

SÉVÉRAC-LE-CHÂTEAU

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

SÉVÉRAC- LE-CHÂTEAU

par

B. DEFAUT, J. P. BURG, A. F. LEYRELOUP, F. ROMNEY
Y. FUCHS, B. ALABOUVETTE, A. LEFAVRAIS-RