéenne constituée de biotite et de muscovite enchevêtrées, d'andalousite porphyroblastique, de quartz et fibrolite. Celle-ci est remplacée en partie par une génération tardive de muscovite, qui s'observe également en lamelles isolées dans la masse. On note encore la présence de petits amas feutrés de micas (anciennes cordiérites ?), de plaquettes d'ilménite partiellement remplacées par le sphène, et de quelques cristaux automorphes de tourmaline.

#### ROCHES FILONIENNES

**$\mu\gamma^M$ . Microgranite monzonitique.** Ce microgranite affleure au Sud-Est de Viviez, dans l'une des écaïlles affectant le granité et sa couverture. Son caractère filonien n'est d'ailleurs pas certain et il peut s'agir d'une simple variation locale du granité de Viviez. La structure est micrQgrenue, mais les phénocristaux, de taille millimétrique, sont très abondants : quartz, feldspath potassique dominant, plagioclase acide, biotite, muscovite.

**$\mu\gamma\rho$ . Microgranite/rhyolite.** Les microgranites à texture aphanitique (rhyolites) n'ont été rencontrés qu'au sein du granité d'Entraygues. Cette roche, d'aspect homogène et de teinte rosée, forme des filons de direction N120°E, larges de 2 à 3 m. Le chimisme de cette roche est voisin de celui des leucogranites avec toutefois une teneur encore plus faible en calcium. Ces filons de texture aphanitique peuvent passer progressivement à des termes mieux cristallisés, microgranitiques. Cette association a déjà été rencontrée sur la feuille Entraygues, où l'ensemble recoupe les leucogranites, attestant ainsi de leur postériorité. Dans les schistes sériciteux de Conques, des filons de microgranites de composition minéralogique similaire se rencontrent à l'Est de Grand-Vabre et au Sud de Conques. Ils sont d'épaisseur métrique à plurimétrique, fortement redressés et dirigés approximativement N90°E à N100°E.

*Composition minéralogique* : quartz globulaire, feldspath potassique en phénocristaux, plagioclase acide damouritisé, muscovite, biotite chloritisée. Accessoires : apatite et zircon.

μσθ. **Micromonzonite quartzique.** Un seul filon de ce type a été rencontré. Il affleure dans la vallée du Lot, au Nord de Saint-Parthem. Il appartient vraisemblablement au même système filonien qui affleure un peu plus au Nord, à hauteur de Vinzelle, sur la feuille Maurs.

*Composition minéralogique :* le plagioclase, la biotite plus ou moins chloritisée se présentent en phénocristaux. Le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase, la biotite très chloritisée, la séricite, constituent la mésostase. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le rutile.

γ<sup>4</sup>. **Granodiorite à micropegmatite et amphibole.** Cette roche constitue un filon d'épaisseur hectométrique et de longueur kilométrique, associé à un filon de lamprophyre, localisé entre la klippe de Millagues et l'accident bordier occidental du bassin houiller. La roche est toujours très altérée à l'affleurement. Elle est composée d'un ensemble de phénocristaux demi-centimétriques, cimentés par de la micropegmatite graphique abondante. Parmi les phénocristaux, on distingue un plagioclase (damouritisé), majoritaire, un feldspath potassique (kaolinisé), en continuité avec celui de la micropegmatite, du quartz peu abondant, et des minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole) entièrement chloritisés. On note encore de l'apatite en longues baguettes et de rares et grands cristaux opaques de forme cubique, mais pseudomorphosés en hématite. Cette roche avait déjà été décrite par J. Thiébaud et P. Vetter (1956), comme « la diorite amphibolique ».

v. **Lamprophyre.** Un seul filon de lamprophyre a été cartographié. Il accompagne, au Nord de Millagues, la granodiorite précédente. Il semble d'ailleurs se prolonger jusqu'au Lot, mais avec une puissance réduite d'à peine quelques mètres. En fait, il est assez fréquent de rencontrer de minces filons analogues, non cartographiables, au sein des séricitoschistes, particulièrement au Nord de Viviez. Il s'agit de roches toujours très altérées à l'affleurement, jusqu'à être réduites à une masse argileuse jaunâtre. Les échantillons les mieux conservés permettent de distinguer de grandes lames de biotite (chloritisée) dans un enchevêtrement de lattes millimétriques de plagioclase (damouritisé), avec un peu de feldspath potassique et de quartz interstitiel. Il est probable, d'ailleurs que certains filonnets, sont ou plus acides ou plus basiques (dolérites) que ce type moyen.

Q. **Quartz.** Minéralisés ou non, les filons de quartz sont nombreux dans l'ensemble des terrains cristallins de la feuille, mais souvent trop minces pour pouvoir être cartographiés. La plupart se sont mis en place dans un réseau de fractures orientées approximativement WNW-ESE d'âge probablement post-liasique (voir feuille Villefranche-de-Rouergue). Cependant, d'autres directions (notamment NNE-SSW) et sans doute aussi des âges différents sont probables.

Au Nord-Est de la feuille, les filons quartzeux, généralement discontinus et de directions N110°E s'observent dans le granite. Leur largeur ne dépasse guère 2 m. La structure est quelquefois « hachée » avec des lamelles brunes dans un fond blanc calcédonieux et quelques concrétions noires manganésifères (Sud-Est de Longueviale).

Certains filons de quartz sont minéralisés. C'est le cas de ceux localisés dans le prolongement méridional du granite de Viviez au Nord de Vazergues, et de ceux du Kaymar, localisés entre le granite porphyroïde d'Enraygues au Nord, et le bassin permien de Rodez au Sud. La description de ces deux systèmes filoniens sera développée dans le chapitre dédié aux ressources minérales.

Dni. **Dolomie nickélifère à fuchsite.** Au Nord du puy de Voll, une double faille NW-SE coupe en deux le massif de la Bessennois. La faille nord est jalonnée de lamprophyres associés à des dolomies à fuchsite. Celles-ci se retrouvent le long de la faille bordière du bassin de Decazeville, près de Saint-Michel où deux sondages les ont suivies respectivement jusqu'à 30 et 190 m. Ces roches constituées de dolomite ferrifère et lamelles de fuchsite (mica blanc chromifère), sont recoupées de nombreux filonnets de dolomite quartz et calcite et contiennent de fines inclusions de millérite (NiS). Ces formations (listwaenites) sont considérées comme hydrothermales, les éléments tels que Mg, Cr (jusqu'à 0,5 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) et Ni (jusqu'à 0,7 % NiO) provenant des corps ultrabasiques.

### *FORMATIONS PALÉOZOÏQUES*

#### **Carbonifère (Stéphanien moyen)\***

La série de remplissage de ce bassin limnique atteindrait 1 800 m. Dans cette série six termes principaux ont été définis d'après leurs caractéristiques lithologiques et sédimentologiques : l'assise de Brayes, un complexe volcanique et les assises d'Auzits, du Banel, de Campagnac et de Bourran. La succession présente une organisation cyclique particulièrement nette dans les quatre assises supérieures où se répètent les mêmes mégaséquences sédimentaires comprenant (fig. 1, hors texte) :

- à la base une accumulation détritivée grossière en relation avec un accroissement de la subsidence relative ;
- l'installation d'une sédimentation plus calme avec dépôts grésopélitiques à récurrences conglomératiques et parfois veinettes de charbon ;
- au sommet dépôt des couches de charbon. L'apport végétal assez restreint dans les assises d'Auzits et du Banel, devient considérable dans les deux assises

\* Par A. Genna et J. Guérandé-Lozes

supérieures (Campagnac, Bourran). On notera que les aires de dépôt sont toujours beaucoup plus longues que larges et se situent dans l'axe du bassin.

h5l. **Assise de Brayes.** Puissante d'une cinquantaine de mètres, elle affleure dans la région nord. Son extension vers le Sud reste limitée au centre du bassin. Elle est constituée pour l'essentiel de conglomérats à galets de quartz et micaschistes. Des galets de roches volcaniques, trachytes anciens (?), absents dans le ravin de Brayes, sont présents, extrêmement altérés, à la Griffoulière et dans les sondages. Cette assise reste toutefois mal connue et l'on ignore si elle contient des couches de houille.

ρ, τ. **Complexe volcanique : dacites, basaltes, andésites, trachytes.** Les principales manifestations du volcanisme stéphaniens de Decazeville, sont connues dans la partie nord du bassin. La vallée du Lot en donne des coupes assez complètes. Il a été traversé par plusieurs sondages dans le centre du bassin. Les pointements du « horst » de Lugan-Bramarigues sont considérés comme contemporains des coulées septentrionales. Dans la région de Lugan, les contacts des roches volcaniques ou hypovolcaniques avec les formations stéphaniennes ou le socle sont peu visibles. Ce volcanisme correspond à deux épisodes magmatiques distincts : le premier précoce comprend surtout des dacites connues aux environs du pont de Bourran et dans la carrière de Roc de Gerles ; le second, de plus grande extension, est constitué de coulées de basalte, d'andésite et de dacites auxquelles s'associent parfois des brèches et tufs pyroclastiques.

Les roches de ce complexe montrent l'apparition de chlorites attribuable soit à un métamorphisme « schiste vert » à albite-chlorite, soit à un épisode hydrothermal.

- **Les dacites précoces**, à texture microlitique fluidale, sont composées de phénocristaux de plagioclase et de pyroxènes altérés. Le quartz et la biotite sont accessoires. Elles présentent parfois une texture bréchique, avec des éléments de taille variable, de teinte verdâtre ou rougeâtre, englobés dans une matrice claire.

- **Parmi les basaltes**, on peut distinguer :

- *des basaltes à olivine + chromite + pyroxène*, qui affleurent dans la région de Roquelongue. Ils sont microlitiques avec une fluidalité bien marquée. L'olivine se présente en cristaux craquelés et corrodés. Le clinopyroxène, quand il est présent, est de l'augite. Le plagioclase sous forme de lattes et de microlites, est toujours albitisé ;

- *des basaltes à deux pyroxènes*, connus dans la région de Livinhac et Penchot. De couleur sombre, ils sont constitués de plagioclase, d'orthopyroxène (bronzite) et d'une mésostase microlitique importante (66 % de la roche) constituée de plagioclase baignant dans un verre ;

-des *basaltes à pyroxène et olivine*. Microlitiques, porphyriques, ils contiennent des phénocristaux de plagioclase généralement albitisés, de grands pyroxènes abondants transformés en chlorite, carbonates et oxydes de fer et d'olivine partiellement ou totalement iddingsitisés. Ces basaltes renferment des minéraux opaques (ilménite) et des vésicules de formes variées, entourées d'un liséré opaque, et remplies de quartz secondaire et de chlorite xénomorphe. La mésostase (45 % de la roche) est microlitique.

- **Les andésites** qui affleurent à Four Bas sont constituées de plagioclase albitisé, de clinopyroxène et d'orthopyroxène entièrement transformé en chlorite. Ces cristaux baignent dans une mésostase riche en microlites feldspathiques orientés.

- **Les dacites de la partie sommitale** du complexe présentent une texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase albitisé et d'orthopyroxène (bronzite à hypersthène). La biotite est localement abondante, le sphène, l'ilménite sont accessoires. La mésostase est très abondante (70 % de la roche).

h5III. **Assise d'Auzits**. Cette assise repose, dans la région sud-est du bassin, sur les micaschistes du massif d'Escandolières, qui forment le môle de la Paret, allongé approximativement Nord-Sud. Affleurante au Sud de la vallée du Riou Viou, elle s'ennoie sous les poudingues de base de l'assise de Banel. Des sondages l'ont recoupée au centre du bassin. Puissante de 200 m, elle est constituée de deux termes bréchiques principaux séparés par un faisceau schisto-charbonneux.

(1) A la base la brèche monogénique d'Antaignargues, formée de gros blocs de micaschistes à peine remaniés et les conglomérats de Haute Serre, avec nombreux galets de roche volcanique altérée (100 m).

(2) Au-dessus le faisceau de la Bertrandie et des Abiracs (50 m) présente trois couches de charbon irrégulières et de faible extension, surmontées par des microbrèches vertes (50 m), horizon très caractéristique et régulier, qui correspond à un intense lessivage des formations volcaniques sous-jacentes.

h5IV. **L'assise du Banel**. Puissante de 475 m, elle est constituée de trois termes avec de la base au sommet :

- **Les poudingues de Riou Viou** h5IV(1), puissants de 60 à 100 m, présentent à la base une dominante d'éléments volcaniques puis de galets de quartz et micaschistes. Au sommet ces divers éléments sont en proportions égales. Il peut s'ajouter aux conglomérats des bancs ou lentilles de grès fins.

• **Une série intermédiaire, comprenant le faisceau de l'Estang et la série du Mazel-Sauguières** h5IV(2).

- Le faisceau de l'Estang, puissant de 100 m environ, est constitué d'une série pélitique monotone intercalée de grès fins.

- La série du Mazel-Sauguières, considérée comme le « faciès normal » de cet ensemble, correspond à une alternance monotone de termes gréseux et pélitiques où s'intercalent des bancs de conglomérats à galets de quartz prépondérants. Vers l'Ouest se développe le faciès dit « roc-seda » (ce terme vient probablement de l'occitan *sedat* = pain blanc de seigle. « roc-seda » signifiant : roche claire. On désigne sous ce vocable, dans la région, une série de roches argileuses à grain fin et composition minéralogique variable, comprenant un mélange d'illite, de montmorillonite et de kaolinite, avec de nombreux éléments détritiques. Cette roche se différencie nettement des faciès pélitiques communs, par sa cassure conchoïdale et son absence de stratifications. Elle provient vraisemblablement de l'altération de roches détritiques très riches en matériel volcanique). Ces faciès « roc-seda » sont souvent assez détritiques avec des grès grossiers de poudingues verdâtres à petits galets de roche volcanique altérée. Cela n'exclut pas la présence de séquences à faciès « normal ». La formation est stérile et ne comprend localement que de minces filets charbonneux.

• **Le faisceau du Banel** h5IV(3). Le développement de ce faisceau n'est pas connu précisément car il est toujours tronqué par la discordance des « Poudingues de Campagnac » qui le surmontent. Sa puissance est donc très variable : de 40 m à l'Est, elle atteint 150 m à l'Ouest et au Nord. Le faisceau débute par des poudingues arkosiques puissants de 5 m au-dessus desquels se développe une formation à faciès houiller normal à pélitiques, pélitiques gréseuses et grès micacés. Des poudingues généralement quartzeux, à ciment quartzo-micacé, et cinq couches de charbon de 1 à 2,5 m de puissance y sont intercalés. Vers l'Ouest et le centre, ces sédiments passent latéralement aux faciès argilo-détritiques « roc-seda » : grès verts, poudingues verts presque exclusivement constitués de galets de roches volcaniques altérées.

*Altérations latéritiques* (a) pendant le dépôt de la plus grande partie de l'Assise du Banel, les pourtours du bassin ont été soumis à des processus de l'altération latéritique (Bellenguez, 1987). L'ensemble des formations présente des caractères d'altération/rubéfaction (poudingues décomposés, argiles latéritiques et bauxitiques rouges, argiles kaoliniques) sur une largeur de 2 km depuis la RN 663 jusqu'à Agnac où ils sont interrompus par une faille. Des sondages ont recoupé ces faciès d'altération en profondeur.

**h5V. Assise de Campagnac.** Puissante de 300 à 400 m, cette assise comprend *trois termes* :

**h5V(1).** À la base des poudingues, discordants sur le faisceau du Banel, puissants de 200-300 m dans lesquels deux horizons sont distingués :



- des poudingues blancs à nombreux galets de quartz (5 à 50 m) ;
- un niveau pélitique ou grésopélitique souvent verdâtre (3 à 5 m).

h5V(2). Au milieu, des poudingues plus fins dans lesquels deux horizons sont distingués :

- des poudingues verdâtres à nombreux galets de roches volcaniques altérées (80 à 200 m) ;
- des poudingues à galets de granite avec intercalaires gréseux ou pélitiques.

h5V(3). Au-dessus, le faisceau de Paleyrets-Saint-Michel, puissant de 100-150 m, constitué de faciès pélitiques et grésopélitiques à couches de charbon ; la principale correspondant à la couche de Campagnac.

h5VI. **Assise de Bourran.** Cette assise, la plus puissante (550 m), est divisée en *trois termes* :

h5VI(1). Un poudingue de base limité à la région de Lugan et dont l'appartenance stratigraphique reste interprétative.

h5VI(2). Des poudingues de base (200 m) plus largement répartis, assez homogènes, discordants sur le faisceau de Paleyrets-Saint-Michel.

h5VI(3). La série des couches de Bourran (150 à 180 m) qui comprend à la base l'horizon des « gores » (30 m) et l'horizon à charbon (120-150 m) renfermant la « Grande Couche de Bourran » (30 à 60 m). Elle se termine par la série de Lasalle (180 à 200 m) constituée, à la base par les grès de la Découverte (80 à 100 m), des pélites gris bleuté et les grès de Buffet (40 à 45 m), qui couronnent l'ensemble.

L'assise de Bourran est bien développée dans la partie centrale du bassin où la subsidence a été la plus importante. La « Grande Couche » a été exploitée à ciel ouvert, et le chantier de la Découverte de Lasalle, recoupe toute la série de Lasalle et cette Grande Couche jusqu'aux formations du mur.

*Br(h5).* **Brèche du Vignier d'Agnac.** Cette brèche, composée essentiellement d'éléments de micaschistes et de leptynites, mylonitisés et silicifiés, a sans doute une origine tectonique. Elle paraît liée à un rejeu tardif d'un ancien accident à la bordure orientale du bassin.

### **Structure du bassin houiller**

Le bassin houiller de Decazeville se situe à l'intersection de deux fractures crustales du réseau de décrochements tardi-hercyniens (Arthaud et Matte, 1975), la dislocation d'Argentat et le Sillon houiller.

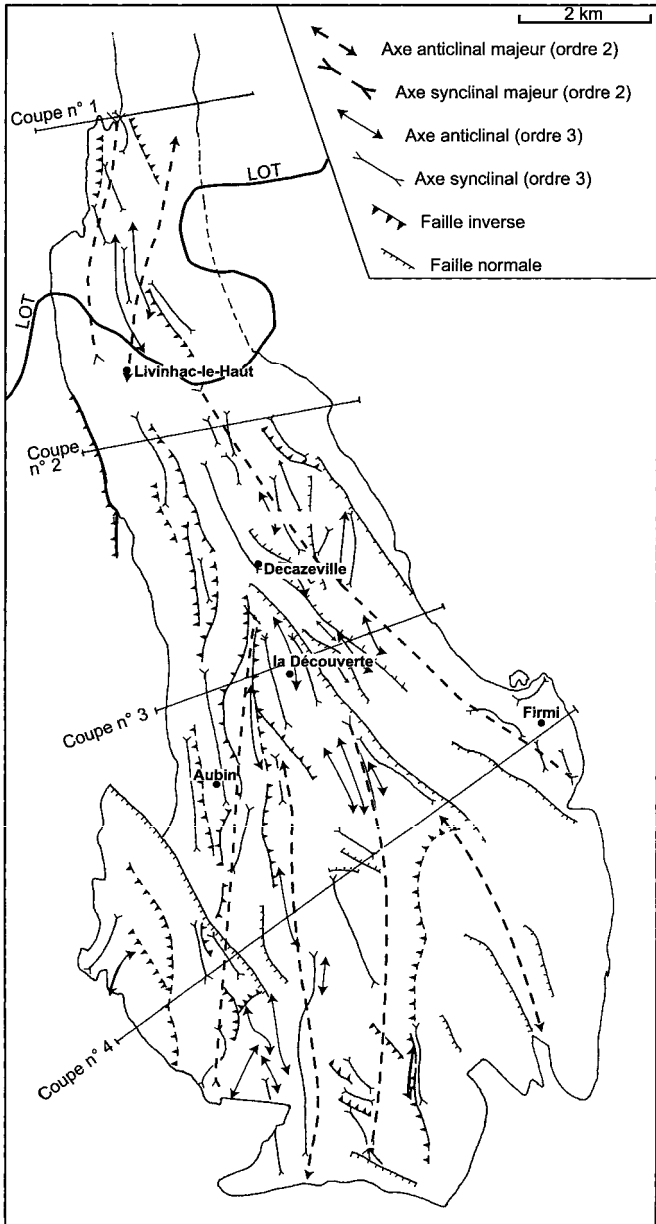


Fig. 2 - Schéma structural du bassin houiller de Decazeville

Pour D. Bonijoly et C. Castaing (1984), au cours du Stéphanien, par rotation anti-horaire la compression évolue de N-S à NW-SE pour devenir E-W au Stéphanien C le bassin se mettant progressivement à fonctionner en « pull-apart ».

La structure du bassin de Decazeville est complexe (fig. 2 et fig. 3 à 6, hors texte). Elle a été reconstituée à partir de la documentation minière issue de plus d'un siècle d'exploitation du charbon et de relevés complémentaires de terrain. Elle est constituée d'un faisceau de décrochements anastomosés qui séparent des unités généralement synclinales. Les anticlinaux sont généralement très pincés ou remplacés par une zone déformée, occupée par un décrochement. Ces décrochements ont une composante inverse qui permet l'expulsion vers le haut des structures synclinales. Il existe également des failles normales et des décollements dans les faisceaux schisto-charbonneux dont il est difficile de donner une cartographie exhaustive. Un réseau de failles normales tardives, de direction NW-SE, recoupe l'ensemble des structures précédentes et fait partie d'une famille de failles de même direction qui caractérise l'ouverture du golfe de Gascogne. La faille Bagnaud appartient à ce dernier réseau.

La figure 2 représente la répartition des principaux axes de plis et la trajectoire des failles majeures. Les gouttières synclinales majeures sont : la gouttière Firmi-Bouquiès, la gouttière de Rulhe et la gouttière d'Aubin, dans la partie sud du bassin. Elles se prolongent au Nord par une gouttière unique, le synclinal de la Treille.

*La gouttière Firmi-Bouquiès*, d'orientation NW-SE est constituée par deux sous-unités qui sont Firmi et Bouquiès, séparées par une structure anticlinale. Ces sous-unités sont elles-mêmes divisées en cuvettes élémentaires par des anticlinaux très pincés.

*La gouttière de Rulhe* est d'orientation globalement N-S. Elle est également divisée en cuvettes élémentaires par des structures anticlinales pincées.

*La gouttière d'Aubin* est également d'orientation N-S et subdivisée en cuvettes élémentaires par des failles et des structures anticlinales.

Les grandes gouttières sont séparées par des anticlinaux. Ainsi, les gouttières de Firmi et de Rulhe sont séparées par l'anticlinal de la Richardie ; les gouttières de Rulhe et d'Aubin sont séparées par l'anticlinal très pincé de Lugan-Bramarigues. Dans la partie nord du bassin, une seule structure anticlinale, très déformée, l'anticlinal du Roc de Gerles, occupe la partie centrale du bassin. On constate que la gouttière de Firmi-Bouquiès, d'orientation NW-SE est recoupée par des structures anticlinales, d'orientation N-S à NE-SW, alors que les gouttières N-S de Rulhe, d'Aubin et de la Treille sont recoupées par des structures secondaires d'orientation NW-SE.

Cette géométrie est l'expression directe du mode de formation de ces structures complexes. Il existe des plis d'échelle non cartographique qui ont été principalement utilisés pour déterminer des cinématiques élémentaires des structures observées.

Les cuvettes élémentaires sont ainsi nombreuses dans le bassin, contrairement aux structures anticlinales qui sont souvent remplacées par des failles décrochantes ou chevauchantes. Ces géométries complexes apparaissent plus clairement sur les coupes géologiques (fig. 3 à 6, hors texte) :

- **Coupe 1** (fig. 3, hors-texte) caractérise la partie du bassin qui se trouve au Nord de Livinhac-le-Haut. Elle met en évidence un secteur ouest occupé par un pli en blague à tabac, limité par deux chevauchements et un secteur est occupé par des séries volcaniques à géométrie indéterminée. Les formations tertiaires sont nettement discordantes, seule la partie nord du bassin conserve quelques petits placages d'argiles et calcaires.

- **Coupe 2** (fig. 4, hors-texte), réalisée au niveau des travaux de Bouquiès, met en évidence sept cuvettes synclinales séparées par des failles et l'absence de structures anticlinales affleurantes.

- **Coupe 3**. Au niveau de la découverte de Lassalle (fig. 5, hors-texte), les structures anticlinales apparaissent. Ici aussi, les plis sont séparés par des failles. On constate que les synclinaux ont tendance à chevaucher les anticlinaux. Des analyses microtectoniques en divers points de la coupe mettent en évidence la nature décrochante des failles majeures. Ici, seule la composante inverse du mouvement a été représentée.

- **Coupe 4** (fig. 6, hors-texte) recoupe trois structures synclinales d'ordre 2 (Aubin, Rulhe et Firmi) et deux structures anticlinales de même ordre (Lugan-Bramarigues et la Richardie). L'anticlinal de Lugan-Bramarigues apparaît comme une zone majeure d'enracinement de failles. La présence de décollements importants au niveau des couches de charbon est également évidente et confirme le style en décollements et rampes de la déformation générale du bassin. Ici également, seule la composante verticale des failles a été représentée.

### Permien\*

Identifiés dès 1855 par H. Coquand, les terrains permien affleurent largement dans toute la partie sud-est de la feuille. Ils représentent la terminaison occidentale du bassin dit du « détroit de Rodez » bassin qui s'étend plus à l'Est sur environ 80 km, avec une largeur de près de 20 km. Ce bassin correspond à un couloir affaissé entre les môles cristallins du Cantal au Nord et du Rouergue au Sud, où se sont accumulées des séries détritiques continentales de teinte générale rougeâtre. Succédant localement au

\* Par B. Alabouvette

Stéphanien du bassin de Decazeville (en nette discordance), ces séries surmontent en général directement le substratum cristallin.

La stratigraphie en est toujours mal définie, en raison de la rareté des restes fossiles et de la difficulté des corrélations en domaine continental. Deux ensembles y sont traditionnellement distingués :

- un ensemble inférieur à teintes grisâtres dominantes, relativement bien daté de PAutunien par la présence d'esthéries rapportées à *Estheria tenella* (Vetter, 1968), surtout représenté à la marge sud du bassin ;
- un ensemble supérieur rouge, largement transgressif et très puissant constitué d'une succession de mégaséquences granodécroissantes. Cet ensemble qui n'a livré ici que de rares pistes ou restes de tétrapodes reste d'attribution incertaine.

Ailleurs dans le même bassin (région de Séverac), ainsi que dans les bassins voisins (Lodève et Saint-Affrique) la série permienne comprend schématiquement :

- un ensemble gris partout reconnu autunien ;
- un ensemble rouge à récurrences grises ;
- une série rouge, à l'intérieur de laquelle l'occurrence d'horizons conglomératiques de grande extension (Lodève, Saint-Affrique) a permis traditionnellement sans arguments paléontologiques, de situer une limite Autunien-Saxonien.

Sur la base des microflores plusieurs découpages stratigraphiques divergents ont été proposés (Odin et *al.*, 1986). L'Autunien est notamment limité aux seules couches grises. Les alternances de couches grises et rouges sont attribuées au Saxonien, et l'ensemble de couches rouges au Thuringien. Des révisions récentes sur les mêmes bases de microflores, semblent confirmer les attributions traditionnelles : Autunien pour les couches grises, les couches alternantes et les couches rouges antérieures aux conglomérats, et Saxonien - base du Thuringien (à Lodève) pour les couches rouges supérieures.

Sur la feuille Decazeville, les faciès gris sont peu développés et souvent tronqués par la discordance des faciès rouges. De plus, les couches alternantes grises et rouges sont absentes. Aussi, il paraît vraisemblable de considérer l'ensemble rouge comme l'équivalent du Saxo-Thuringien qui succéderait à un Autunien amputé de ses termes supérieurs. La démonstration n'en a toutefois pas été faite. On a donc adopté l'attribution à l'Autunien pour l'ensemble inférieur gris. L'ensemble rouge a été attribué, sans plus de précision, au Permien supérieur et désigné sous le terme de « Grès rouge » (Bourges, 1986).

**r1. Grès gris ou blanc à pélites noires (Autunien gris).** Nettement discordant sur le socle cristallin ou sur les séries carbonifères, cet ensemble est surtout présent à l'affleurement sur les bordures sud et ouest du bassin, entre Firmi et la Capelle-del-Vern. On le retrouve plus rarement en bordure nord près de Saint-Cyprien-sur-Dourdou. Ailleurs il est masqué ou tronqué par la transgressivité de la série des « grès rouges ». Sa puissance qui ne dépasse guère ici 50 à 80 m, ne représente vraisemblablement qu'une partie des séquences « grises » connues plus à l'Est dans le détroit (Rodez, Sermels...). On n'y connaît pas, en particulier, le terme médian carbonaté défini dans ces secteurs (Fuchs, 1969), ni des développements conglomératiques notables à la base de la série comme c'est généralement le cas dans les autres bassins (Lodève, Saint-Affrique).

Les faciès comprennent des grès fins clairs micacés, des grès pélitiques gris finement stratifiés alternant avec des pélites gréseuses et des pélites gris-bleu à noir à traces charbonneuses. On observe également (Auzits) des intercalations argilo-pélitiques bariolées vertes et violacées. A l'Est de Saint-Cyprien des grès fins blancs très finement stratifiés et homogènes, ailleurs minoritaires, constituent l'essentiel des affleurements. Ils ne sont pas sans rappeler les « grès de la Quille » qui se développent plus à l'Est sur cette même bordure nord du bassin. Les restes végétaux sont relativement fréquents dans les horizons pélitiques, mais aussi dans le grès clair, mais sont rarement identifiables. On signale surtout des fragments de *Lebachia* et de fougères. Quant à la faune elle se limite à quelques valves d'esthéries.

**r2. Formation des grès rouges (Permien supérieur - Saxo-Thuringien probable).** Cette formation constitue l'essentiel des surfaces d'affleurement du bassin permien, et sa couleur rouge brique à lie-de-vin confère au paysage du « Vallon » (Marcillac, Saint-Christophe, Nauviale, Saint-Cyprien-sur-Dourdou...) son caractère si particulier, accusé par l'usage exclusif des grès permien dans l'architecture traditionnelle. La série, puissante de 1 500 à 2 000 m dans l'axe du bassin (plus de 1 000 m au sondage ORTA de Combret qui ne débute que dans la partie médiane de la série), est constituée par une succession rythmique de faciès détritiques continentaux, déposés en contexte fluvial à fluvio-lacustre ou palustre. L'analyse sédimentologique (Bourges, 1986) a défini une organisation des dépôts en séquences granodécroissantes aussi bien à l'échelle des bancs (décimétriques à plurimétriques) qu'à l'échelle cartographique où peuvent être mises en évidence un certain nombre de mégaséquences d'ordre hectométrique. L'absence de repères lithologiques ou paléontologiques dans ces faciès à la fois changeants et répétitifs, ainsi que les décalages tectoniques quelquefois importants, ne permettent pas toujours d'assurer l'identification et la continuité des grandes séquences cartographiques. On s'est donc surtout attaché à délimiter ces ensembles lithologiques en suggérant seulement les corrélations les plus probables.

### • **Principaux faciès**

- La couleur rouge caractéristique de ces dépôts est liée à la présence d'hématite disséminée dans le ciment de la roche et également en pellicule à la surface des éléments détritiques. Ces oxydes de fer seraient pour partie l'héritage des altérites qui ont alimenté la sédimentation détritique, et pour partie d'origine diagénétique. Dans les faciès fins, des teintes verdâtres peuvent être localement observées liées à des conditions réductrices dans un contexte plus généralement oxydant. Les faciès pétrographiques présentent une grande variété depuis des brèches très peu évoluées à des conglomérats passablement roulés à des grès de granulométrie variée et des pélites et argilites.

- Les faciès de *brèches ou conglomérats-brèches* se rencontrent surtout à la base de la série et en base de certaines mégaséquences. Le matériel à quartz dominant et fragments de schistes, est très mal trié, peu façonné et à stratification souvent très fruste. La taille des gros éléments se situe le plus souvent entre le centimètre et le décimètre. La matrice est toujours micro-bréchiq ue avec contenu argileux notable. Tous les intermédiaires existent en fait entre des faciès très proximaux, correspondant à des écoulements en nappes ou coulées de débris (« debris flow »), et des faciès plus distaux gréso-conglomératiques, mieux stratifiés et mieux triés à remaniement fluviatile perceptible.

-Les faciès *gréseux* ont une composition relativement homogène avec quartz dominant (50 à 80 %), feldspath (15-20 %), débris lithiques, minéraux argileux et phyllites, et carbonates quelquefois abondants. Il s'agit toujours de grès relativement impurs et carbonatés. La stratification est très variable : (i) lâche et plus ou moins onduleuse, avec bancs plurimétriques à base ravinante dans les dépôts chenalisés, (ii) plane et régulière hors des chenaux, (iii) souvent lenticulaire avec fines laminations dans les dépôts de débordement. La granulométrie est très variable dans les faciès chenalisants, avec un granoclasement général décroissant de conglomérats à galets à des grès moyens avec fréquentes récurrences grossières. Elle est plus homogène ailleurs avec prédominance des grès moyens.

-Les *faciès fins* pélitiques ou argileux sont relativement homogènes avec une composition de silts argileux à argiles silteuses ou gréseuses, à stratifications planes serrées et régulières. Les surfaces de dessiccation sont fréquentes ainsi que les traces d'activité biologique : bioturbations, terriers, pistes... On y rencontre aussi des horizons à encroûtements carbonatés, d'origine au moins localement algair e, ainsi que des alignements de nodules carbonatés semi-sphériques. Ces faciès argilo-pélitiques sont interprétés comme des dépôts de plaine d'inondation et de milieux à tendance palustre. Dans les minéraux argileux l'illite domine en général avec quelquefois une association avec de la montmorillonite, smectite et kaolinite.

• **Succession des dépôts**

**r2br. Ensemble inférieur bréchiq**. Dans la majeure partie du secteur ouest du bassin, le premier ternie de la série rouge est surtout constitué de faciès bréchiq ou grés-conglomératiques peu évolués. Entre Firmi et la Capelle-del-Vern, ce terme débute par un conglomérat très quartzeux et induré formant corniche. Latéralement, en direction de l'axe du bassin et verticalement vers le haut de la série, les faciès évoluent vers des grès conglomératiques peu évolués. Bien développés au Sud, ces faciès sont très discrets à l'extrémité ouest du bassin, et se développent à nouveau sur la marge nord entre Saint-Cyprien et Pruines.

Aux faciès peu évolués de la base (*r2br*) succède une alternance de mégaséquences à dominante gréseuse, grés-conglomératique et pélique, à intercalations gréseuses très minoritaires. Cette succession est particulièrement nette dans la partie sud du bassin avec les ensembles décrits ci-dessous :

**r2a. Grès de Glassac**. Il s'agit d'un ensemble gréseux, à stratification fine, bien représenté au Sud de Glassac et qui disparaît en direction de Firmi à l'Ouest.

**r2b. Les pélices de Glassac**. Elles constituent un ensemble homogène puissant de plus de 100 m à Glassac qui se poursuit en continuité jusqu'à l'extrémité ouest du bassin au Nord de Firmi.

**r2c. Ensemble gréseux**. Stratigraphiquement au-dessus des pélices de Glassac, débute un important ensemble gréseux, dans lequel deux principaux faciès prédominent :

—dans le Sud du bassin, au niveau du village de Saint-Christophe, cet ensemble est constitué de grès, localement à chenaux grés-conglomératiques et admettant quelques récurrences péliques décamétriques. Cet ensemble peut être suivi sur toute la bordure sud et nord-ouest, de la gare de Saint-Christophe à Testet et Firmi ;

—au Nord-Ouest du bassin, on constate que les grès de Saint-Christophe passe en continuité avec les grès de Combret, qui occupe le cœur de la structure entre Fijagols et Arjac. Les grès de Combret constituent une série puissante d'au moins 500 m. Ils sont caractérisés par l'abondance de faciès grés-conglomératiques de chenaux, avec de gros bancs plurimétriques à base ravinante et organisation longitudinale dominante.

**r2d. Pélices de Saint-Christophe**. Un remarquable ensemble pélique, les pélices de Saint-Christophe, puissant d'environ 200 m dans cette localité est intercalé dans l'ensemble gréseux précédent (*r2c*). Il se poursuit vers l'Ouest avec une puissance décroissante jusqu'à Reyrols et Massagal, et disparaît au-delà par la réunion des ensembles gréseux qui l'encadrent (*r2c*).



**r2e. Pérites de Marcillac.** Un dernier ensemble pélitique ou pérites de Marcillac couronne les grès de Combret entre Marcillac et Combret. Puissant d'une centaine de mètres à cet endroit, il se réduit vers le Nord en s'intercalant de faciès gréseux.

Au Nord du bassin, au-delà de la faille de Nauviale notamment, la succession des ensembles est moins évidente et les équivalences moins assurées. L'ensemble bréchique ou conglomératique qui là aussi occupe la base de la série paraît bien l'homologue de celui du Sud (*r2br*). Par ailleurs, le puissant ensemble pélitique de Mouret-Nauviale-Arjac semble bien correspondre aux pérites de Saint-Christophe. Comme elles, il comprend à son sommet un horizon à nodules sphériques carbonatés, et comme elles, il surmonte des faciès gréseux à fines laminations (sommet des grès de Villecomtal).

**r2f. Ensemble grésopélitique supérieur.** À l'Est de la feuille aux environs de Saint-Jean-le-Froid, les pérites de Marcillac sont surmontées par des grès puis par des faciès grossiers de conglomérats ou conglomérats-brèches, assez peu consolidés et à matrice riche en argile. Cet ensemble disparaît vers l'Est sous la couverture mésozoïque et représente la séquence permienne la plus récente sur le territoire de la feuille. Comme dans l'ensemble gréseux de Combret l'organisation longitudinale paraît dominante avec un paléodrainage orienté WNW-ESE parallèle à la structure générale du bassin. Cette remarque doit cependant être nuancée par le fait que cette dernière séquence n'est conservée que dans une zone restreinte dans l'axe du bassin.

**FeF. Formation ferrugineuse des Fargues.** Sur le plateau de Lunel qui domine de plusieurs centaines de mètres la bordure nord du bassin permien, sont connus, au lieu-dit « les Fargues », des dépôts hématitiques exploités jusqu'au début du siècle comme minerai de fer. La formation distante de quelques centaines de mètres du petit causse liasique de Lunel, repose sur le substratum schisteux hercynien. On n'observe le plus souvent qu'un dépôt résiduel argileux rouge à graviers de quartz et blocs d'hématite. De rares affleurements montrent cependant à la surface des micaschistes altérés et rubéfiés, une carapace hématitique en place contenant des graviers non roulés de quartz. En outre, on observe à proximité, des blocs de grès rouge à graviers épars de quartz, d'un faciès très semblable aux grès permien. Certains de ces blocs présentent en surface des teintes ocre ou vertes (réduction des oxydes de fer) qui pourraient être liées au recouvrement par les dolomies hettangiennes. Les conditions médiocres d'affleurement ne permettent toutefois pas d'assimiler avec certitude ces dépôts à un témoin permien conservé hors du cadre tectonique du bassin. La présence d'un cuirassement hématitique s'accorde bien en revanche avec la présence systématique de ce minéral dans les formations du Permien rouge. L'âge anté-liasique semble par ailleurs confirmé par la présence plus à l'Est, à la périphérie du causse de Lunel, de blocs d'hématite au contact socle/Hettangien.

### • **Structure du bassin permien**

Le bassin permien du détroit de Rodez est représenté ici par son extrémité ouest. Son orientation NW-SE s'infléchit progressivement vers l'Est pour se rapprocher d'Est-Ouest. La structure générale est celle d'un synclinorium peu accusé à bord nord faillé en style normal et bord sud faiblement incliné vers le Nord-Est.

L'ensemble est découpé par une série d'accidents longitudinaux (N100 à N130°) jouant en faille normale à regard sud et qui contrôlent l'affaissement syn-sédimentaire de la structure (plus de 1 000 m à Combret) en une succession de blocs en gradins. Ce jeu syn-sédimentaire se manifeste surtout pendant le dépôt des « Grès rouges » qui localement fossilisent l'accident septentrional. Ce rejeu peut être également déduit par l'amortissement partiel du décalage que l'on observe dans le substratum. Ainsi, ce décalage avoisine 750 m au niveau du socle entre Combret et Nauviale alors qu'il ne paraît guère dépasser 200 à 300 m dans les séries permienues à l'affleurement.

Alors que l'accident bordier nord est localement scellé par les formations rouges, les accidents plus méridionaux, de Mouret ou Combret ont fonctionné après le dépôt des mêmes séries. Celui de Mouret en particulier montre un très beau rebroussement des couches indiquant l'abaissement du bloc méridional.

### *FORMATIONS MÉSOZOÏQUES\**

**11(1). Base détritique à argiles bariolées et grès (Hettangien basal).** Cette formation, généralement puissante d'une dizaine de mètres dans la région de Marcillac, à la périphérie du causse Comtal, est extrêmement réduite voire absente sur le petit causse de Lunel et sur celui de Montbazens. Lorsqu'on l'observe, elle surmonte indifféremment en discordance tous les terrains antérieurs : socle cristallin, Stéphanien de Decazeville ou Permien. Cette formation correspond à la frange détritique qui marque la base de la transgression mésozoïque et dont l'âge varie avec la progression Nord-Sud de la transgression : triasique plus au Sud et ici vraisemblablement hettangienne d'après quelques données floristiques (1/50 000 Rieupeyroux).

On peut reconnaître de bas en haut :

- des grès fins, en bancs massifs, métriques sans stratification apparente, et admettant des passées plus grossières microconglomératiques ;
- des grès plus grossiers avec intercalations vers le haut de niveaux de plus en plus épais d'argiles et de psammites versicolores, rouges ou vertes. Les grès rosâtres ou blancs, en bancs pluridécimétriques sont, à certains

\* Par B. Alabouvette

niveaux, chargés de graviers quartzeux anguleux et hétérométriques. Ils constituent de véritables poudingues monogéniques à matrice argilo-gréseuse (grès à dragées de quartz) ;

- des argilites lie-de-vin, vertes ou bigarrées, silteuses, qui alternent avec de petits bancs centimétriques de dolomie gréseuse ou terreuse, à débit en prismes arrondis. A la partie supérieure, les dolomies se débitent en plaquettes et la formation passe ainsi en continuité au complexe carbonaté sus-jacent.

Dans la région de Bestex, à l'Ouest de Valzergues où ces faciès détritiques de base n'existent pas, l'Hettangien débute par une formation argileuse à éléments hétérométriques de quartz et de barytine.

11. **Dolomie hettangienne.** Ce complexe dolomitique peut être décomposé en deux ensembles.

• **L'ensemble inférieur.** Il comprend :

- des calcaires en plaquettes, d'une épaisseur très réduite (0 à 4 m) alternant, à leur base, avec des argiles vertes puis avec des marnes blanchâtres à passées ligniteuses. Certains horizons bioclastiques renferment de petits lamellibranches (cardinies, corbules) ;

- un ensemble dolomitique (20 à 30 m), découpé en bancs de 10 à 80 cm à débit souvent feuilleté ou en plaquettes. Cet ensemble constitue à l'Est de Marcillac et sur le causse de Lunel, les premiers niveaux hettangiens en l'absence des termes inférieurs. Au Sud-Ouest de la feuille cet ensemble constitue le plateau de Valzergues et de Lugan-Montbazens. Le découpage lithostratigraphique est tributaire des différents faciès organisés en séquences élémentaires à tendance régressive, souvent incomplètes du type suivant :

- . dolomies à grain fin, souvent terreuses à débit parallélépipédique ;
- . dolomies plus massives à vacuoles tapissées de calcite (Lunel) ou d'oxydes de manganèse. Elles renferment fréquemment des bioclastes et des lithoclastes, et présentent des lamines cryptalgaires. Elles prennent localement une teinte ocre (Montbazens) ;
- . dolomies à lamines stromatolitiques planes ou ondulées ;
- . dolomies bréchiques (brèches de dissolution) passant quelquefois à des cargneules ;
- . argiles gris-bleu en minces interlits.

Cette formation représente le dernier terme de la première mégaséquence transgressive liasique sur le socle paléozoïque.

• **L'ensemble supérieur.** Il comprend de bas en haut :

-des brèches calcaréo-dolomitiques (15 à 20 m), absentes du secteur de Lunel mais affleurant bien sur le plateau du camp de la Borie (Sud-Ouest

de la feuille) et à Roques (Sud de Marcillac), où elles se dégagent en corniche. Il s'agit d'une alternance de bancs centimétriques de dolomie à grain fin à débit prismatique, de dolomies stromatolitiques et de brèches intraformationnelles. Ces brèches sont également vacuolaires à éléments dolomitiques anguleux et hétérométriques dans une matrice argilo-dolomitique, qu'il n'est pas toujours aisé de distinguer des faciès de l'ensemble inférieur ;

- des dolomies litées (15 m au moins) qui affleurent bien dans les carrières de Sangayrac (causse de Montbazens). Il s'agit de dolomies à grain fin, vacuolaires ou à mouchetures d'anhydrite, en dalles massives de 0,8 m d'épaisseur. Ces dolomies alternent avec des dolomies à fines laminations algaires délitées en plaquettes et d'interlits centimétriques d'argiles vertes, disparaissant vers le haut de la série.

**12 - Calcaires oolitiques et dolomies (Sinémurien) (30 à 40 m).** La sédimentation rythmique à séquences élémentaires régressives de l'Hettangien se poursuit au Sinémurien, ne s'en distinguant que par le caractère plus marin des bases de séquence, où apparaissent des calcaires fins, des calcaires oolitiques ou des dolomies biodétritiques. Les sommets de séquence voient persister des dolomies à lamines algaires, dolomies argileuses, et minces horizons de marnes grises à matière organique. La faune peu abondante et peu caractéristique comprend des algues (dasycladacées), des mollusques et des échinodermes. L'âge sinémurien n'est établi que par corrélations régionales.

Le sommet de la formation (Lotharingien) n'est bien caractérisé qu'à l'Est de la feuille. Au-dessus d'une surface de discontinuité d'importance régionale (fond durci à encroûtements ferrugineux), le Lotharingien montre une accentuation du caractère marin de la sédimentation. On constate une réduction des horizons dolomitiques et prédominance des faciès calcaires, silithographiques à faisceaux d'oolites, gravelles ou débris et de calcaires à grosses oolites jointives.

Ces faciès oolitiques clôturent la seconde mégaséquence transgressive de plate-forme proximale qui avait débuté avec les brèches évaporitiques de l'Hettangien moyen-supérieur. La faune, toujours pauvre en ammonites, comprend outre des dasycladacées, des foraminifères : *Ammobaculites*, pseudocyclammines, des crinoïdes abondants, des mollusques (lamelli-branches, brachiopodes) et des coprolites.

### 13. Pliensbachien

**13i. Carixien - Domérien inférieur.** Dans la partie est de la feuille, cet ensemble comprend les deux faciès définis habituellement (Cubaynes, 1988) dans le Quercy et le Rouergue.

**l3CM. Calcaires argileux et marnes à amalthées.** Les calcaires à « rangs de pavés » sont des alternances de calcaires gris-bleu marneux en bancs décimétriques et débit en moellons arrondis, et d'interlits de marnes grises feuilletées. Vers le haut les bancs calcaires un peu plus puissants deviennent roussâtres et se montrent plus riches en faune, avec des bélemnites (*Hastites clavatus*, *H. aff ventroplanus*), des brachiopodes (*Zeilleria* cf. *cor*, *Gibbirhynchia* cf. *curviceps*), des lamellibranches (*Plicatula* sp., *Pectinacea*) et des ammonites des principales zones du Carixien. L'épaisseur de l'ensemble avoisine dans ce secteur une dizaine de mètres.

Les marnes à amalthées, ensemble monotone de marnes grises schisteuses micacées, finement gréseuses vers le haut, et très pauvres en faune, avec à leur base *Amaltheus stokesi* et *Protogrammoceras monestieri* (Domérien inférieur). Dans le secteur de la Tieule près de Lunel un affleurement de marnes gréseuses grises finement litées à petits *Pectinacea*, crinoïdes et gastéropodes a été rapporté avec doute à cette formation.

**l3Fe. Oolites ferrugineuses de Montbazens.** Dans la région de Montbazens, à l'Ouest de la feuille le faciès des calcaires à « rangs de pavés » fait complètement défaut, et, entre la surface ferruginisée qui termine l'ensemble Sinémurien-Lotharingien et les marnes à amalthées, s'intercale un horizon de quelques décimètres à 1 m de calcaire à oolites ferrugineuses brun-noir à rouge à allure de minerai de fer et dépourvu de faune. Un tel niveau est connu dans la même position plus au Sud (1/50 000 Rieupeyroux) et plus à l'Ouest (1/50 000 Figeac). Ici fossilifère ce faciès apparaît clairement, remplaçant partiellement ou totalement l'ensemble carixien dont la puissance décroît corrélativement pour s'annuler localement.

Au Nord de la feuille sur la cause de Lunel où existent de rares affleurements attribuables au Lotharingien et au Domérien inférieur, le Carixien n'a pas été reconnu. Toutefois la qualité des affleurements ne permet pas d'affirmer qu'il n'existe pas.

**l3s. Calcaire roux à *Pecten œquivalvis* (Domérien supérieur et extrême base du Toarcien) (Zone à *Spinatum*).** Il s'agit d'un ensemble de calcaires roux bleuâtre en profondeur, gréseux, à oolites ferrugineuses en minces bancs compacts ou en dalles irrégulières. Puissants de 5 à 6 m il constitue une barre rocheuse plus ou moins vive déterminant une nette rupture de pente au milieu du talus des marnes liasiques.

La formation est très fossilifère avec des lamellibranches dont *Gryphaea cymbium*, *Pseudopecten œquivalvis*, des brachiopodes : *Gibbirhynchia* sp., *Zeilleria* sp., *Terebratula* sp. et des bélemnites. Ces calcaires sont interrompus par un fond durci ferrugineux et constituent le dernier terme de la

mégaséquence cyclique de milieu marin ouvert qui a débuté au Carixien avec les calcaires à « rangs de pavés ».

**14. Marnes schisteuses (Toarcien inférieur et moyen) (40-50 m).** Cette formation est constituée de marnes grises avec intercalations de quelques bancs de calcaire marneux noir à la base, puis de marnes schisteuses noires. La partie sommitale est occupée par des marnes bleues gréseuses et micacées à minces passées de grès ferrugineux, et clôturée par un niveau d'argile bleue à lignite (0,30 m). Cette formation, qui affleure mal sous le tapis herbeux, livre par ailleurs *Hildoceras bifrons*, *Harpoceras falciferum*, *Dactyloceras annulatum*, *D. hollandrei*, des *Grammoceras* et des *Haugia*. Elle présente globalement des faciès analogues aux membres des « Marnes et calcaires à hildocératidés » et des « Marnes noires à *Pseudogrammoceras* » définis dans le Toarcien du Quercy méridional.

La formation est interrompue par une discontinuité matérialisée par un ensemble d'argile et d'encroûtement ferrugineux (0,30 m). Il s'agit de la discontinuité intra-toarcienne « post-Fallaciosum » d'importance régionale.

**14?-j1. Oolite ferrugineuse de Mondalazac (Toarcien supérieur-Aalénien).** Dans la région de Solsac, s'intercale entre les marnes grises toarciennes et la corniche dolomitique du Dogger, un horizon métrique d'oolite ferrugineuse. Cet horizon exploité au siècle dernier comme minerai de fer à Mondalazac (1/50 000 Espalion) à quelques kilomètres de là, a donné lieu à Solsac même, à des recherches en galerie apparemment infructueuses.

La rare faune de lamellibranches dont *Pecten pumilus* (?) ne permet pas une attribution stratigraphique précise. Par comparaison avec le Quercy où, du Sud vers le Nord en se rapprochant de Figeac, les assises de l'Aalénien montrent une nette réduction et un envahissement progressif par des faciès d'oolites ferrugineuses, il paraît logique d'attribuer à cet étage l'horizon de Solsac-Mondalazac. Ces faciès condensés pourraient également recouvrir une partie du Toarcien supérieur jamais caractérisé ici dans les faciès marneux sous-jacents.

**J2D. Dolomies massives (Bajocien inférieur).** Cet ensemble détermine au-dessus du talus des marnes liasiques, une corniche vigoureuse de 40 à 50 m. Il comprend à sa base des dolomies noires pseudo-bréchiques, puis, des faciès dolomitiques variés, saccharoïdes ou à grain fin, à débit massif ou en dalles avec des horizons de cargneules. Localement s'intercalent des faciès de calcaires bioclastiques plus ou moins dolomités indiquant une origine en partie secondaire de la dolomitisation. Vers le haut les faciès dolomitiques sont associés à des calcaires beiges à grain fin assurant un passage progressif à l'ensemble sus-jacent. Aucune faune ne permet d'assurer l'attribution au Bajocien inférieur.

**J2C. Calcaires oolitiques - dolomies (Bajocien supérieur).** Beaucoup mieux stratifié que les faciès sous-jacents, cet ensemble débute par des calcaires beiges ou bleus, à grain fin, alternant avec des calcaires à grosses oolites jointives et gravelles, des calcaires à laminations algaires, et des faciès bréchiques. Ces différents faciès sont organisés en séquences métriques à tendance régressive. Certains de ces niveaux riches en débris d'organismes ont livré par ailleurs : *Parkinsonia* cf. *parkinsoni*, *Trigonia costata*, *Rhynchonella plicatella*. Ces calcaires passent vers le haut à des dolomies cristallines grises ou roses à grain fin, à des dolomies vacuolaires saccharoïdes ou à des cargneules.

### FORMATIONS TERTIAIRES

#### • Formation des argiles à graviers

e4-6(g) ; e4-6 ; e4-6C. « **Argiles à graviers** », **argiles infraludiennes et calcaires associés (calcaire de Lavalette) (Éocène anté-Ludien à Oligocène ?)**. Les plateaux qui dominent le Lot au Nord de la feuille, ont conservé un certain nombre de témoins d'une ancienne couverture détritique continentale non ou peu consolidée rapportée anciennement au Sannoisien et traditionnellement désignée par le terme « d'argiles à graviers ». Le faciès le plus commun correspond effectivement à un dépôt argilo-sableux rouge brique à rouge sombre, contenant un pourcentage variable et irrégulièrement réparti de graviers peu façonnés et très rarement roulés où domine le quartz associé à de rares fragments du substratum schisteux et à de très rares éléments exotiques. La stratification est toujours très fruste et le classement médiocre. Les rares coupes observables montrent que les faciès peuvent être plus variés qu'il n'y paraît, mais qu'ils sont uniformisés par les altérations ou pédogénèses anciennes et les remaniements superficiels.

Au Nord-Est de la feuille, sur le substratum granitique, la formation présente un faciès d'arène granitique claire dont elle ne se différencie que par la présence de graviers épars de quartz émoussé et une ébauche de stratification. Par altération et remaniements superficiels la formation prend l'aspect de sables graveleux roux ou jaunes. Sur le substratum schisteux, à Pomiès notamment, elle correspond à une succession de termes argileux, argilo-sableux ou sableux et de passées conglomératiques à matrice argileuse abondante. Dans ce même secteur, certains affleurements présentent au lieu des teintes rouge sombre habituelles, une teinte brun-vert ainsi qu'un pourcentage important d'éléments schisteux. Ce faciès pourrait représenter un état du sédiment plus proche de sa nature originelle. Près d'Almon-les-Junies peut être observé un faciès d'argiles beige-rose très fines à empreintes de feuilles. Dans le même secteur ainsi qu'à Bages et

Pomiès notamment, s'observent des dalles de conglomérats à ciment ferrugineux à éléments essentiellement quartzeux et ciment hématitique. Ce faciès à allure d'alias a été observé localement à la base de la formation (Muratet, 1983) et désigné par cet auteur comme « conglomérat de la Bélonie ». Des faciès identiques se rencontrent toutefois sur le plateau d'Almon dans des positions quelconques à l'intérieur de la formation. Les faciès calcaires se rencontrent au Nord-Ouest de la feuille à la base de la formation. Il semble s'agir le plus souvent de faciès de calcitisation plutôt que de véritables calcaires lacustres. Le témoin le plus oriental est observable à la Borie de Pagax où la série, ici plutôt conglomératique, surmonte un horizon métrique de calcaire crème ou jaunâtre à graviers de quartz. Ce niveau probablement discontinu passe latéralement à un conglomérat à ciment calcaire. Les autres témoins se rencontrent au Nord du Lot dans la région de Montmurat-Saint-Santin où ils se situent en général à la base de la formation détritique. Puissants au maximum d'une dizaine de mètres, ils contiennent parfois des fragments détritiques anguleux. Autour de Montmurat, le calcaire de Lavalette (Muratet, 1983) qui peut atteindre 20 à 30 m, s'intercale dans la formation des argiles à graviers en y délimitant deux ensembles, correspondant peut-être à deux cycles de dépôt : l'un, sous-jacent à ces calcaires, serait anté-bartonien (âge auversien déterminé sur la feuille Figeac 1/50 000), l'autre post-bartonien sus-jacent à ces mêmes calcaires. Ce faciès calcaire s'interrompt brusquement à l'Est de Montmurat au passage de l'accident Nord-Sud passant par Bosbouyes. Dans cette zone de Montmurat les « Argiles à graviers », ici surmontées par des formations ludiennes, montrent une nette évolution entre des faciès de base riches en graviers de quartz, et des faciès sommitaux argileux homogènes et pauvres en détritiques grossiers. La puissance de cet ensemble anté-ludien peut atteindre une centaine de mètres à l'Ouest de Montmurat, et à peine 50 m immédiatement au Sud de cette localité. Sur les plateaux plus à l'Est, de part et d'autre du Lot, les dépôts probablement très érodés sont souvent pelliculaires, mais dans certaines gouttières, comme à Almon ou Pomiès, ils peuvent être conservés sur une cinquantaine de mètres.

### ***Age de la Formation***

Les rares restes fossiles récoltés jusqu'ici dans cette formation -empreintes de feuilles à Almon, et *Planorbis cornu* dans le calcaire de Lavalette (Muratet, 1983) -sont insuffisants pour en préciser l'âge. La superposition de dépôts datés du Ludien fournit une limite supérieure, du moins dans la région de Montmurat-Saint-Santin. Par corrélation avec le bassin d'Asprières (1/50 000 Figeac et Villefranche-de-Rouergue), on peut penser que l'Auversien (Bartonien inférieur) serait présent. Les attributions sont en revanche plus hypothétiques pour les affleurements orientaux.



- **Formation de Montmurat-Saint-Santin (Ludien moyen)**

Aux argiles à graviers succède, aux alentours de Montmurat, une formation lacustre liée à un contexte de fossé tectonique NNW-SSE puissante d'une centaine de mètres qui comprend :

e7Ci. **Calcaires lacustres inférieurs à silex.** À la base, un ensemble de 5 à 10 m, qui débute localement par un horizon conglomératique, est constitué essentiellement de calcaire lacustre à niveaux de silex et horizons ligniteux, associé à des marnes vertes. Cet ensemble a livré quelques empreintes de végétaux (*Typha*) et des mollusques (planorbes, hydrobies) ainsi que des tiges de characées.

e7M. **Marnes vertes, rouges ou blanches.** Ce second ensemble (40-70 m) comprend une majorité de marnes rouges, blanches ou vertes intercalées de quelques passées carbonatées carginéulisées. Les niveaux argileux sont riches en smectite et attapulgite et contiennent du gypse à leur partie supérieure, traduisant l'évolution vers un milieu confiné à tendance évaporitique.

e7Cs. **Calcaires lacustres supérieurs.** Un nouvel ensemble de calcaire lacustre (30 m environ) couronne la série avec des faciès compacts admettant vers sa base des faciès à silex, puis des calcaires à traces de gypse, des calcaires à laminites, enfin des calcaires gris ou jaunâtres.

#### Age de la série

A la limite des calcaires inférieurs et des marnes sus-jacentes (Muratet, 1983) la découverte de micromammifères dont *Theridomys* cf. *sideroliticus* (niveau de la Debruge) indique le Ludien moyen. Cette attribution est par ailleurs compatible avec une macrofaune à *Planorbarius crassus*, *PL cornu*, *Gyraulus spretus*, *Lymnea orelongo*, *L. albigensis*, *Viviparus soriciniensis*, *Pisidium*, *Melanopsis*... Les calcaires supérieurs ne sont pas datés précisément, mais la présence de restes de *Plagiolophus minor* (dét. J. Sudre), espèce qui s'éteint à l'Oligocène inférieur exclut la possibilité d'un âge stampien contemporain des calcaires de Cieurac et Cordes. L'attribution à l'Éocène est par ailleurs confortée par la présence de *P. crassus*, *Hyppeutis* cf. *planulata*.

- **Reliques tertiaires sur le plateau de Montbazens**

Aucun dépôt tertiaire caractérisé n'a été rencontré dans ce secteur ; toutefois on observe fréquemment dans les recouvrements superficiels des éléments de calcaires à pisolites de fer ou des fragments de croûtes siliceuses quelquefois solidaires d'éléments du substratum liasique et qui, de ce fait, ne peuvent avoir subi un long transport. Ces éléments témoignent, sinon de

l'érosion d'une ancienne couverture tertiaire, du moins de la quasi-coïncidence de la topographie actuelle avec la surface paléogène.

## *FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES*

### **Dépôts alluviaux**

**Fv-w. Alluvions anciennes de haut niveau (Pléistocène ancien).** Toujours exigus, les témoins de ces hauts ou très hauts niveaux alluviaux se rencontrent entre Flagnac et Grand-Vabre à des altitudes relatives de 120 à 150 m. Le matériel (sables, graviers, galets, à matrice très colorée, riche en argiles et en horizons ferrugineux noirs), diffère peu des alluvions de moyenne terrasse avec également de nombreux éléments basaltiques argilisés. Ils s'en distinguent surtout par leur altitude et leur situation morphologique. Ils ne sont pas inscrits dans le chenal abrupt du Lot mais dans la zone de raccord entre ce chenal et les plateaux environnants, quelques 50 à 100 m en contrebas de ces derniers. Quelques replats morphologiques peuvent s'observer dans la même situation (La Vinzelle, Grand-Vabre) à des altitudes voisines 120 à 160 m, qui peuvent être reliés au même épisode de creusement, immédiatement antérieur au dégagement du canyon principal.

Faute de références proches, il est malaisé de préciser l'âge de ces dépôts qui peuvent être rapprochés des hauts niveaux de la moyenne vallée du Lot (Turq, 1992) ou des alluvions de Sommard dans la vallée de l'Aveyron, tous deux globalement rapportés au Pléistocène ancien (voire au Pliocène).

**Fx. Alluvions anciennes des moyennes terrasses (Pléistocène moyen - Mindel/Riss, Riss ancien?).** Entre Boisse-Penchot et Grand-Vabre quelques témoins de terrasses anciennes sont conservés à des altitudes relatives de 30-60 m. Tous sont clairement inscrits dans le canyon actuel du Lot et sont séparés des terrasses plus récentes par un ressaut rocheux. Le matériel essentiellement siliceux, à quartz, granitoïdes, micaschistes, et basaltes, est profondément altéré. Les galets de basalte en particulier sont complètement argilisés. A Flagnac notamment, la partie sommitale du dépôt, par ailleurs très rubéfié et enrichi en argiles, présente de beaux phénomènes de cryoturbation avec festons ou guirlandes caractéristiques. Latéralement ces dépôts fluviaux s'imbriquent avec des dépôts de pente également rubéfiés. Le lambeau de Cambounié d'un commandement un peu supérieur (70-100 m) a été rattaché à cet ensemble mais représente vraisemblablement un stade plus ancien intermédiaire entre ces moyennes terrasses et les hauts niveaux.

Les faciès et l'altitude relative de ces alluvions permettent une assez bonne corrélation avec les moyennes terrasses de la moyenne ou basse val-

lée du Lot et de l'Aveyron, où elles sont attribuées au Pléistocène moyen, interglaciaire Mindel/Riss ou Riss ancien (I-II).

**Fy. Alluvions de basses terrasses (Riss ?, Riss/Würm).** On peut déceler quelques lambeaux, toujours relativement exigus, de terrasses alluviales vers 10-15 m au-dessus du cours actuel du Lot, notamment vers Carnéjac, Saint-Parthem, les Pendariés, Flagnac. Les matériaux peu altérés, essentiellement siliceux, à basaltes rares, sont latéralement en relation avec des éboulis non rubéfiés. Par corrélation avec les domaines avals (Turq, 1992) où des niveaux analogues supportent des industries du Würm ancien, un âge pléistocène supérieur ancien peut être proposé (Riss ou Riss-Würm).

**Fz. Alluvions modernes très basse terrasse et dépôts de fonds de vallée (Würm).** Ces dépôts qui correspondent à la plaine alluviale des principaux cours d'eau, ne sont largement développés que dans la partie aval de la vallée du Lot, et dans la moyenne vallée du Dourdou entre Mouret et Saint-Cyprien. On n'observe le plus souvent qu'un seul niveau situé 1 à 3 m au-dessus du lit mineur. Les dépôts tributaires de la lithologie du bassin versant, sont très variables. Dans la vallée du Dourdou, pauvres en graviers ils sont extrêmement riches en matériaux argileux ou argilo-sableux empruntés au Permien rouge. Dans la vallée du Lot, beaucoup plus évolués, ils comprennent en général un horizon inférieur sablo-graveleux à galets siliceux, et un horizon superficiel limono-sableux. Les fonds des vallons et les vallées secondaires comportent des matériaux mixtes, plus ou moins évolués, avec une participation importante de matériel colluvial.

La majorité de ces formations, en particulier dans la vallée du Lot, est attribuée à la dernière période glaciaire (Würm, Würm récent).

**Fc. Colluvions.** Des accumulations locales de colluvions apparaissent au Sud du granite d'Entraygues, au Nord et au niveau de Lunel. Ces formations sont plus ou moins remaniées par le réseau de drainage actuel.

### **Formations d'accumulation**

**ER. Éboulis anciens rubéfiés.** Au flanc de la vallée du Lot peuvent être observés un certain nombre d'éboulis qui par leur aspect rubéfié et leur imbrication avec des formations alluviales anciennes, sont attribuables au Pléistocène inférieur ou moyen. À Flagnac une telle formation manifestement alimentée à partir des argiles à graviers tertiaires conservées sur le plateau, est surtout constituée d'argiles sableuses rouges à graviers de quartz avec horizons indurés. Ailleurs ces dépôts comprennent des éléments variés en taille et nature, issus du substratum proche : micaschistes, quartz avec une matrice rougeâtre toujours plus abondante et enrichie en argile que dans les éboulis récents.

**E. Eboulis récents.** En raison des reliefs modérés et de l'importance du couvert végétal, les formations de pente actuelles sont peu développées sur le territoire de la feuille, ou en tout cas trop diffuses et limitées en général pour pouvoir être individualisées. Cependant, quelques placages d'éboulis à matrice claire peu abondante peuvent être observés le long de la vallée du Lot. Certains sont en relation avec la basse terrasse rissienne, d'autres la recouvrent manifestement. De tels dépôts s'étagent vraisemblablement du Riss récent à l'Actuel.

℘. **Travertins.** Dans la région de Salsac, au Sud-Est de la feuille, un bel édifice de travertin est conservé ancré sur la corniche des calcaires roux du Domérien supérieur. Ils forment là une butte isolée distante de plusieurs centaines de mètres du plateau du Dogger, donc totalement déconnectés des exurgences qui les ont générés. Cet édifice appartient vraisemblablement à un épisode relativement ancien.

### *ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE\**

Excepté la petite partie à affinité limousine localisée à l'extrême ouest de la feuille, les formations de socle de la coupure Decazeville comprennent, à l'Ouest et au Sud, les unités rouergates, et au Nord et à l'Est, l'unité des schistes sériciteux de Conques. Si ces terrains ont bien été impliqués dans la même orogénèse hercynienne, les caractéristiques structurales et métamorphiques des formations présentes, montrent que ces deux ensembles ont pourtant enregistré une histoire tectonique et métamorphique indépendante. Dans cette histoire, les grandes structures régionales comme le Sillon houiller et le détroit de Rodez qui séparent ces deux ensembles, constituent des limites fondamentales. Il faut rajouter à ces deux ensembles les formations ultrabasiqes, basiques et orthogneissiques de la Bessenois, Millagues et d'Almon-les-Junies qui montrent une évolution tectono-métamorphique différente des formations rouergates et des schistes sériciteux de Conques. L'évolution tectono-métamorphique des séries cristallophylliennes de la feuille est donc particulièrement complexe à reconstruire.

### *UNITÉ DES SCHISTES SÉRICITEUX DE CONQUES*

#### **Géométrie des microstructures**

##### **• Stratification $S_0$**

Les variations lithologiques mises en évidence par la cartographie ou directement observables sur le terrain sont interprétées comme d'origine

\* Par S. Bogdanoff et J.Y. Roig

sédimentaires interprétation renforcée par les résultats de la géochimie (cf. p. 18). Les surfaces qui séparent ces différentes lithologies correspondent donc à une stratification  $S_0$ .

• **Foliation métamorphique  $S_1$**

Le trait caractéristique de la foliation  $S_1$  est la présence de nombreux exsudats de quartz. Ces exsudats résultent d'événements tectonométamorphiques et soulignent une foliation qui ne peut être que  $S_1$  puisqu'elle est plissée par les événements tectoniques postérieurs. Dans la grande majorité des cas, la foliation  $S_1$  est confondue avec la stratification. Toutefois, des reliques de  $S_1$  s'observent ponctuellement sur le terrain, mais plus fréquemment en lames minces, dans les microlithons limités par  $S_2$ . La foliation  $S_1$  est marquée par la cristallisation de fins cristaux de micas blancs, de chlorite ou plus rarement de biotite. Des grenats microscopiques sont observés à l'Ouest de Conques. Ils sont moulés par la foliation régionale ( $S_2$ ). Aussi, leur cristallisation peut être attribuée à l'épisode responsable de la  $S_1$ . Cette déformation 1 est donc contemporaine d'un métamorphisme de faible à moyenne intensité (faciès schiste vert à début amphibolite). Notons que la foliation  $S_1$  n'a jamais été observée en plan axial de plis ( $P_1$  ?) qui, en théorie, devraient replisser la  $S_0$ . De plus, aucune linéation ( $L_1$  ?) associée à  $S_1$  n'a été observée.

• **Foliation  $S_2$ , linéation  $L_2$ , plis  $P_2$  et cinématique associée**

La foliation  $S_2$  correspond à la foliation régionale. Dirigée NW-SE (entre  $N80^\circ E$  et  $N150^\circ E$ ) où elle pend au Nord ou au Nord-Est elle est généralement peu pentée, sauf dans les zones redressées par les plis post-foliaux ( $P_3$ , ex. : antiforme du Grand-Vabre). La  $S_2$  s'est développée lors d'une forte déformation synmétamorphe marquée par un intense plissement isoclinal  $P_2$ . Ces plis sont identiques à ceux décrits plus au Nord (feuilles Maurs, Entraygues...) en Châtaigneraie (Cheze, 1975 ; Boesse, 1980 ; Feybesse, 1981 ; Bogdanoff et *ai*, 1989). Certains niveaux comme les exsudats de quartz, les leptynites ou les quartzites sont particulièrement favorables à l'observation de ces plis, d'échelle métrique à centimétrique, qui admettent la  $S_2$  comme plan axial. La foliation  $S_2$  est une surface très pénétrative selon laquelle cristallisent des micas blancs (principalement), la chlorite, et parfois la biotite, attestant d'une déformation synchrone d'un métamorphisme de type schiste vert. Si l'on admet que les grenats présents à l'Ouest de Conques sont contemporains de la  $S_1$  l'évolution métamorphique des schistes sériciteux de Conques serait en partie rétro-morphique et non uniquement prograde comme on pourrait le supposer d'après leur composition minéralogique uniforme, caractéristique du faciès schiste vert. Les relations entre  $S_0$ - $S_1$ - $S_2$  ne sont observables que dans les charnières de plis  $P_2$ . En effet, dans la grande majorité des cas, c'est-à-dire dans les flancs des plis  $P_2$ , ces trois surfaces sont confondues. Aussi, la foliation régionale est assimilable à une  $S_{1-2}$  (fig. 7).

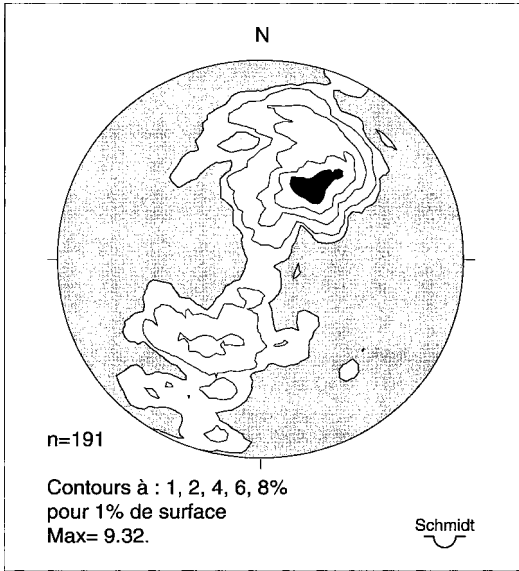


Fig. 7 - Stéréogramme des pôles de la foliation régionale S<sub>1-2</sub>

Dans les quartzites, les niveaux quartzo-feldspathiques (leptynite), et plus rarement dans les faciès plus schisteux, une linéation L<sub>2</sub> très fruste peut s'observer. Elle est orientée NE-SW (entre N20°E et N50°E). Elle est marquée par l'allongement et/ou le boudinage des agrégats de quartz et/ou de feldspaths (linéation d'allongement), plus rarement par l'orientation des micas (linéation minérale).

*Au microscope*, dans des sections coupées perpendiculairement à la foliation S<sub>1-2</sub> et parallèlement à la linéation L<sub>2</sub> (L<sub>1-2</sub>?) (section XZ de l'ellipsoïde de déformation finie), des critères de déformation rotationnelle sont parfois observables (Simpson et Schmid, 1983 ; Cobbold et *al.*, 1987) : ombres de pression autour de clastes feldspathiques, bandes de cisaillement. ... Ils témoignent tous d'un cisaillement admettant un *déplacement de la partie supérieure vers le Sud-Ouest*.

Dans les schistes sériciteux de Conques, la linéation est très difficilement observable. Par contre, dans les sections XZ, ainsi que dans celles coupées perpendiculairement à la foliation et à la linéation (section YZ de l'ellipsoïde de déformation finie), on constate que la foliation est extrêmement bien exprimée. Cela suggère un régime de déformation en aplatissement (S > L, tectonites de type S) au cours de cet événement tectonique.

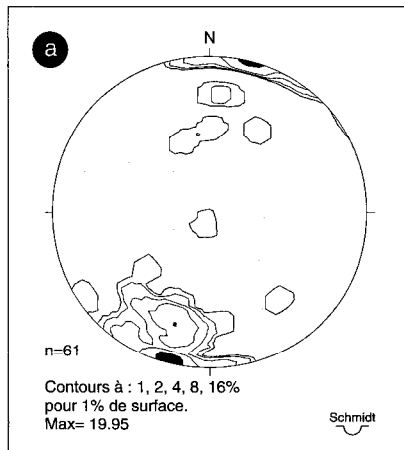
• **Schistosité  $S_3$ , linéation  $L_3$ , plis  $P_3$**

La phase de plissement 3 (fig. 8) est synschisteuse, mais tardi- à post-métamorphe. Ces structures représentent la dernière phase de déformation plicative affectant les schistes sériciteux de Conques. Il s'agit de plis asymétriques, à axes sub-horizontaux et dont les plans axiaux sont verticaux ou très redressés à pendage nord ou nord-est. Ces plis sont d'échelle centimétrique, décimétrique, kilométrique ou d'amplitude régionale. En particulier, l'antiforme du Gand-Vabre et la synforme de Conques qui lui fait suite vers le Sud-Ouest, et qui structurent les schistes sériciteux de Conques sont attribuables à cette phase plicative. Si les charnières de ces plis ne sont pas observées systématiquement sur le terrain, la schistosité  $S_3$  associée est, elle, ubiquiste. Elle apparaît (aussi bien en lame mince que macroscopiquement) en fissures très fines et serrées, sans néogénèse de phyllites associées. Cette phase de plissement est également responsable d'une linéation d'étirement ou de crénulation ( $L_3$ ) omniprésente dans les schistes sériciteux de Conques. Toutefois, les observations microscopiques ne montrent aucun signe d'étirement le long de la linéation de crénulation. Localement, comme c'est le cas au Nord de Saint-Cyprien-sur-Dourdou, les flancs inverses des plis  $P_3$  sont cisailés avec une vergence sud-ouest. Le sens de déversement de plis 3, ainsi que les flancs inverses localement cisailés montrent que ce plissement est contemporain d'une tectonique tangentielle à vergence sud-ouest. Dans ce cas, la linéation de crénulation, doit être interprétée comme une linéation « b » (Cloos, 1946 ; Mattauer, 1975) puisque perpendiculaire au sens de transport.

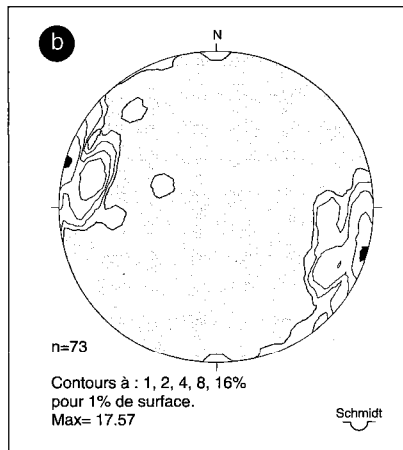
**Relations métamorphisme - déformation**

La cinématique associée aux structures 3 est identique à celle mise en évidence dans les structures ductiles précédentes ( $S_{1-2}$  et  $L_{1-2}$ ). Les structures 2 et 3 sont donc interprétées comme dues à un continuum de la même phase de déformation qui évoluent depuis des structures ductiles ( $S_{1-2}$ ,  $L_{1-2}$ ), jusque dans des niveaux de plus en plus superficiels où elle est marquée par des plis asymétriques, déversés vers le Sud-Ouest ( $P_3$ ,  $S_3$ ). Cette phase de déformation est attribuable à la tectonique de nappe à vergence sud-ouest qui, plus au Nord (feuille Maurs), provoque le chevauchement des micaschistes et des gneiss de la formation de la Salvetat-Prunet-Montal (unité inférieure des Gneiss), sur les micaschistes de la Châtaigneraie, identiques à ceux de Conques (unité Para-autochtone) (Bogdanoff et *al.*, 1989).

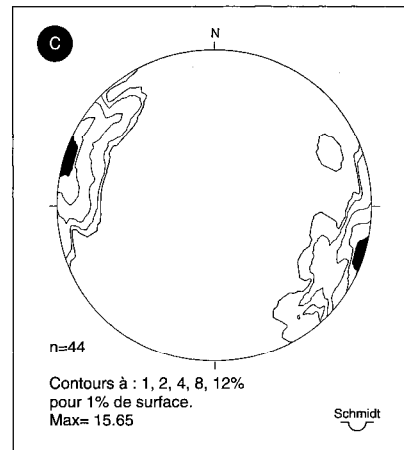
La synthèse des successions paragénetiques en fonction des déformations observées montre que l'évolution tectonique de l'unité des schistes sériciteux de Conques serait contemporaine d'un métamorphisme rétrograde (tabl. 1).



a - Pôles de la schistosité  $S_3$



b - Linéation de crénulation



c - Axes des plis  $P_3$

Fig. 8 - Stéréogrammes des éléments structuraux liés à la déformation  $D_3$



	D1	D2 déformation ductile à vergence SW	D3 déformation plicative à vergence SW
Grenat	██████████		
Biotite	██████████		
Muscovite			██████████
Clorite		██	██████████

**Tableau 1 - Succession paragénétique dans les schistes sériciteux de Conques.**

*UNITÉS DE HAUT GRADE MÉTAMORPHIQUE : UNITÉS DE LA BESSENOITS, MILLAGUES, ALMON-LES-JUNIES*

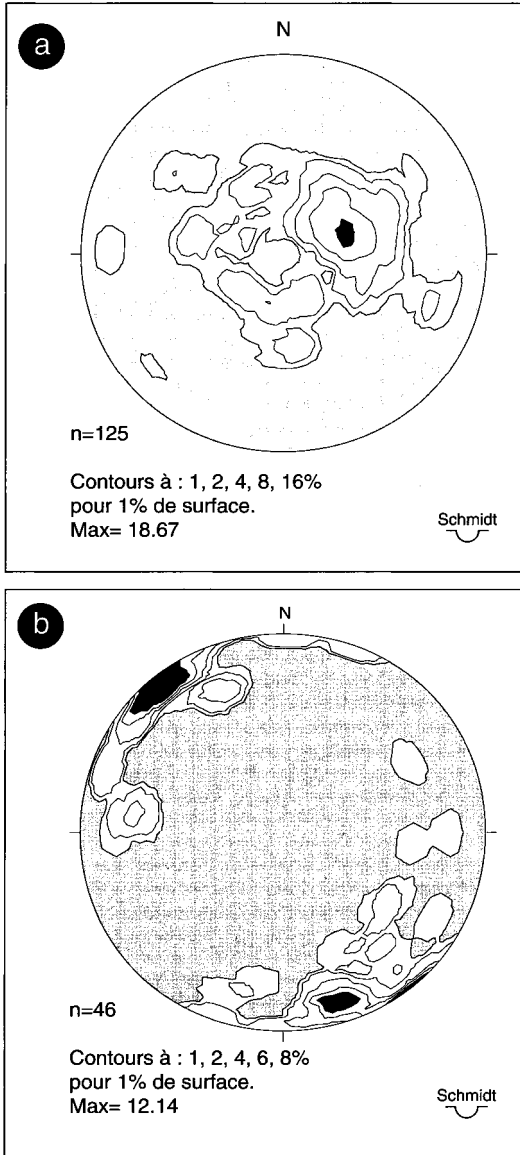
**Géométrie des microstructures et cinématique associée**

La foliation principale Sn présente une orientation moyenne NW-SE, entre N80°E et N130°E. Toutefois, dans le détail, on constate que la foliation métamorphique est parallèle aux bordures de ces unités. Cette foliation porte une linéation minérale et d'étirement, Ln, matérialisée par l'allongement des clastes quartzo-feldspathiques ainsi que par l'alignement des cristaux de biotite dans les orthogneiss et les micaschistes. Cette linéation correspondrait également à des axes de rares plis isoclinaux (Burg et Marte, 1977).

La foliation Sn et la linéation Ln s'observent également dans les ultrabasites et les amphibolites, bien que moins prononcées. Toutefois, dans les ultrabasites de la Bessenoits, des structures plus précoces ont été mises en évidence par M. Couturier (1996). Des plis isoclinaux très resserrés affectent un rubanement magmatique initial souligné par des lits amphibolitiques. Dans certains échantillons, les mesures d'orientation préférentielle de forme des phénoclastes d'orthopyroxène définissent une linéation d'étirement sub-méridienne (entre N170°E et N20°E) vraisemblablement précoce et antérieure à Ln.

D'après M. Couturier (1996), l'ensemble de ces structures a été replissé tardivement par des plis post-foliaux de géométrie et d'orientation similaires aux plis P<sub>3</sub> affectant les schistes sériciteux de Conques.

Comme le montrent les mesures de foliation métamorphique, les unités de haut grade sont situées géométriquement au-dessus des micaschistes sériciteux de Conques (pour les formations de la Bessenoits et d'Almon-les-Junies), ou des séricitoschistes feldspathiques (pour les formations de Millagues). Les leptynites et les orthogneiss fins, localisés à la périphérie du massif de la Bessenoits, correspondent à des mylonites et témoignent d'un contact anormal entre les unités de haut grade et les micaschistes sériciteux de Conques sous-jacents. Les critères de déformation rotationnelle



a - Pôles de la foliation  $S_{12}$ . b - Linéation d'étirement  $L_{1-2}$

**Fig. 9 - Stéréogrammes des éléments structuraux des formations rouergates à l'Ouest du bassin de Decazeville**

particulièrement bien visibles à l'affleurement dans les orthogneiss ocellés de ces trois unités, ainsi qu'en lame mince dans les mylonites, indiquent indiscutablement *une cinématique à vergence nord-ouest*. La position géométrique de ces trois unités associée à la présence de mylonite à leur base montre que les formations de Millagues, d'Almon-les-Junies et de la Bessennois correspondent à des klippes, comme le soulignaient déjà A. Demay (1948) ainsi que P. Burg et P. Marte (1977).

### **Relations métamorphisme - déformation**

Les reliques éclogitiques présentes dans le massif de la Bessennois permettent d'estimer les conditions PT les plus précoces de l'ordre de 19 kbar/710 °C (Paquette et al., 1995). Aucune déformation ne peut être clairement associée à cet épisode métamorphique. Seules les linéations précoces N-S identifiées grâce à l'analyse pétrofabrique des pyroxènes pourraient éventuellement être rattachées à cet événement. Ces linéations pourraient également témoigner du charriage du Nord vers le Sud de ces unités de haut grade postérieurement au métamorphisme de haute pression, comme cela a été évoqué pour le groupe leptyno-amphibolique du Haut-Allier ou de Marvejols (Burg, 1977 ; Faure et al, 1979).

La cinématique à vergence nord-ouest, particulièrement bien visible dans les orthogneiss, est probablement contemporaine des paragenèses à biotite-grenat identifiées dans les micaschistes à biotite de la région de Mascles ( $\xi^{2-3}_b$ ), au Sud-Est de la klippe principale. Bien que les conditions PT précises de cet événement ne soient pas connues, les assemblages de type grenat-biotite-muscovite-plagioclase, témoignent d'un métamorphisme barrovien de moyenne pression-moyenne température.

La phase de plissement P<sub>3</sub>, qui affecte les schistes sériciteux de Conques, s'identifie également dans les unités de la Bessennois et d'Almon-les-Junies. Comme dans le cas des schistes sériciteux de Conques, aucun métamorphisme ne semble y être associé.

## *UNITÉS ROUERGATES*

### **Géométrie des microstructures**

#### **• Foliation S<sub>1-2</sub> et Hnéation L<sub>1-2</sub>**

La foliation régionale (fig. 9) que l'on observe dans les formations métasédimentaires localisées à l'Ouest du bassin de Decazeville et dans « la pointe d'Escandolière » est plan axial d'une surface d'anisotropie plus ancienne plissée isoclinalement. Ces plis isoclinaux apparaissent particulièrement bien dans les quartzites micacées à calcite de la Roque Bouillac ( $\chi^1_{ca}$ ). La foliation

régionale est donc une surface composite que nous désignerons, comme dans le cas des schistes sériciteux de Conques, par  $S_{1-2}$ . La  $S_{1-2}$  porte une linéation qui correspond à la fois à un étirement de clastes quartzo-feldspathiques (linéation d'étirement), à l'alignement de micas (linéation minérale), et à des microplissements (linéation de crénulation). Cette linéation composite est orientée au Nord-Ouest (entre  $N130^\circ E$  et  $N170^\circ E$ ).

Dans la pointe d'Escandolières, la foliation  $S_{1-2}$  est généralement parallèle aux contacts lithologiques. La linéation est également orientée NW-SE et les critères cinématiques indiquent *une déformation à vergence nord-ouest*. L'orientation et le pendage de la foliation montrent que les séricitoschistes siliceux ( $q\xi^1$ ) sont situés géométriquement au-dessus des

séricitoschistes feldspathiques ( $f\xi^{2-3}$ ). De plus, les microquartzites graphiteux ( $\chi G$ ), sont très déformés et montrent des textures mylonitiques caractéristiques. Ils soulignent le contact entre les séricitoschistes siliceux ( $q\xi^1$ ) et les séricitoschistes feldspathiques ( $f\xi^{2-3}$ ). Ces arguments permettent de considérer les séricitoschistes siliceux ( $q\xi^1$ ) comme une unité charriée vers le Nord-Ouest sur les séricitoschistes feldspathiques ( $f\xi^{2-3}$ ) ; les quartzites graphiteux ( $\chi G$ ) représentant la semelle de la nappe.

A l'Ouest du bassin de Decazeville, mis à part quelques replis post-foliaux tardifs et très serrés, comme la synforme de la klippe de Millagues, la foliation régionale pend en moyenne vers l'WSW. Les relations géométriques entre les différentes formations sont identiques à celles relevées dans la « pointe d'Escandolières ». Les quartzites micacés à calcite ( $\chi^1 ca$ ) ont une position équivalente à celle des microquartzites graphiteux d'Escandolières ( $\chi G$ ). Ils sont toutefois beaucoup plus déformés et indurés et constituent un « os » dans le paysage. Les quartzites micacés à calcite disparaissent vers le Sud, et on trouve, en position équivalente, des orthogneiss très déformés ( $O\xi^3$ ). Nous donnons à ces orthogneiss la même signification structurale que les quartzites micacés à calcite. Les critères cinématiques observés indiquent, là encore, une déformation à vergence nord-ouest. Alors que dans la « pointe d'Escandolières » les séricitoschistes siliceux correspondent à une unité charriée sur les séricitoschistes feldspathiques, à l'Ouest du bassin de Decazeville, l'orientation et le pendage de la foliation  $S_{1-2}$  associés à une cinématique à vergence nord-ouest indiquent que le contact entre les unités correspond à une faille normale apparente. Deux hypothèses permettent d'expliquer cette ambiguïté. Le contact peut correspondre à un chevauchement basculé postérieurement, ou alors il s'agit bien d'un contact chevauchant, réutilisé ultérieurement au cours d'un épisode extensif.



## FORMATIONS LIMOUSINES

Il est difficile de reconstituer l'histoire tectono-métamorphique des formations limousines à cause de la surface restreinte que ces formations occupent sur le territoire de la feuille Decazeville. De plus les relations structurales initiales entre les formations limousines et les séries micaschisteuses rouergates sont inconnues principalement à cause des rejeux de la faille de Villefranche au Secondaire et au Tertiaire.

### Géométrie des microstructures

La foliation métamorphique identifiée dans le complexe leptyno-amphibolique (CLA) de Vergonzac-Tulle ( $\lambda^{3-4}$ ) ainsi que dans les orthogneiss de Mas Roux ( $\alpha\zeta^3 B$ ) est globalement orientée NW-SE avec un pendage ouest de l'ordre de  $30^\circ$ . Par comparaison avec les mêmes formations affleurant sur les feuilles voisines Figeac et Lacapelle-Marival, la foliation métamorphique correspondrait à une  $S_{1-2}$ . Cette foliation métamorphique porte une linéation minérale et d'étirement dont la direction oscille entre  $N120^\circ E$  et  $N160^\circ E$ . Les critères cinématiques que l'on observe principalement dans l'orthogneiss de Mas Roux témoignent d'une *déformation à vergence nord-ouest*.

### Métamorphisme

La lithologie orthodérivée des orthogneiss de Mas Roux et du CLA de Vergonzac-Tulle sont peu favorables à la caractérisation du (des) métamorphisme(s). Par comparaison avec les feuilles voisines, ou des séries micaschisteuses sont associées à ces ensembles orthodérivés, les formations limousines sont affectées par un métamorphisme barrovien de faciès amphibolite caractérisé par des paragenèses à disthène dans les micaschistes de l'unité de Bouillac (feuille Figeac). Ce métamorphisme barrovien, bien décrit en domaine limousin (Guillot, 1981 ; Floc'h, 1983 ; Feix, 1988) est contemporain de la tectonique tangentielle responsable de l'empilement de nappes de charriage les unes sur les autres au Dévono-Carbonifère. Toutefois, des paragenèses métamorphiques rétrogrades de type schiste vert (chlorite-séricite), associées à une déformation extensive à vergence nord-ouest ont été mises en évidence sur les feuilles Lacapelle-Marival et Figeac (Roig, 1997). Il est donc probable que les formations limousines et les séries micaschisteuses rouergates aient enregistré la même histoire tectonique, à l'intensité du métamorphisme près.

## **STRUCTURES TARDI- ET POST-HERCYNiennes**

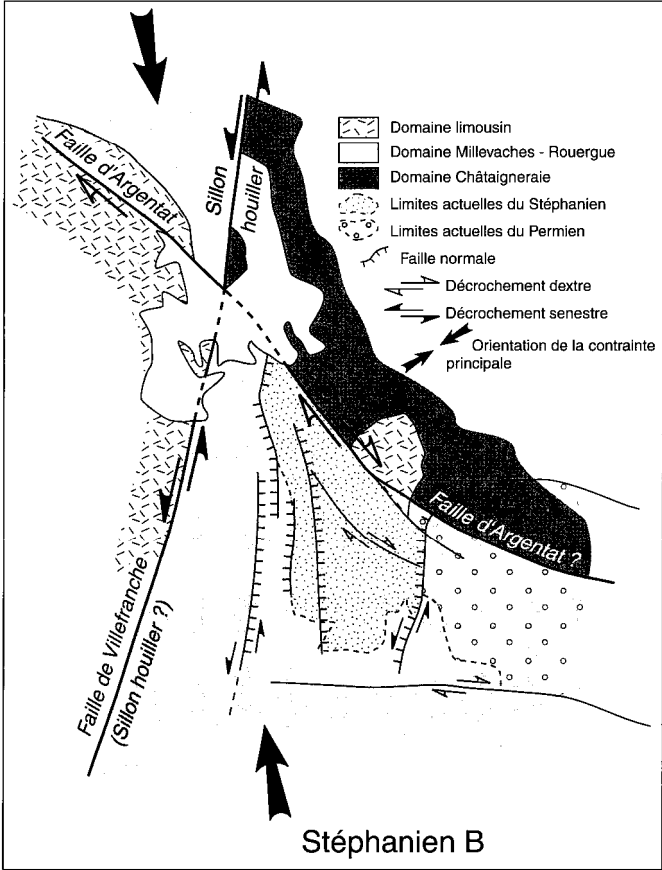
### **RELATIONS POSSIBLES ENTRE LES DIFFÉRENTS ENSEMBLES**

Les formations présentes sur le territoire de la feuille peuvent être regroupées en quatre grands ensembles métamorphiques (cf. schéma structural), à savoir les formations limousines, les schistes de la série du Lot, les séricitoschistes quartzeux du Millevaches, et enfin, la série du Rouergue. Afin d'établir les relations possibles entre ces différents ensembles, il est nécessaire de caractériser les grands accidents qui les délimitent.

La structure la plus importante régionalement est constituée par la faille de Villefranche. Cet accident correspond vraisemblablement à la prolongation, vers le Sud, de la faille du Sillon houiller. Bien que probable, la continuité de ces deux accidents est incertaine en raison du recouvrement par les dépôts tertiaires du bassin de Maurs-Saint-Santin. C'est également à hauteur de ce bassin que la faille d'Argentat, d'orientation NW-SE, vient intersecter le système Sillon houiller - faille de Villefranche orienté NNE-SSW. L'intersection de ces deux structures majeures à l'échelle du Massif central, constituent le « nœud tectonique de Montredon-Saint-Santin », dont l'analyse reste extrêmement ambiguë à cause des dépôts tertiaires du bassin de Maurs-Saint-Santin qui le recouvrent.

S'il semble acceptable d'associer le Sillon houiller et la faille de Villefranche, le prolongement de la faille d'Argentat à l'Est du Sillon houiller reste problématique. Toutefois, les travaux de D. Bonijoly et C. Castaing (1984) et J.P. Gélard et *al.* (1986) sur le bassin houiller de Decazeville permettent d'apporter quelques éléments de réponse. Le bassin de Decazeville aurait pris naissance à la faveur d'un décrochement dextre orienté NW-SE constituant, par là même, la bordure nord-est du bassin. Cette structure correspondrait à *la faille de Firmi* qui limite actuellement les « dépôts houillers » de la klippe de la Bessenois. La faille de Firmi est située dans la continuité de la faille d'Argentat et en constituerait donc son prolongement vers le Sud-Est. Enfin, la faille de Firmi disparaîtrait sous les sédiments permien du détroit de Rodez.

Cette hypothèse permet de proposer une relation possible entre les différents ensembles géologiques identifiés. Ainsi, la faille de Villefranche met en contact les séries du Lot-Rouergue, avec les prolongements méridionaux des séries d'affinité limousine. Vers le Nord, le Sillon houiller met en contact les formations du Millevaches avec celles de la série du Lot. Enfin, la limite entre les schistes de la série du Lot et les formations métamorphiques du Rouergue correspondrait à la faille de Firmi, scellée par les dépôts permien du bassin de Rodez (cf. coupe CD sur la carte). Le bassin de Rodez serait donc installé à la fois sur les schistes de la série du Lot et





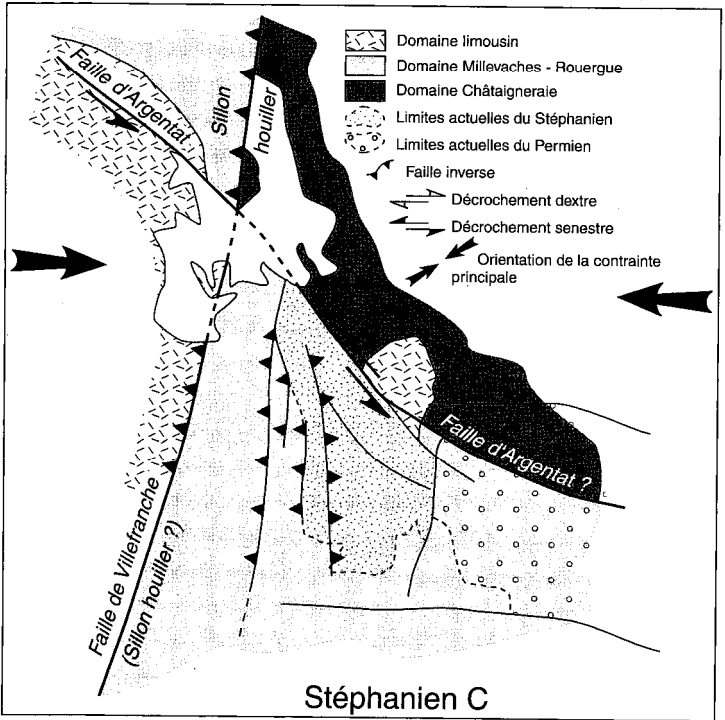


Fig. 10 - Cinématique des accidents tardi-hercyniens (Gélard et al., 1986, modifié)

sur les formations rouergates, alors que le substratum du bassin houiller de Decazeville correspondrait exclusivement aux formations métamorphiques du Rouergue (cf. coupe AB sur la carte).

### *STRUCTURES DE DÉCROCHEMENT TARDI-HERCYNIEN*

Dans le Limousin, la faille d'Argentat joue de manière précoce en faille normale-dextre ductile (Roig et *al.*, sous presse). Cette déformation ductile a postérieurement évolué dans des conditions cassantes, avec la même cinématique (Roig, 1997). Cette histoire ductile n'a pas été identifiée sur la faille de Firmi, mais D. Bonijoly et C. Castaing (1984) et J.R Gélard et *al.* (1986), signalent que le bassin houiller de Decazeville est initialement contrôlé par le décrochement dextre de Firmi. La continuité cartographique entre la faille d'Argentat et la faille de Firmi, ainsi que les cinématiques respectivement normale-dextre et dextre sont autant d'argument pour associer ces deux structures. Toutefois, le jeu ductile de la faille d'Argentat s'effectue au cours du Viséen moyen ( $\approx 35$  Ma), et il est vraisemblable que les derniers incréments en faille normale-dextre cassante soient peu éloignés dans le temps. A contrario, le jeu dextre du décrochement de Firmi s'effectuerait au Stéphanien A ( $\approx 305$  Ma ; Bonijoly et Castaing, 1984 ; Gélard et *al.*, 1986), ce qui rend problématique la corrélation entre la faille d'Argentat et la faille de Firmi. Toutefois, d'après D. Bonijoly et C. Castaing (1984) et J.R Gélard et *al.* (1986), le jeu de la faille de Firmi, induirait l'apparition de fentes de tension organisées selon un système N-S, qui auraient favorisé l'ascension des magmas responsables du complexe volcanique de Decazeville. Or, les nouvelles datations de O. Bruguier et *al.* (1998), fournissent un âge viséen supérieur ( $\approx 332$  Ma) pour cet épisode volcanique. Les arguments cartographiques, cinématiques et radiochronologiques confirment que la faille de Firmi correspond bien au prolongement vers le Sud-Est à la faille d'Argentat.

La déformation fragile dextre le long du système faille d'Argentat-faille de Firmi débiterait donc au Viséen supérieur. Le mouvement décrochant de la faille de Firmi s'accompagne par la progression, vers le Sud, des fentes de tension permettant l'ascension des laves du complexe volcanique. Ce réseau de fractures d'extension ne peut se propager plus au Sud, lorsqu'il rencontre le décrochement dextre de Rignac-Rodez. En accord avec J.R Gélard et *al.* (1986), ces phénomènes se poursuivent jusqu'au Stéphanien B, simultanément au jeu décrochant du Sillon houiller, alors que dans le bassin s'individualisent des zones mylonitiques en extension d'orientation N-S (fig. 10). Au cours de la transition Stéphanien B- Stéphanien C, la direction de raccourcissement subit une rotation anti-horaire pour devenir NW-SE. Les grands accidents (faille d'Argentat, Sillon houiller, faille Rignac-Rodez) garde probablement la même cinématique, mais à

l'intérieur du bassin, des failles normales d'orientation NW-SE apparaissent : faille Bagnaud, faille de Campagnac... Enfin, au Stéphanien terminal, la direction de raccourcissement est orientée E-W. La faille d'Argentat rejoue en décrochement senestre, et le Sillon houiller, ainsi que l'ensemble des failles N-S, en faille inverse (fig. 10). Ce raccourcissement E-W provoque la formation de plis N-S et NW-SE à l'intérieur du bassin (Gélard et *al.*, 1986).

### *STRUCTURES POST-HERCYNiennes*

Vers le Sud-Est, les failles du « détroit de Rodez » constituent une famille homogène d'accidents parallèles ESE-WNW dont les plus méridionaux sont impliqués dans la structuration tardi-hercynienne du Nord Rouergue (Palanges-Lévezou). Leur rejeu majeur syn- à post-permien (contexte de distension Nord-Sud) s'effectue en faille normale à regard sud déterminant l'effondrement en gradins d'une gouttière est-ouest où vient s'accumuler la sédimentation détritique du « Grès rouge » en partie synchrone de ce jeu. Des mouvements se manifestent ultérieurement, en faille normale conditionnant le léger effondrement de la couverture mésozoïque et, dans le contexte de compression pyrénéenne par des rejeux inverses d'ampleur limitée, de ces mêmes accidents. Une certaine activité tectonique (ou du moins sensibilité) peut être décelée jusqu'au cours du Néogène par la localisation sur le parcours de ces accidents de plusieurs appareils volcaniques, jalons entre l'Aubrac et l'Escandorgue (1/50 000 Rodez, Séverac, Espalion).

La faille de Villefranche détermine tout au long des temps géologiques une zone sensible. Outre l'histoire tardi-hercynienne (stéphanienne), et de probables rejeux d'âge mésozoïque, au cours du Paléogène des mouvements variés peuvent être mis en évidence par la localisation des bassins sédimentaires d'extension restreinte. La sédimentation dans les petits bassins d'Asprières (1/50 000 Figeac) et Maurs (1/50 000 Maurs) est en partie contemporaine (syntectonique) des déformations pyrénéennes (Eocène supérieur). Des rejeux oligocènes sont également manifestes qui dénivellent ces terrains le long de la bordure Rouergue-Quercy.

Les accidents subméridiens qui structurent le bassin houiller de Decazeville montrent des rejeux d'âge paléogène puisqu'ils morcellent la couverture mésozoïque du causse de Montbazens, et participent à l'installation et au fonctionnement du petit bassin de Compolibat immédiatement au Sud de la feuille (1/50 000 Rieuepeyroux).

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

### HISTOIRE PALÉOZOÏQUE

Les données radiochronologiques permettant de dater précisément les différents événements tectoniques et/ou métamorphiques sont très fragmentaires sur le territoire de la feuille Decazeville. Ces datations ne concernent que les formations basiques et éclogitiques de la Bessenois. Nous sommes donc conduits à reconstituer l'histoire hercynienne par références aux régions voisines de la Châtaigneraie (feuilles Maurs et Entraygues) du Limousin (feuilles Figeac, Lacapelle-Marival) et du Rouergue (feuilles Rieuepeyroux, Naucelle, Réquista et Carmaux). Des comparaisons sont également effectuées avec les Cévennes dont les formations métamorphiques présentent de grandes similitudes avec celles de Decazeville.

A l'Ouest de la feuille, la vallée du Lot recoupe des gneiss amphibolitiques (□□□□) les derniers représentant l'extrémité sud du « complexe eozyno-amphibolique de Vergonzac-Tulle » identifiée sur les feuilles Brive-la-Gaillarde (Lefavrais-Raymond et *al.*, 1976) et Tulle (Grolier et *al.*, 1979). Il s'agit d'un ensemble rubané issu d'un volcanisme bimodal d'affinité calco-alcaline. Des datations réalisées par P. Ledru et J.Y. Calvez (1988) fournissent un âge de  $499 \pm 5$  Ma à la limite Cambrien-Ordovicien ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , mono-zircon). Les analyses récentes de certaines formations basiques de la Bessenois (gabbros noritiques) fournissent un âge de protolithe à  $481 \pm 1$  Ma (U/Pb zircon ; Paquette et *al.* 1995). Ces formations basiques et bimodales, traduisent une mise en place dans un contexte en distension responsable de la dislocation du craton nord-gondwanien au Cambro-Ordovicien.

- Le premier événement métamorphique enregistré dans cette région est de type haute pression/haute température. Il est responsable de la formation des éclogites de la Bessenois, datées à  $408 \pm 7$  Ma (Sm/Nd roche totale ; Paquette et *al.*, 1995). Dans le Massif central, cet épisode métamorphique est classiquement interprété comme la conséquence d'une subduction océanique au *Siluro-Dévonien basai*.

- L'ensemble des formations métamorphiques de la région dérive essentiellement d'anciens sédiments. Par comparaison avec les schistes de la série du Lot où des acritarches ont été trouvés, les schistes gris sériciteux de Conques seraient d'âge *cambro-ordovicien*. Pour les autres terrains métasédimentaires, aucun élément ne permet d'estimer précisément l'âge de leur dépôt. Les quelques massifs d'orthogneiss qui intrudent ces séries, ne sont malheureusement pas datés. Il est donc impossible de fixer une limite supérieure exacte pour l'âge de ces métasédiments. Toutefois, grâce aux acritarches des schistes du Lot, et par analogies avec les feuilles voisines (Maurs, Lacapelle-

Marival, Rieupeyroux...) un âge paléozoïque inférieur, voire briovérien, est suggéré (Roblot, 1972 ; Guillot et *al.*, 1989 ; Guérangé-Lozes et Alsac, 1986). Notons que la formation « des porphyroïdes de Rieupeyroux », largement exposée au Sud de Decazeville, et superposée aux schistes plagioclasiques  $\xi^{2-3}$ , n'a pas été rencontrée. La suite de l'évolution tectono-métamorphique est particulièrement complexe à déchiffrer sur le territoire de la feuille Decazeville. En effet, le Sillon houiller et le bassin permien de Rodez limitent des ensembles structurés différemment.

- Les terrains métamorphiques situés à l'Ouest du bassin houiller, et ceux de la « pointe d'Escandolières », présentent les mêmes caractéristiques structurales et métamorphiques que les formations rouergates et limousines auxquelles elles sont rattachées. Le principal événement tectono-métamorphique est caractérisé par un métamorphisme de faible à moyenne intensité (barrovien) synchrone de la structuration majeure des formations. Ainsi, la foliation métamorphique régionale et la linéation minérale et/ou d'étirement NW-SE résultent vraisemblablement de la tectonique de nappe hercynienne d'âge probable dévonien terminal-carbonifère inférieur (360-350 Ma). Le charriage des unités gneissiques et ultrabasiques de la Bessenois, de Millagues et d'Almon-les-Junies sur les unités micaschisteuses sous-jacentes est probablement une conséquence de cet épisode, bien que l'hypothèse d'un charriage plus précoce ne puisse pas être écartée.

- L'unité des schistes sériciteux de Conques ( $\xi^1_{mc}$ ) a une structuration totalement différente. Cette formation est en continuité avec les séries métamorphiques de la Châtaigneraie (feuilles Maurs, Entraygues...). Ces séries métasédimentaires, ont subi un premier épisode tectono-métamorphique ( $D_2$ ) dans le faciès amphibolite de faible intensité comme en attestent les reliques de grenat signalé à hauteur de Conques. L'épisode tectonique majeur ( $D_2$ ) est synchrone d'un métamorphisme de type schiste vert responsable de la foliation métamorphique régionale et d'une linéation d'étirement orientée NE-SW. Le dernier épisode ( $D_3$ ) correspond à une phase de déformation souple, mais semble-t-il sans métamorphisme associé. Cet événement est responsable de plis généralement déversés vers le Sud-Ouest d'échelle décimétrique à régionale (antiforme du Grand-Vabre), associés à une schistosité de plan axial très marquée. Ces événements s'intègrent dans un *continuum* de déformation correspondant à la tectonique de nappe du Nord-Est vers le Sud-Ouest, déjà décrite par S. Bogdanoff et *al* (1989) en Châtaigneraie. L'âge de cette déformation n'est pas connu avec exactitude. Comme aucun orthogneiss n'est intrusif dans ces séries, il est impossible de fixer une limite inférieure pour l'âge de la tectogenèse. La mise en place des klippes de la Bessenois et d'Almon-les-Junies sur les schistes sériciteux de Conques sous-jacents, s'effectue selon un contact anormal mylonitique à vergence nord-ouest. L'ensemble de ces klippes montrent d'ailleurs une très nette structuration NW-SE syn-métamorphe de conditions barroviennes, comme dans le domaine limousin. Les caractéristiques lithologiques, structurales et métamorphiques observées dans ces klippes sug-

gèrent donc de les associer au domaine limousin. Cela implique que, comme pour les séries rouergates et limousines, la structuration synmétamorphe est achevée vers 350 Ma. Cependant, la déformation D<sub>3</sub> affecte ces unités de haut grade qui se trouvent dans des structures synclinales de plis régionaux P<sub>3</sub>. La structuration D<sub>3</sub> des schistes sériciteux de Conques est donc post-Dévonien terminal-Carbonifère inférieur. L'extrémité sud du granite d'Entraygues (terminaison occidentale du batholite de la Margeride) recoupe clairement toutes les structures D<sub>3</sub> décrites plus haut. Même si l'âge de cette partie du batholite n'est pas connu, trois datations, par des méthodes différentes, ont été réalisées pour le granite de la Margeride : 323 ± 12 Ma (Rb/Sr roche totale ; Couturié et al, 1979), 335 ± 6 Ma (U/Pb zircon ; Lafon, 1986), 314 ± 3 Ma (U/Pb monazite ; Pin, 1989). La structuration du bâti métamorphique est donc d'âge anté-westphalien. Cette limite est corroborée par l'âge à 314 ± 3 Ma (<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar biotite ; Monié et al, 2000) du granite de Veinazès (feuille Maurs) qui, lui aussi, recoupe toutes les structures. De plus, les schistes de la Châtaigneraie présentent de fortes analogies avec les séries cévenoles, où les âges entre 343 ± 4 Ma (<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar amphibole) et 332 ± 2,5 Ma (<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar muscovite) (Caron, 1994) sont interprétés comme ceux de la tectonique de nappe à vergence sud-ouest (Caron, 1994 ; Faure et al, 1999). Par analogie avec les Cévennes on peut donc considérer que la tectonique de nappes qui affecte la Châtaigneraie est également d'âge viséen moyen à supérieur comme l'avait déjà suggéré S. Bogdanoff et al (1989). Toutefois, l'âge viséen supérieur obtenu sur le complexe volcanique de Decazeville (Bruguier et al., 1998) rend peu probable un même âge viséen supérieur pour la tectonique de nappes affectant les schistes sériciteux de Conques. Par conséquent la tectonique de nappe affectant les schistes de Conques, de la Châtaigneraie et de la série du Lot est postérieure au Tournaisien (350 Ma) et antérieure au Viséen supérieur (333 Ma).

- A l'Ouest du bassin de Decazeville, les données structurales et métamorphiques permettent de mettre en évidence une tectonique extensive responsable du rejeu de contacts chevauchants. Cette extension NW-SE présente les mêmes caractéristiques structurales que l'extension NW-SE syn-orogénique bien décrite dans le Massif central (Burg et al, 1994 ; Faure, 1995). Par comparaison avec ces travaux, un âge *namuro-westphalien* (≈ 320-315 Ma) est envisagé pour cet événement. M. Faure (1995), envisage que la mise en place des granites d'Entraygues, résulte de ce même événement. Il est également possible que les granites du Viviez et de Peyrusse-le-Roc, se mettent en place dans un contexte d'amincissement crustal tardi- à post-orogénique.

- *Au Carbonifère supérieur*, s'initie la structure négative de Decazeville initialement contrôlée par le décrochement dextre de Firmi. C'est là, qu'entre la fin du Westphalien et le début du Stéphanien, viendront s'accumuler *Us* sédiments, « houillers » ou non, issus du démantèlement de l'orogène. Cette sédimentation s'est effectuée par saccades, séparées par un ou plusieurs épisodes volcaniques. Il semble, au vu de nouvelles données, que le

bassin de Decazeville apparaisse de manière précoce dans cette histoire puisque certaines de ces laves, localisées vers la base du bassin, au niveau du Pont de Bourran, ont été datées du Viséen supérieur ( $333 \pm 2$  Ma U/Pb zircon ; Bruguier et *al.*, 1998).

- Au début du Permien, un régime de distension N-S provoque, à l'emplacement du détroit de Rodez, la formation d'une zone déprimée entre les blocs « Aubrac-Cantal » d'une part et « Rouergue » d'autre part. Cette zone est contrôlée par un système de failles normales orientées NW-SE à E-W et à regard vers le Sud. L'affaissement modéré, à l'Autunien, où la sédimentation s'installe dans des bassins limités et plus ou moins indépendants, s'accuse au moment du dépôt des « grès rouges » dont l'aire de dépôt se généralise à l'ensemble du détroit. Les faciès à dominante subaquatique (deltas sous-lacustres) à l'Autunien, deviennent beaucoup plus aériens avec des faciès fluviales ou de plaine d'inondation, à exondations fréquentes. L'activité tectonique paraît également plus vigoureuse, rythmant une succession de mégaséquences granodécroissantes. Le drainage général vers l'ESE détermine, parallèlement, un gradient granulométrique, décroissant d'Ouest en Est. Des déformations distensives ont dû persister jusque vers la fin du Permien dont les derniers dépôts sont toujours recouverts en discordance par les formations mésozoïques.

### *HISTOIRE MÉSOZOÏQUE*

- Au *Trias* période de calme tectonique se parachève l'aplanissement de la surface post-hercynienne, les produits de l'érosion s'évacuant vers les bassins marins qui s'établissent aux marges du Massif central, ici, principalement en Aquitaine occidentale. A partir de ceux-ci au cours du *Trias* la transgression de la mer mésozoïque s'avance progressivement sur la plateforme, atteignant le Quercy au cours du *Trias supérieur*. Le Nord-Rouergue et la région de Decazeville en particulier ne semblent avoir été atteints qu'au début du Jurassique (*Hettangien basai*) avec des dépôts de marge lagunaire de très faible profondeur.

- Ces conditions perdurent pendant tout l'Hettangien et ce n'est qu'au *Sinemurien* et surtout à partir du *Lotharingien* que s'établit un milieu marin ouvert.

- L'instabilité du substratum notamment au voisinage de la faille de Villefranche se manifeste par des rejeux distensifs à partir du *Lotharingien* et à la fin du *Lias* en déterminant des condensations locales des séries ou des lacunes sédimentaires (Carixien, Toarcien supérieur, Aalénien).

- Le *Dogger* traduit un nouveau cycle de dépôts débutant par un retour à des conditions de plate-forme confinée, et évoluant vers une plate-forme plus distale.
- On ne connaît pas au-delà de cette période l'évolution de la mer mésozoïque dont la régression définitive s'opère vraisemblablement au cours du *Crétacé*.

### *HISTOIRE CÉNOZOÏQUE*

- Définitivement annexée au domaine continental, la région est soumise de la *fin du Crétacé* au *début du Tertiaire* aux altérations climatiques et à l'érosion. Celle-ci s'accélère au cours de l'Éocène supérieur en relation avec des déformations contemporaines de l'orogénèse pyrénéenne, particulièrement au voisinage des grands accidents tardi-hercyniens réactivés ; ici celui de Villefranche ou ses satellites. De petits bassins s'ébauchent, collectant les produits d'érosion où peut s'installer une sédimentation lacustre ou palustre temporaire.
- Plusieurs phases de déformation et d'érosion se succèdent, notamment liées aux réajustements distensifs *oligocènes*, pour aboutir au *début du Néogène* à une plate-forme plus ou moins régulière dont les hauts plateaux de l'Est et du Nord de la feuille représentent le témoignage.
- Sur cette plate-forme vont s'établir (au cours du *Miocène* vraisemblablement) des réseaux de drainage, précurseurs des principaux cours d'eau actuels. Les étapes de leur enfoncement sont encore mal connues, mais il semble que l'on puisse situer vers le *Pléistocène moyen* le creusement de la partie la plus abrupte du canyon du Lot.

### *MORPHOLOGIE*

#### **Aplanissements**

Le trait majeur de la morphologie régionale, comme dans le Massif central en général, est constitué par la présence de grands aplanissements qui tronquent les reliefs avec une belle régularité (fig. 11, hors-texte).

Le fait est particulièrement net à l'Est de la feuille où, si l'on fait abstraction des incisions fluviales récentes l'enveloppe des reliefs constitue une surface relativement régulière faiblement inclinée vers l'Ouest et qui correspond aux plateaux du Nord du Lot, au plateau de Senergues, et au Sud, au causse Comtal et plateau de Goutrens, avec des altitudes qui s'échelonnent de 500 à 700 m. La continuité entre le Nord et le Sud peut être vérifiée plus à l'Est à la hauteur de Villecomtal, où la même surface tronque



successivement le Jurassique du causse, les assises permienes et les formations métamorphiques.

La régularité de cette surface est affectée d'un certain nombre d'anomalies, rides, gouttières qui dans certains cas suggèrent les effets d'une structuration postérieure de direction dominante E-W à WSW-ENE. C'est le cas notamment, au Nord du Lot (1/50 000 Maurs) avec le brusque décalage de la surface dans l'axe Saint-Projet-Junhac, avec le net relèvement (707 m au Kaynard) qui jalonne le bord sud, rectiligne, du plateau de Senergues et qui correspond vraisemblablement à un rejeu tardif des accidents bordiers du bassin permien, avec aussi des culminations anormales entre Escandolières et Clairvaux-d'Aveyron, le long également d'un accident majeur du détroit de Rodez. Sans justification structurale ou lithologique apparente, au Sud de la feuille, (1/50 000 Riepeyroux), le relief de Notre-Dame de Buenne (735 m) pourrait représenter un relief résiduel avec peut-être la trace d'aplanissements antérieurs ?

Vers l'Ouest, cette « haute surface » se prolonge, après une zone de raccord quelque peu indéfinie, par les plateaux de Montbazens-Les Albres, et au-delà du Lot par celui de Montredon. L'extrême régularité de la surface, et la constance des altitudes, entre 450 et 550 m sur ces plateaux occidentaux par ailleurs dépourvus, hors des contextes d'effondrement, de reliques tertiaires, suggère un réaménagement ultérieur de la haute surface principale.

En contrebas de cette haute surface, l'enveloppe des reliefs résiduels des domaines permien et carbonifères, matérialise une surface virtuelle relativement régulière qu'il est tentant de rapporter à un palier d'érosion constituant une sorte de gouttière déprimée depuis Villecomtal à l'Est (coupure Espalion) à Decazeville à l'Ouest, et Maurs-Bagnac au Nord-Ouest (coupure Maurs). Dans le domaine permien de Villecomtal à Firmi, ce palier qui culmine vers 450-470 m est très nettement emboîté dans la haute surface principale (550-600 m). Dans l'axe du bassin houiller le décalage est nettement plus modeste et deux hypothèses peuvent être envisagées : ou bien d'une gouttière d'érosion antérieure au chenal du Lot s'ouvrant vers Bagnac, ou bien, si l'on tient compte d'une médiocre conservation des altitudes par les assises détritiques de la quasi-équivalence de ce palier inférieur avec la surface Montbazens-plateau des Albres.

### **Drainage**

Les drains majeurs apparaissent conformes à la pente générale du plateau vers l'Ouest. Quelques particularités doivent être cependant soulignées.

- On constate d'une part que le tracé du Lot n'est nullement influencé par la zone basse Decazeville-Saint-Santin et poursuit son cours en gorges à travers le plateau de Montredon-Les Albres plutôt que de gagner la dépression de Bagnac.

Dans l'emprise du bassin houiller le cours des vallées principales s'orientent curieusement Est-Ouest contrairement à la structuration Nord-Sud et à l'accès le plus direct à la vallée du Lot. Ceci pourrait résulter de la surimposition d'un réseau initial Est-Ouest accordé avec le drainage général du bassin permien, et de sa capture tardive par le Lot lors du creusement du défilé de Viviez.

- De la même façon, le Dourdou, jusque-là en accord avec le contexte topographique et lithologique, infléchit brusquement son cours à Saint-Cyprien pour franchir en gorges le plateau métamorphique de Senergues en direction du Lot. Une capture par un affluent de rive gauche du Lot peut difficilement être envisagée faute de bassin versant capable de nourrir une telle érosion régressive. Il paraît plus vraisemblable d'invoquer la surimposition d'un cours préexistant dont quelques épaulements vers 550 m surplombant l'entée élargie des gorges pourraient être des souvenirs.

### **Âge des aplanissements**

On attribue au Paléogène l'essentiel de l'élaboration de la haute surface initiale déjà ébauchée dès l'émersion du domaine au cours du Mésozoïque, et qui réutilise partiellement la surface post-hercynienne exhumée. Cette élaboration se réalise antérieurement aux dernières déformations importantes de l'Oligocène. Les réaménagements de cette haute surface du type plateau de Montbazens-Les Albres et surface emboîtée du domaine permien, peuvent trouver place au cours du Néogène (Miocène, Pliocène ?). A la fin du Néogène le canyon du Lot est sans doute à peine esquissé, et c'est pour l'essentiel au Quaternaire ancien que se réalise l'encaissement de son cours.

## ***GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT***

### ***RESSOURCES EN EAU***

Les ressources des aquifères sont conditionnées par divers facteurs dont les principaux sont :

- la pluie efficace (quantité d'eau de pluie qui s'infiltré dans le sol) ;
- les conditions d'alimentation aux limites de l'aquifère (relations avec les cours d'eau et/ou d'autres aquifères) ;
- la porosité et la perméabilité, la fracturation des calcaires, la solubilité des roches carbonatées (karstification) ;
- la structure des corps sédimentaires, l'évolution géomorphologique des aires d'affleurement.

Dans le cadre de la feuille, ces facteurs déterminent deux catégories de réservoirs correspondant à des ensembles lithologiques. On distingue ainsi :

- des réservoirs à porosité d'interstices dans les altérations des formations paléozoïques, dans les niveaux détritiques des formations tertiaires et dans les alluvions récentes des vallées ;
- des réservoirs à porosité de tissures (fracturation) et de conduits (anciennes galeries minières) dans les terrains carbonifères du bassin de Decazeville ;
- des réservoirs à porosité de fissures et de chenaux karstiques dans les calcaires et dolomies du Lias inférieur (Hettangien et Sinémurien) et du Dogger (Bajocien).

Ces aquifères ont fait l'objet d'une description détaillée dans le cadre de l'évaluation des ressources hydrauliques du département de l'Aveyron (Roche, 1979).

Toutes les sources principales sont alimentées par les réservoirs à porosité de fissures et de chenaux karstiques dans lesquels l'eau transite sans aucune filtration. Bien au contraire, tout le long de son cheminement souterrain, elle collecte par les fissures des terrains calcaires toutes les nuisances liées à l'activité humaine (assainissement, décharges domestiques et industrielles, urbanisation, épandages agricoles, etc...). Cette constatation nécessite d'observer la plus grande vigilance dans l'application des réglementations visant à la conservation ou à l'amélioration de la qualité de l'eau sur les aménagements existants et projetés sur le bassin versant des sources captées pour l'alimentation en eau potable.

### **Les altérations du Paléozoïque**

Les formations métamorphiques, sédimentaires, éruptives et granitoïdes du Paléozoïque sont imperméables dans leur masse. Seules leurs franges d'altération superficielle peuvent présenter une certaine perméabilité et constituer un réservoir aquifère.

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

- les arènes de roches grenues (granites, migmatites, granodiorites, gneiss et orthogneiss), de roches conglomératiques et gréseuses (Carbonifère) et leurs colluvions, parfois associées à des éboulis ;
- les limons d'altération des roches schisteuses et basiques.

Au point de vue des possibilités aquifères, seules les arènes issues des roches grenues sont aptes à former de petits réservoirs. Les écoulements souterrains de ces aquifères qui s'effectuent suivant les pentes donnent généralement de nombreuses petites sources (débit < 1 l/s) ; localement, lorsque les pentes deviennent plus importantes, des accumulations d'ébou-

lis et d'arènes colluvionnées peuvent donner des sources plus importantes. Les fractures qui affectent le substratum, associées ou non aux filons de quartz notamment, peuvent également jouer le rôle de drains préférentiels.

Exceptionnellement des circulations d'eau peuvent se produire à la faveur de la fracturation. Cette ressource peut alors être exploitée par forage ou galerie.

### **Le Carbonifère du bassin de Decazeville**

Les terrains du Stéphaniens schisto-gréseux et conglomératiques du bassin de Decazeville, sont quasiment imperméables. Mais les vides créés par l'exploitation du charbon, anciennes galeries parfois partiellement comblées et la fracturation induite constituent un réservoir aquifère. Ce réservoir, drainé par plusieurs sources dans les ravins environnants, donne une eau trop minéralisée, impropre à la consommation humaine.

### **Les eaux minérales de Cransac**

Les eaux de Cransac sont utilisées à des fins thérapeutiques, principalement pour la rhumatologie. Ces eaux sont chargées de dérivés soufrés azotés, d'alun, de fer, de cobalt, de manganèse et de silicium. Issues des formations stéphaniennes fracturées, elles sont mentionnées par les moines de Conques dès l'an 901.

### **Les systèmes karstiques jurassiques**

Rappelons qu'on désigne par système karstique, l'organisation tridimensionnelle des écoulements de l'eau souterraine, depuis son entrée dans le massif karstique jusqu'à sa sortie aux émergences, en passant par la zone d'infiltration et la zone noyée. Ces systèmes ont un bassin versant délimité par traçages, bilan d'eau et considérations géologiques et morphologiques.

Sur la feuille Decazeville, trois ensembles localisés sur la marge sud et sur la marge est de la carte, présentent des réservoirs aquifères karstiques :

- le Lias inférieur qui affleure aux environs de Lunel, de Marcillac-Vallon et de Montbazens appartient à la « série aquifère inférieure » des Causses séparés par les marnes du Lias moyen et supérieur de la « série aquifère supérieur ». Des circulations karstiques se développent dans les dolomies et les calcaires de l'Hettangien et du Sinémurien. Quelques petites sources (débit inférieur à 3 l/s) sont issues de ce réservoir, elles produisent des eaux de qualité médiocre, assez minéralisées et polluées par l'activité agricole ;
- le Dogger (Bajocien), formant la « série aquifère supérieure », affleure seulement au Sud-Est de Marcillac-Valon. La grotte de la Bouche de Roland (x = 613,54 ; y = 241,50 ; z = 450 m) possède un réseau de galeries

recoupant une circulation d'eau pérenne. Au pied de la grotte une série de sources superposées restituent l'eau de ce réservoir. La qualité de cette eau est équivalente à celles issues du réservoir inférieur.

### **Aquifère des formations tertiaires**

Les formations continentales tertiaires sont représentées seulement par des affleurements peu étendus dans l'angle nord-ouest de la carte, aux environs de Montmirat. Les faciès basaux (argiles à graviers) souvent à matrice argileuse à l'affleurement, peuvent renfermer en leur sein, à différentes profondeurs, des niveaux détritiques plus sableux formant de petits réservoirs aquifères. La base des calcaires lacustres de la formation Montmurat-Saint-Santin, associée parfois à des lentilles sableuses ou gréseuses sous-jacentes, forme un réservoir perché sur les argiles à graviers. Ce réservoir ne représente qu'une faible ressource aquifère.

### **Aquifère des alluvions des vallées**

La vallée du Lot, traverse l'angle nord-ouest de la feuille de Bouillac à Saint-Parthem ; elle possède des dépôts alluviaux subactuels et récents (Fz, Fy) qui constituent un aquifère localement subordonné à la rivière, pouvant être capté par des puits. Les puits issus de cet aquifère ont une productivité de l'ordre de quelques m<sup>3</sup>/h. Dans les autres vallées creusées dans les formations permienne (vallée du Dourdou aux environs de Saint-Cyprien-sur-Dourdou), les alluvions de composition argilo-limoneuse constituent un réservoir médiocre.

Sur l'ensemble de la feuille, dans certaines vallées, quelques accumulations locales de cailloutis forment des aquifères exploitables pour des besoins locaux. Dans ce cas, des puits ou des excavations qui ajoutent une réserve d'eau à la productivité de l'ouvrage permettent des débits d'exploitation suffisants pour l'irrigation des cultures.

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

### **Charbon**

#### **Historique de l'exploitation du charbon**

Les premiers textes connus faisant état d'exploitation de « charbon de terre » apparaissent au XIV<sup>e</sup> siècle. C'est surtout dans les « terriers » du XV<sup>e</sup> et XVI<sup>e</sup> siècle que l'on retrouve la trace de ces « charbonnières », petites mines à flancs de coteaux, exploitées par des paysans. Cette exploitation sans méthode, depuis des temps immémoriaux provoqua l'inflammation sponta-

née du charbon. Cet incendie, qui n'a du reste jamais cessé, était désigné au XIII<sup>e</sup> siècle par « la montagne qui brûle » (Mazars, 1983).

Plusieurs tentatives d'attribution de concessions faites en 1689, 1763 dans la région d'Aubin donnèrent lieu à une violente réaction de la part de la population et le pouvoir royal recula à chaque fois. En 1764, 40 charbonnières étaient en activité à Aubin.

Les concessions de Lagrange, Lassale et Miramont sont instituées en 1804, puis en 1818 celle de Riais. En 1825, le duc Decazes les rachète. 1826 voit la création par Decazes de la « Société des Houillères et Fonderies de l'Aveyron ». Cette entreprise est facilitée par la présence dans une même région de mines de fer et de charbon. Dans la nuit du 24 au 25 décembre 1828 a lieu la première coulée du haut fourneau n° 1 de Firmi. Mais le site est trop exigü pour permettre un développement industriel et c'est dans la vallée du Riou Mort, dans le domaine de Lassale, qu'est choisi le nouvel emplacement. En décembre 1831, usine et ville forment un ensemble de 2 000 h qui prendra le nom de Decazeville le 11 novembre 1831.

En 1846 est créée à Aubin la « Société Riau Frères » qui exploite le site du Gau qui passera en 1882 aux « Acieries de France ». En 1862 est créée la Compagnie des Mines de Cransac. La Compagnie de Decazeville est reprise en 1865 par la Société Nouvelle des Houillères et Fonderies de l'Aveyron qui est en association avec Schneider (le Creusot). Cette société sera absorbée à son tour par la Société Commentry-Fourchambault qui prendra le nom de « Société Commentry-Fourchambault-Decazeville » (CFD). La production d'acier redémarre et la production de houille se développe. En 1908, CFD absorbe la Société de Mines de Campagnac. La Société des Acieries de France qui exploitait les Mines d'Aubin-Cransac passe la main en 1929 à la Compagnie des Forges de Châtillon-Commentry et Neuve-Maison.

Les exploitations sont réquisitionnées en octobre 1944. Les Houillères d'Aubin et de Decazeville sont nationalisées le 1<sup>er</sup> juillet 1946 et forment le Groupe Aveyron des Houillères d'Aquitaine. Les Houillères d'Aquitaine se séparent des usines métallurgiques et chimiques avec lesquelles elles avaient vécu en totale symbiose depuis l'origine (Mazars, 1983).

Le Groupe Aveyron garde toute l'activité charbon avec les mines d'Aubin, Cransac, Decazeville (fond) et la mine à ciel ouvert de Decazeville. En 1946, l'effectif du groupe est de 5 045 personnes. La méthode d'exploitation était celle des tranches remblayées pour les couches épaisses et du foudroyage pour les veines minces.

En 1959 un plan d'adaptation des charbonnages prévoit l'arrêt des mines profondes fortement déficitaires. Seule l'exploitation à ciel ouvert sera

pérennisée. En 1961, les mines de la vallée d'Aubin-Cransac ferment et le 31 janvier 1966 voit l'arrêt de toute l'exploitation par le fond.

La production de houille du bassin de Decazeville peut être estimée entre 12 et 15 Mt entre l'origine et 1858. De 1858 à 1965 à 88,5 Mt et de 1966 à juin 2001, date d'arrêt de l'exploitation des mines à ciel ouvert à 9,250 Mt (HBCM).

L'exploitation des mines à ciel ouvert débuta en 1832 à Firmi et se termina en juin 2001 par la découverte de la Bouissonie. Une trentaine de sites furent ainsi exploités. Le record de longévité revient à la découverte de Lassale, commencée en 1892 et achevée en 2000.

Le tableau 3 donne la liste des principaux puits du bassin de Decazeville.

### Qualité des charbons du bassin de Decazeville

Les houilles des trois assises exploitées présentent les caractéristiques suivantes pour une teneur en cendres de 9 à 12 % (tabl. 4 ; Vetter, 1968).

Commune	Puits	Date de début	X	Y	Z	Profondeur
Saint-Aubin	Latapie N°1		590,900	259,510	248,24	65,00
Decazeville	Fareyrès N°2	1875	593,500	252,300	240,13	93,20
Decazeville	Poniatowski		594,870	251,145	217,80	204,00
Decazeville	St-Michel N°2		594,680	251,200	228,00	200,00
Decazeville	Central	1902	594,030	250,350	227,27	151,07
Decazeville	Ouest de Bourran	1897 ?	594,070	250,070	248,55	389,19
Aubin	Sérans	1922	593,090	249,730	272,54	120,15
Aubin	Banel N°2	1919	594,580	248,950	264,06	376,78
Aubin	Éclair	1899	593,960	248,660	277,80	465,40
Aubin	Soulière		592,740	247,370	264,00	116,00
Aubin	Planquette	1917	592,660	249,350	235,00	180,00
Cransac	Campagnac N°8	1899	594,960	247,520	284,50	356,56
Cransac	Passelaygues N°4		595,870	247,430	291,12	160,00
Cransac	Decazes N°6		594,740	246,950	305,97	412,22
Cransac	Ste-Barbe N°3		595,030	246,960	305,57	314,50
Cransac	Campagnac N°7	1892	594,950	246,400	325,23	344,12
Cransac	Rulhe N°1	1901	595,150	246,275	315,15	326,81
Firmi	Mazel	1862	598,090	247,380	381,87	126,00
Auzits	Ste-Geneviève		595,800	244,770	325,50	176,15
Auzits	Auzits		596,850	245,800	334,70	150,15

**Tabl. 3 - Principaux puits du bassin de Decazeville.**

	Matières volatiles (MV)	Soufre total	Indice de gonflement
Assise de Bourran	33 à 39 %	1 à 2,6 %	5 ½ à 8
Assise de Campagnac (Saint-Michel)	34 à 38 %	0,8 à 2,8 %	3 à 6 ½
Assise de Campagnac (Cransac)	30 à 35 %	1,5 à 3,5 %	8 à 9
Assise du Banel	29 à 33 %	0,7 à 1 %	7 ¼ à 9

**Tabl. 4 - Caractéristiques des charbons du bassin de Decazeville.**

Alt. on  m	Coordonnées Lambert 3		Départ.	Nom du gisement	Substances	Morphologie	Minéraux caractéristiques	Roches encaissantes		Données économiques		Numérotation  BSS	
	X	Y						Âge	Nature	Taille et tonnage extrait*	Teneur tout venant		
340	594,3	248,1	12	Aubin	Fe	lentille stratiforme	sidérite, hématite	Stéphanien	schistes	0		859-6-4002	
450	589,8	244,2	12	Bestex	Ba	lentille stratiforme		Lias	calcaires	1	20 000 t SO <sub>4</sub> Ba	859-5-4002	
290	606,7	243,3	12	Le Bousquet	Cu	lentille stratiforme	cuprite, digénite, malachite	Saxonien	psammites	0		859-7-4001	
320	596,2	250,8	12	La Buscalie	Ni	lentille stratiforme	fuchsite, millérite		dolomies	0		859-2-4001	
450	596,8	253,7	12	La Cau	asb	amas	actinote, trémolite, talc, vermiculite		serpentinites	0		859-2-4002	
440	607,9	255,3	12	Conques	Ba, Pb	filon	barytine, quartz, galène, fluorine		cornéennes	0		859-4-4003	
200	593,9	249,9	12	Decazeville	cha	couche	houille	Stéphanien	schistes et grès	1		859-6-4001	
610	608,8	250,9	12	Les Fargues	Fe	lentille stratiforme	hématite, limonite	Lias	conglomérats, grès	0		859-4-4004	
440	608,6	250,4	12	Grandval	Pb, Zn, Ag	filon	galène, blende, barytine, fluorine		cornéennes	0		859-4-4005	
620	611,0	249,5	12	Le Kaymar	F, Fe, Pb	filon	fluorine, hématite, quartz, sidérite, pyrite, galène, blende, chalcopryrite, cuivre natif, cuprite		micaschistes	1	70 000 t F <sub>2</sub> Ca	859-8-4001	
450	589,2	243,4	12	Montpestels	Ba, F	filon	barytine, fluorine, pyrite, quartz		granite	1		859-5-4003	
440	589,4	242,9	12	Narbonne	Ba	filon	barytine, quartz, marcasite		granite	1		859-5-4004	
500	607,9	255,8	12	Roussy	Ba, F	filon	barytine, fluorine, galène		cornéennes	0		859-4-4002	
400	612,2	256,2	12	Sénergues	U	filon	autunite, chalcocite		granite	0	1,5 t U	0,26 % U	859-4-4001
480	613,5	241,5	12	Solsac	Fe	lentille stratiforme	fer oolitique	Bajocien Toarcien	calcaires, marnes	0		859-8-4002	
500	589,2	240,2	12	Le Tayrat	Ba	lentille stratiforme	barytine, fluorine, mispickel, pyrite	Lias	calcaires	0		859-5-4005	
360	590,5	246,0	12	Valzergues	F, Ba	filon	fluorine, barytine, quartz, pyrite, mispickel, chalcopryrite, blende, galène, malachite, sidérite		granite	0	6 000 t F <sub>2</sub> Ca	859-5-4001	
				<i>Le Gusa</i>	<i>idem Aubin</i>								
				<i>Les Anglais</i>	<i>idem Kaymar</i>								

\* au 01.01.1977

Tabl. 5 - Gîtes minéraux majeurs de la feuille Decazeville.



Les charbons de l'assise de Campagnac se répartissent en deux groupes nettement différents qui correspondent à deux secteurs géographiquement délimités : Saint-Michel à l'Est et Nord-Est de Decazeville et Cransac au Sud. L'index des matières volatiles (MV) tend à croître lorsqu'on s'élève dans la série stratigraphique. Ainsi, les couches du Banel, exploitées en profondeur, ont un indice de MV plus faible que les charbons de Bourran exploités en surface. Cependant, dans les travaux d'exploitation réalisés entre -200 et +30 m, l'indice des MV du charbon de Banel n'a pas varié. Par contre, il s'est légèrement relevé (33 à 35 %) dans les couches recoupées par sondages près de la surface. Tous les charbons appartiennent au groupe des houilles grasses dont l'indice de MV varie entre 29 et 39 % pour une teneur en cendres de 9 à 12 %.

### **Matières réfractaires**

Des vermiculites en grandes lamelles ont été rencontrées en plusieurs points, dans le secteur de la klippe de la Bessennois, au contact entre les gneiss et les serpentines. Ces minéraux phylliteux, dotés d'une aptitude exceptionnelle au gonflement, sont utilisés dans l'industrie comme isolants et réfractaires de faible densité. Les tests effectués ont montré que certaines de ces vermiculites étaient d'excellente qualité commerciale, toutefois rien ne permet pour l'instant de conclure quant à l'existence d'un gisement exploitable.

### *GÎTES ET INDICES MINÉRAUX\**

On dénombre sur l'étendue de la feuille (cf. tabl. 5) une vingtaine de gîtes minéraux, principalement de barytine et fluorine, qui appartiennent au district minier du Rouergue occidental (Pierrot et *al.*, 1977). Au plan économique, aucun ne possède par son tonnage une importance nationale (Lhégu, 1978) mais en revanche au plan scientifique on y distingue deux anciennes mines de grande renommée minéralogique, le Kaymar et Valzergues, situées de part et d'autre du Sillon houiller.

#### **Le Kaymar**

Le champ filonien du Kaymar est situé dans un petit district minéralisé orienté E-W qui s'allonge sur 4 km de long entre Grandval à l'Ouest et Majourac à l'Est (fig. 12), dans les micaschistes, à la limite du massif granitique d'Entraygues et en bordure du bassin permien de Rodez. La minéralisation (fer et fluorine) se répartit dans deux structures principales, le filon du Kaymar *sensu stricto* (comprenant le filon principal dit « des Anglais » et le filon secondaire) et le stockwerk de la Boule, toutes deux

\* Par J. Féraud

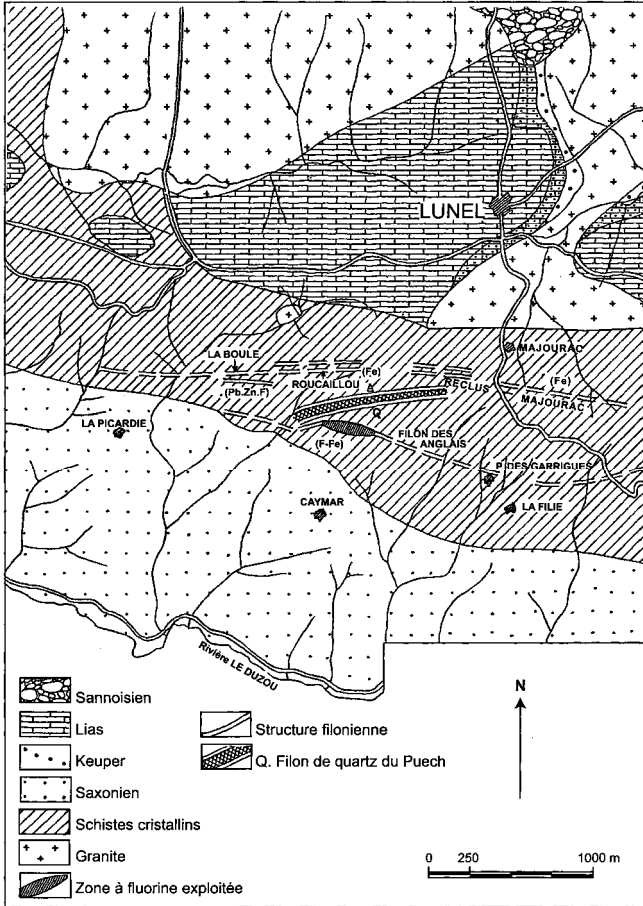


Fig. 12 - Le Kaymar : carte d'ensemble (in Bouquet, 1977)

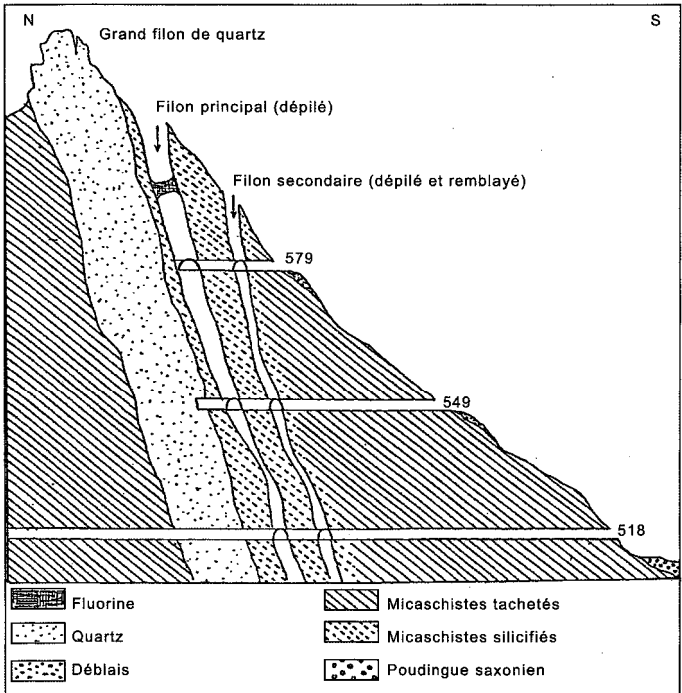


Fig. 13 - Le Kaymar : le grand filon (in Drean, 1963). Coupe N-S perpendiculaire à l'allongement des filons

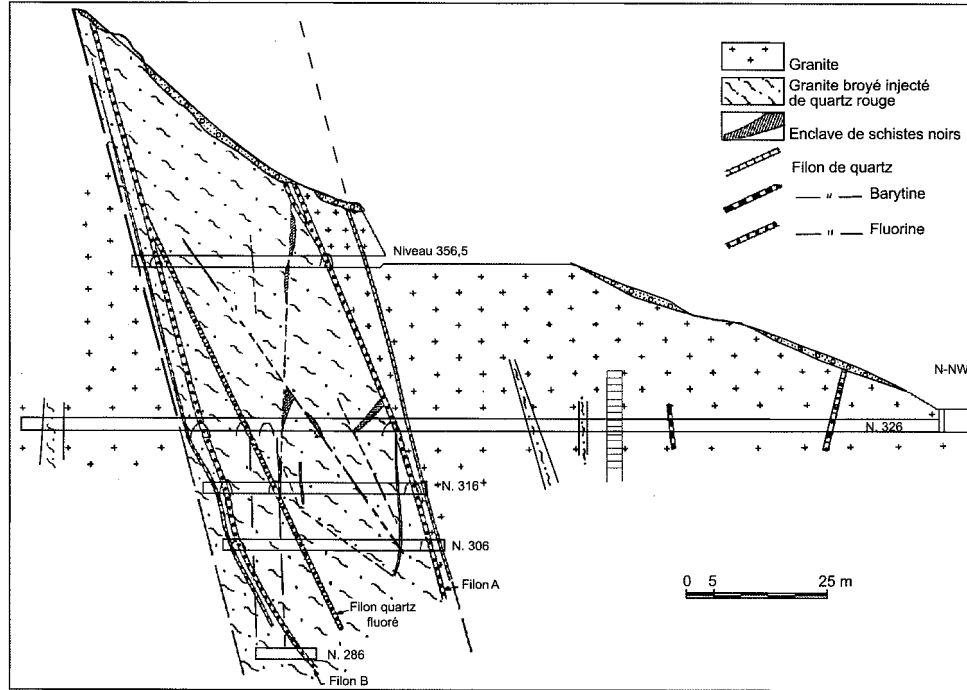


Fig. 14 - Valvergues : coupe verticale (in rapport BRGM, 1965)

orientées E-W et plongeant de 70 à 80° vers le Sud (fig. 13). Le filon des Anglais (connu en surface sur 500 m de long) se greffe à l'Ouest sur un gros filon de quartz, le filon de Puech, formant saillie dans la topographie et qui culmine au pic du Kaymar (709 m). Le stockwerk de la Boule-Rocaillou se greffe également sur une grande structure filonienne, la structure de Majourac-Reclus-Fontanié qui se prolonge vers l'Ouest par le champ filonien de Grandval. La puissance maximale est de 6 m aux Anglais. La minéralisation comprend principalement fluorine, quartz, hématite, sidérite, blende, galène avec des traces de chalcopyrite, cuivre natif et (dans la structure de Reclus-Majourac) de la barytine.

Le Kaymar et la plupart des autres filons ont été reconnus par d'importants travaux, d'abord en surface puis en souterrain (Bouquet, 1980 et rapports antérieurs BRGM inédits). Les recherches archéologiques récentes et les prospections géochimiques du BRGM sur les anciennes mines de la Boule et Grandval ont permis (Abraham, 2000) d'y confirmer l'existence de travaux miniers importants pour le plomb argentifère et le fer dès l'antiquité (entre le milieu du 1<sup>er</sup> siècle avant J.C. et le milieu du 1<sup>er</sup> siècle de notre ère) et à la période médiévale. À l'époque moderne, la concession du Kaymar a été instituée en 1828 en faveur du Duc de Caze. Différentes sociétés se sont succédé pour l'exploitation du fer (de 1825 à 1865 la Société de l'Aveyron, de 1865 à 1909 la Compagnie Nouvelle des Fonderies et Houillères de l'Aveyron, puis en 1917 la Société Anonyme de Commentry, Fourchambault et Decazeville) jusqu'à la renonciation de la concession en 1932. L'exploitation s'est alors reportée sur la fluorine (avec successivement la Société Bergibier Frères, Pechiney, puis M. Campanac, la Société du Kaymar et enfin Solumex) jusqu'en 1962. De 1967 à 1969, une série de travaux de recherche par sondages sur le Kaymar s. s. a été faite par Penarroya, puis par le Comptoir Français des Pyrites et enfin par la Sté Cofimine. De 1971 à 1974 une campagne de géochimie et de sondages a été faite sur l'ensemble du district par la Cie Royale Asturienne des Mines, en association avec le BRGM. En 1975, la Sté Minière du Rouergue a prolongé le puits du Manège, au Kaymar, jusqu'au niveau 518 et dépilé un peu de fluorine, mais cette tentative de reprise est restée sans lendemain. Au total, les filons du Kaymar s.s. exploités en souterrain sur plusieurs niveaux ont produit 60 000 t d'hématite un peu manganésifère, 65 000 t de fluorine de qualité métallurgique et un peu de plomb. Les autres filons (Rocaillou, Fontanié-Reclus et Majourac) ont produit au total 105 000 t d'hématite. La production de plomb de Grandval est très faible.

## **Valzergues**

Valzergues est une ancienne mine au tonnage plus modeste mais au nom chargé de prestige (Guillou-Gotkovsky, 1999) en raison de ses magnifiques cristaux de fluorine jaune, et de la thèse de doctorat de minéralogie de Georges Calas qui fit date en 1971 en y identifiant les processus de la colo-

ration si variée de ce minéral, liés à la présence de certains ions aux nœuds du réseau cristallin. Le gisement est encaissé dans le granite d'Aubin et les micaschistes de Viviez en bordure du bassin houiller de Decazeville. Il se compose d'un groupe de trois filons parallèles orientés E-W (les filons A, quartz fluoré et B ; fig. 14) et d'un filon isolé (le filon Jaune) orienté NW-SE et distant de 400 m du groupe précédent. Tous plongent vers le Nord à 70°. Leur puissance moyenne est de 1,4 à 1 m. La minéralisation comprend principalement quartz, fluorine, barytine, sidérite avec des traces de chalcopryrite, galène et blende.

La découverte du gîte en 1926 est due au célèbre prospecteur clermontois Victor Lassale qui exploitait alors le filon de fluorine de Crôt-Blanc à Grury (Saône-et-Loire) et qui a lancé l'exploitation du spath fluor en France. Après les travaux de la Société des Mines de Valzergues qui cessèrent en 1928, les travaux furent l'objet de reprises successives (Société d'Entreprises, Carrières et Mines de l'Estérel, la Gagnères, Société des Caspanelles, Compagnie Française des Mines de Dèze, Société Meudonnaise de Bâtiment puis SARL André Castaingts, et enfin Entreprise Yves Delmas et la SOGEREM) jusqu'à leur arrêt définitif en 1974. Au total le gisement exploité en souterrain sur plusieurs niveaux a produit un peu moins de 10 000 t de spath métallurgique.

### **Autres gisements notables de barytine**

- Le gisement de barytine de Montpestels (commune de Montbazens) est encaissé dans le granite porphyroïde de Peyrusse, dans la partie nord du horst de Villefranche-de-Rouergue, dans le prolongement occidental du détroit de Rodez. L'exploitation (par M. Castaing puis la Société des Produits Barytiques de l'Hérault et enfin la Société des Couleurs Zinciques) a porté surtout sur un filon principal dirigé N120°E avec un pendage de 70°N, connu sur 700 m d'allongement en surface et 130 m en profondeur, avec une puissance moyenne de 1,5 m. L'extraction, souterraine, a livré au total de 1950 à 1984 environ 200 à 300 000 t de barytine. Deux autres filons parallèles ont été exploités plus au Sud : le filon de Narbonne (appelé aussi la Couvelie ou la Roselle) et le filon de la Régaldie ou de Figeagols. A la barytine y est associée un peu de fluorine. Il existe aussi, à proximité, une minéralisation stratiforme de barytine encaissée dans de petits lambeaux de calcaires hettangiens.
- Le gisement de barytine de Bestex situé un kilomètre au Nord-Est de Montpestels appartient à ce type stratiforme. La barytine s'y présente en couches de 0,1 à 0,8 m de puissance intercalées dans les calcaires hettangiens, ainsi qu'en filons dans le granite de Viviez, dirigés WNW-ESE et ayant une puissance de 1 à 1,4 m. L'extraction (par la Société des Produits Barytiques de l'Hérault) a produit jusqu'en 1960 entre 15 et 40 000 t.

Au plan génétique et gîtologique, les études géochimiques (étude des inclusions fluides et des lanthanides dans la fluorine et analyse des isotopes du soufre et de l'oxygène dans la barytine) de D. Albert et V. Smejkal (1984) et M. Jébrak (1985) ont montré que l'âge de ces filons est vraisemblablement jurassique. Leur origine résulte de la rencontre de solutions superficielles marines, riches en ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  avec des solutions continentales profondes (hydrothermales) et superficielles, enrichies en baryum et fluor.

### **Gisement d'uranium**

À la terminaison sud-ouest du massif granitique de la Margeride, le petit gisement uranifère de Sénergues fait partie du district d'Entraygues-sur-Truyère où des minéraux d'uranium sont connus depuis le XIX<sup>e</sup> siècle : ce district se développe plus à l'Est avec les anciennes mines de Falgières, Margabal et Prévinières et il a produit au total 17 t d'U métal. A Sénergues, il s'agit (Cariou, 1964) d'une minéralisation intragranitique très superficielle liée à une formation bréchiq ue subverticale de direction NW-SE de 80 m d'allongement reconnue sur 30 m de profondeur, avec quartz blanc, parfois enfumé, et imprégnation d'autunite et de torbernite, localement riche, sur des puissances variant de 0,30 à 1,50 m. L'exploitation de ce chantier par la SEREMIC de 1959 à 1960 a fourni environ 1,5 t d'U métal dans un minerai à teneur moyenne de 0,26 % U.

## ***DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE***

### ***VISITES, ITINÉRAIRES***

#### **Panorama de la Découverte**

Dans Decazeville prendre la route qui mène à Aubin. Au sommet, sur la gauche, un panneau signale le chemin de la Découverte. Une plate-forme aménagée offre un panorama complet de la Découverte et de l'usine métallurgique.

#### ***Visites***

- Le Musée Régional de Géologie à Decazeville situé près de l'entrée des Houillères, retrace la vie du bassin houiller, et son contexte géologique.
- Le musée de la Mine à Cransac présente une illustration des techniques et des matériels utilisés.

DOCUMENTATION ET COLLECTIONS CONSULTABLES

**Coupes résumées de forages**

De nombreux forages ont été réalisés sur le territoire de la feuille notamment pour la recherche du charbon. Ils ne peuvent pas être tous cités ici.

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Midi-Pyrénées, 12, rue Michel Labrousse, B.P. 1342, 31106 Toulouse cedex 1, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

*BIBLIOGRAPHIE*

- ABRAHAM P. (2000) - Les mines d'argent antiques et médiévales du district minier de Kaymar (Nord-Ouest de l'Aveyron). In : Domergue C. et Leroy M. éd., Mines et métallurgie en Gaule, recherches récentes. *Gallia*, 57, p. 123-127 et p. 150-158, éd., CNRS, Paris 2001.
- ALBERT D., SMEJKAL V. (1984) - Modèle de dépôt des filons à barytine et fluorine jaune du Rouergue occidental (région de Rignac-Montbazens, Aveyron). Thèse doct. Spéc. Mat. prem. minérales et énergétiques, Géochimie, univ. Orléans.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- BELLENGUEZ G. (1987) - Etude minéralogique et géochimique d'une bauxite latéritique du Stéphanien du bassin houiller de Decazeville (Aveyron). Thèse univ. Toulouse, 273 p.
- BOESSE J.M. (1980) - Lithologie, structure et métamorphisme de la Châtaigneraie septentrionale (Cantal), Massif central français. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paris XI, 129 p.
- BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., DONNOT M. (1989) - The nappes of la Châtaigneraie, southwest Massif central, France. *Tectonophysics*, 157, p. 69-79.
- BOGDANOFF S., BRIAND B. (1990) - The nappes of the Châtaigneraie-Lot series. International PIGC 233 congress, Göttingen.
- BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., PLOQUIN A., RAMBOZ C, LE CHAPELAIN J.R., MIGNON R. (1987) - Recherche du tungstène dans le district de la Châtaigneraie (Cantal, Aveyron - Massif central français). *Chronique de la Recherche Minière*, 487, p. 11-30.



- BONIJOLYD., CASTAINGC. (1984) - Fracturation et genèse des bassins stéphanien du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord, Fr.*, CIII, p. 187-199.
- BOULE M. (1900) - Géologie des environs d'Aurillac. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 76, XL
- BOURGES P. (1986) - Sédimentation alluviale et tectonique extensive dans le Permien du Déroit de Rodez (Aveyron, France). Thèse d'université, Toulouse 111, 186 p.
- BOUQUET C. (1980) - Prospection géochimique sur le champ filonien du Kaymar-Grandval. Rapport BRGM 80 RDM 023 FE (confidentiel).
- BRIAND B. (1978) - Métamorphisme inverse et chevauchement de type « himalayen », dans la série de la vallée du Lot (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 286, p. 729-731.
- BRUGUIER O., BECQ-GIRAUDON J.F., BOSCH D., LANCELOT J.R. (1998) - Late Visean hidden basins in the internal zones of the Variscan belt: U-Pb zircon evidence from the French Massif Central. *Geology*, 26, 7, p. 627-630.
- BURG J.P. (1977) - Tectonique et microtectonique des séries crystallophyl-liennes du Haut-Ailier et de la vallée de la Truyère. Contribution de la microscopie électronique à transmission à l'étude de la déformation des minéraux dans les zones profondes. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Montpellier, 80 p.
- BURG J.R., MATTE P. (1977) - La klippe de la Bessenois (Decazeville, Aveyron). Un nouvel argument en faveur de l'existence d'un chevauchement majeur vers le Sud dans le Massif central. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 325-329.
- BURG J.R., ALABOUVETTE B., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LEYRELOUP A.F., MENNESSIER G, ROMMEY F., avec la collaboration de BOURGES P., SIMON-COINÇONR., RODRIGUEZS. (1992) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Rieupeyroux (883) - Orléans : BRGM. Notice explicative par BURG J.R, ALABOUVETTE B., ASTRUC J.G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LEYRELOUP A.F., VAUTRELLE C. (1992), 69 p.
- BURG J.P., VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.P. (1994) - Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of western Europe: Modes and structural consequences. *Géologie de la France*, 3, p. 33-51.
- CARIOU L. (1964) - Gîtes uranifères des régions médianes et sud du Massif central français. La région occidentale du massif de la Margeride ou massif d'Entraygues. *In* : Roubault M. éd., les minerais uranifères français, t. 3, vol. 1, p. 89-90, Presses Univ. Fr. (Paris) et Institut nat. sci. et techn. nucl. (Saclay).

- CARON C. (1994) - Les minéralisations Pb-Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. Traçage isotopique Pb-Pb des gîtes de PIGlesiente (Sud-Ouest Sardaigne) et des Cévennes et évolution du socle encaissant par la géochronologie U-Pb,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  et K-Ar. Thèse de l'université de Montpellier II, 226 p.
- CHEZE Y. (1975) - Etude géologique de la Châtaigneraie au Nord d'Entraygues (Aveyron). Pétrographie, structure et minéralogie. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Clermont-Ferrand, 158 p.
- CLOOS H. (1946) - Lineation, a critical review and annotated bibliography. *Geol. Soc. Amer. mem.*, 18.
- COBBOLD P., GAPAIS D., MEANS W.D., TREAGUS S.H. (1987) - Shear criteria in rocks. *J. Struct. Geol.*, vol. Spec 9.
- COLLOMB P. (1970) - Etude géologique du Rouergue cristallin. Mém. Serv. Carte géol., 419 p.
- COQUAND H. (1855) - Description géologique des terrains permien du département de l'Aveyron et de celui des environs de Lodève. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, XII, p. 128.
- COUTURIE J.P. (1977) - Le massif granitique de la Margeride (Massif central français). Thèse d'État, univ. Clermont-Ferrand, 319 p.
- COUTURIE J.P., CAEN-VACHETTE M., VIALETTE Y. (1979) - Âge Namurien d'un laccolite différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif central Français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 289, p. 63-87.
- COUTURIER M. (1996) - Rétroréformations hydratées des péridotites : exemple du Massif de la Bessenois (Massif central français). Thèse de l'université de Toulouse III, 312 p.
- CUBAYNES R. (1986) - Le Lias du Quercy méridional : études lithologique, biostratigraphique, paléogéographique et sédimentologique. Thèse doct. UPS, 488 p., 211 fig., Atlas : 36 pl., *Strata*, série 2, mémoires vol. 6.
- DELFOUR J., FEYBESSE J.L., HOTTIN A.M., BONJOLY D. (1983) - Études pétrographiques et structurales du secteur de Grand-Vabre (Aveyron et Cantal). Rapport BRGM 83 SGN 811 GEO, 35 p.
- DEMAI A. (1948) - Tectonique anté-stéphanienne du Massif central. Mém. Expl. Carte géol. Fr., 37, 259 p.
- DURAND J. (1938-1939) - Révision de la feuille de Rodez au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXXVI, (187), p. 163-177.
- FAURE M. (1995) - Late carboniferous extension in the Variscan French Massif central. *Tectonics*, 14, p. 132-153.
- FAURE M., CHARONNAT X., CHAUVET A. (1999) - Schéma structural et évolution tectonique du domaine para-autochtone cévenol de la chaîne hercynienne (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 328, p. 401-407.

- FAURE M., PIN C., MAILHE D. (1979) - Les roches mylonitiques associées au charriage du groupe leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot dans la région de Marvejols (Lozère, Massif central français). *C.R. Acad. Sel.*, Paris, 288, p. 1267-1270.
- FEIX I. (1988) - Etude géologique dans le Sud-Millevaches ; lithologie, géochimie, métamorphisme et structure des séries métamorphiques situées au Sud de la vallée de la Dordogne. Place dans le Massif central français occidental. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Orléans, 535 p.
- FEYBESSE J.L. (1981) - Tectonique et microtectonique de la région de Laroquebrou (Cantal, Massif central français). Rôle de la déformation ductile et évolution du Sillon houiller. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Clermont-Ferrand, 227 p.
- FLOC'H J.P. (1983) - La série métamorphique du Limousin central. Thèse d'Etat, univ. Limoges, 445 p.
- FUCHS Y. (1969) - Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du Déroit de Rodez. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Nancy, 245 p.
- GELARD J.R., CASTAING C., BONJOLY D., GROLIER J. (1986) - Structure et dynamique de quelques bassins houillers limniques du Massif central. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 149, p. 57-72.
- GROLIER J., GUILLOT P.L., LACOUR A., SANTALLIER D., PFEIFFER M.T., TALBERT J.C., RAYNAL J.P., FEYS R. (1979) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Tulle (761), BRGM, Orléans, 40 p.
- GUERANGE-LOZES J., ALSAC C. (1986) - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *Géologie de la France*, 3, p. 309-337.
- GUILLOT P.L. (1981) - La série métamorphique du Bas-Limousin : de la vallée de l'Isle à la vallée de la Vézère, le socle en bordure du Bassin aquitain. Thèse d'Etat, univ. Orléans, 391 p.
- GUILLOT P.L., LACOUR A., MONNIER G., ROUBICHOU P., DAUDON P., BADIA P., FUCHS Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A., ASTRUC J.G. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Lacapelle-Marival (834) - Orléans: BRGM. Notice explicative par GUILLOT P.L., LEFAVRAIS-RAYMOND A., ASTRUC J.G., BONJOLY D. (1989), 67 p.
- JEBRAK M. (1985) - Contribution à l'histoire naturelle des filons F-Ba du domaine varisque français et marocain : essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement. Document BRGM n° 99, 510 p.
- LAFON J.M. (1986) - Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif central français : Le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse de l'univ. de Montpellier, 152 p.

- LAFON J.M., RESPAUT J.R (1988) — Géochronologie U-Pb et leucogranites varisques : cas des massifs de Grandrieu (Lozère) et de la Porcherie (Limousin), Massif central français. *Bulletin de Minéralogie*, 111, p. 225-237.
- LAPADU-HARGUES P. (1947) - Les massifs de la Margeride et du Mont Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, 46, 222, p. 379-532.
- LEDRU P., CALVEZ J.Y. (1988) - Implications géodynamiques de la datation du complexe leptyno-amphibolique de Vergonzac-Tulle (Limousin) par la méthode d'évaporation des mono-zircons ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ). Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM. Rapport Interne du BRGM n° RS2429, p. 97-98.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOCH J.R, LEROUGE G, MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989)- Où sont les nappes dans le Massif central français. *Bull. Soc. géol.Fr.*, V, p. 605-618.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A., FEYS R., TALBERT J.C., GUYONNAUD G, VOGT J., RAYNAL J.R (1976) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Brive-la-Gaillarde (785). BRGM, Orléans, 35 p.
- LETOURNEUR J. (1953) - Le grand Sillon houiller du plateau central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 238 p.
- LHEGU J. (1978) - Les ressources de la France en fluorine. Collection « Les gisements miniers français », Comité de l'Inventaire des Ressources minières métropolitaines. Rapport BRGM.
- LHEGU J. (1978) - Les gisements de fluorine (situation en 1978). Collection Ressources minières françaises, t. 3. Comité de l'Inventaire des Ressources Minières métropolitaines. Rapport BRGM R 33977, 209 p.
- MATTAUER M. (1975) - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, p. 144-154.
- MONCHOUX P., COUTURIER M. (1987) - Présence de gabbros, norites coronitiques et élogites dans le massif gneissique de la Bessennois (près de Decazeville, Aveyron). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, p. 1295-1298.
- MONCHOUX P. (1961) - Etudes minéralogiques dans le Massif de la Bessennois (Aveyron). Thèse spécialité, univ. Toulouse, 95 p.
- MONIE P., RESPAUT J.P., BRICHAUD S., BOUCHOT V., FAURE M., ROIG J.Y. (2000) -  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U/Pb geochronology applied to Au-W-Sb metallogenesis in the Cévennes an Châtaigneraie districts (Southern Massif Central, France). In: "A Geode - GeoFrance3D workshop on orogenic gold deposits in Europ with emphasis on the Variscides". Doc. BRGM n° 297, p. 77-79.

- MURATET B. (1983) - Géodynamique du Paléogène continental en Quercy-Rouergue. Analyse de la sédimentation polycyclique des bassins d'Asprières (Aveyron), Maurs (Cantal), et Varen (Tarn-et-Garonne). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Toulouse.
- 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, II, 302, 16, p. 1015-1020.
- PAQUETTE J.L., MONCHOUX P., COUTURIER M. (1995) - Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European Variscan belt: Implication for U-Pb zircon systematics in the metabasic rocks. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 59, 8, p. 1611-1622.
- PIERROT R., PULOU R., PICOT P. (1977) - Inventaire minéralogique de la France n° 7 : département de l'Aveyron (12). Editions du BRGM.
- PIN C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse d'Etat, univ. Clermont Ferrand, 455 p.
- ROBLOT M.M. (1972) - Sur l'âge paléozoïque du socle français entre la Cornouaille et les Cévennes. *C.R. Heb. Séances Acad. Sci.*, Paris, série D, 275, 9, p. 955-957.
- ROCHE E. (1979) - Etat des connaissances et synthèse hydrogéologique du département de TAveyron. Rapport BRGM 79 SGN 550 MPY.
- ROIG J.Y. (1997) - Évolution tectono-métamorphique d'un segment de la chaîne hercynienne. Rôle du plutonisme dans la caractérisation des tectoniques polyphasées du Sud-Limousin (Massif central français). Thèse de l'université d'Orléans, 287 p.
- ROIG J.Y., FAURE M., MALUSKI H. (2002) - Superimposed tectonic and hydrothermal events during the late orogenic extension in the western French Massif Central: A structural and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar study. *Terra Nova*, p. 25-32.
- ROQUES M. (1941) - Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central. Thèse d'Etat, univ. Clermont-Ferrand, 530 p.
- SIMPSON C, SCHMID S.M. (1983) -An evaluation of shear criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, p. 1281-1288.
- TABEAUD C. (1984) - Orthogneiss et schistes cristallins à l'Ouest du bassin houiller de Decazeville. Etude pétrographique et structurale. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paris XI, 175 p.
- THIÉBAUT J., VETTERP. (1956) - Contribution à l'étude des roches volcaniques du bassin de Decazeville et de ses bordures. *Bull. Soc. hist. nat.*, Toulouse, 91, p. 345-362.

- TURQ A. (1992) - Le Paléolithique inférieur et moyen entre les vallées de la Dordogne et du Lot. Thèse univ. Bordeaux I, spécialité Préhistoire, 407 p.
- VETTER P. (1968) - Géologie et paléontologie des bassins houillers de Decazeville, de Figeac et du Déroit de Rodez. Imp. Moderne, Aurillac, 2 volumes.

#### AUTEURS

- J.Y. ROIG : pour la coordination générale, les formations métamorphiques, les roches plutoniques, les roches filoniennes, l'évolution tectono-métamorphique ;
- P. COLLOMB : pour les formations métamorphiques de l'unité de la Bessenois-Millagues ;
- S. BOGDANOFF : pour le domaine nord du déroit de Rodez ;
- A. GENNA et J. GUÉRANGÉ-LOZES : pour le Carbonifère (Stéphanien moyen) ;
- B. ALABOUVETTE : pour le Permien et les formations mésozoïques ;
- J.G. ASTRUC : pour les ressources en eaux ;
- J.P. DEBRIETTE et A. GENNA : pour l'historique de l'exploitation du charbon ;
- J. FERAUD : pour les gîtes et indices minéraux.

**Présentation au CCGF : 15 mars 1995.**  
**Acceptation de la carte et de la notice : 10 février 2001**  
**Impression de la carte : 2001.**  
**Impression de la notice : 2001.**

## NOTES

## NOTES



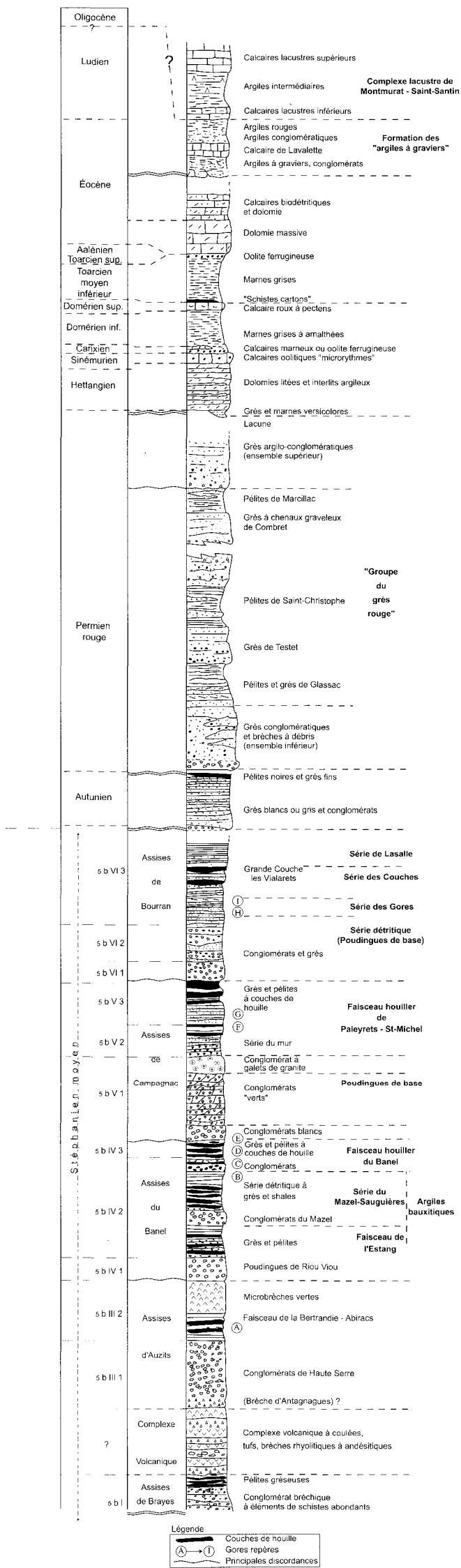


Fig. 1 - Log synthétique des formations sédimentaires

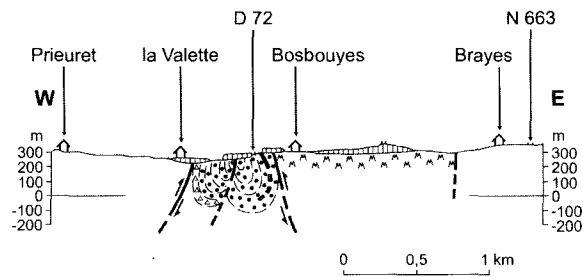


Fig. 3 - Coupe 1 : coupe E-W au Nord de Livinhac-le-Haut

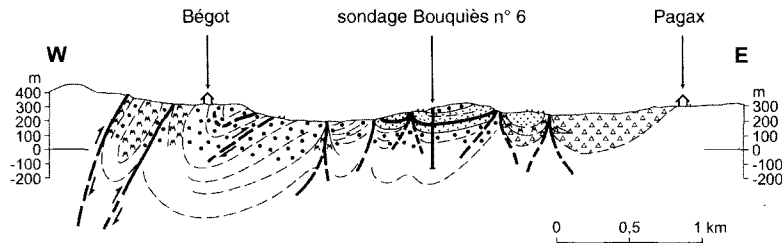


Fig. 4 - Coupe 2 : coupe E-W au Sud du Lot

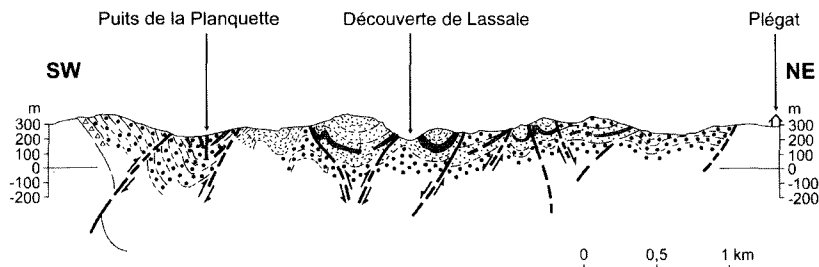


Fig. 5 - Coupe 3 : découverte de Lassale

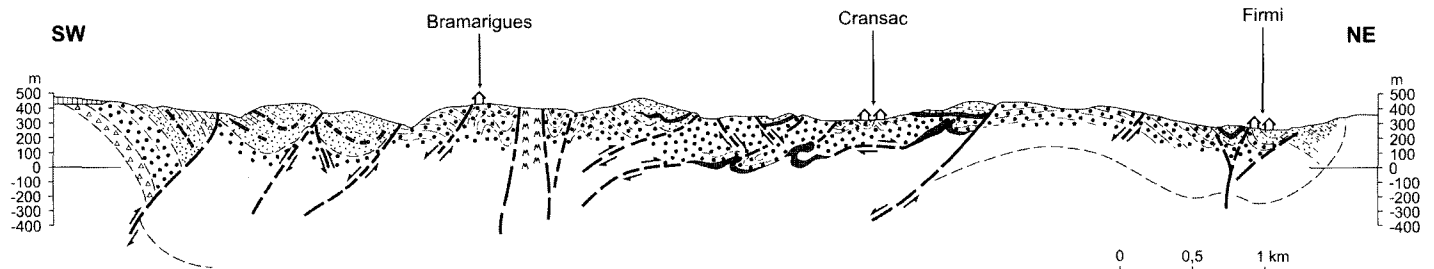
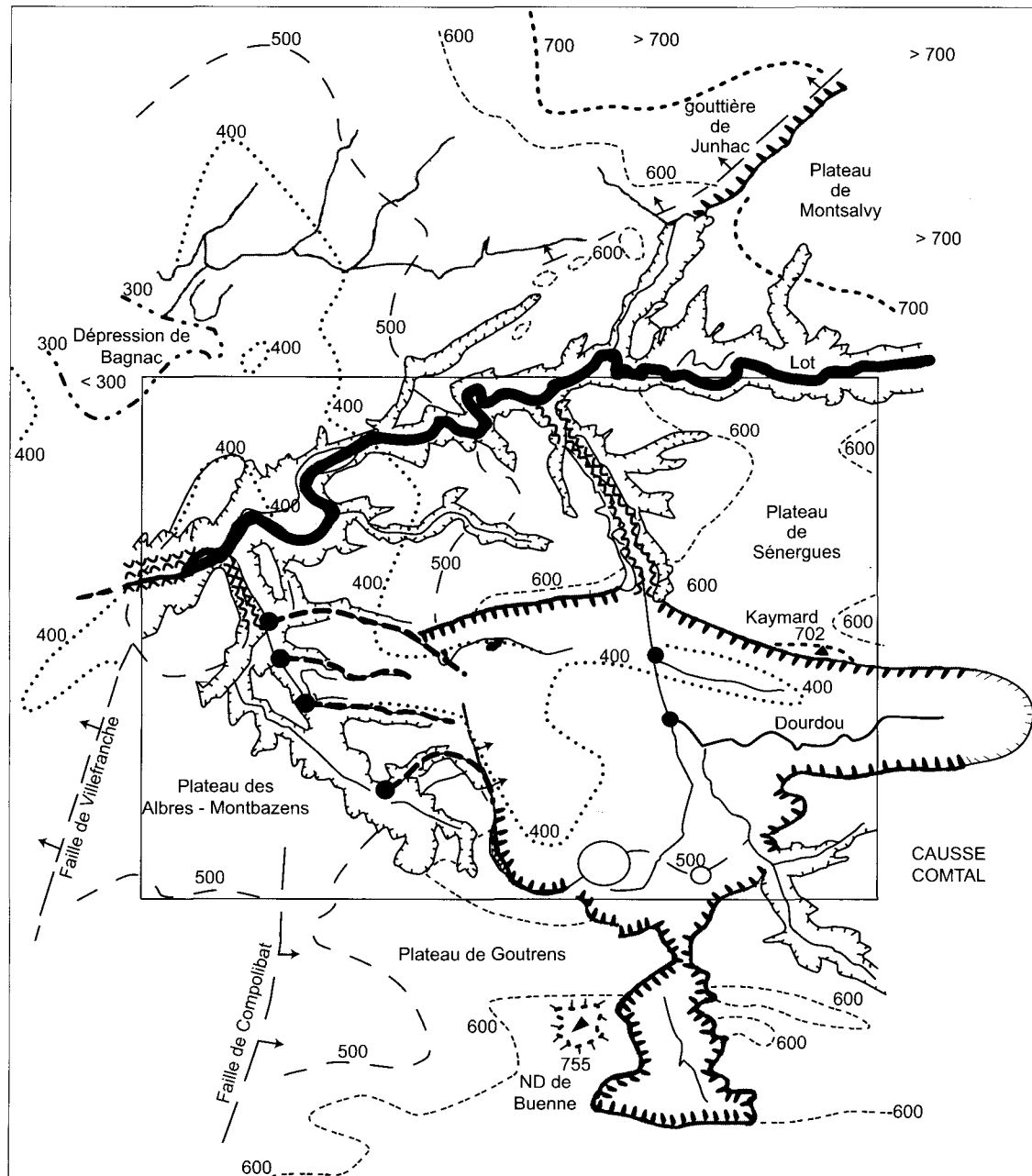


Fig. 6 - Coupe 4 : coupe NE-SW au Sud du bassin de Decazeville



Légende

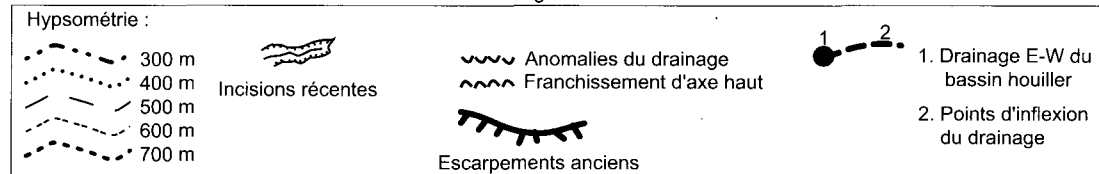


Fig. 11 - Modelé reconstitué de la surface des plateaux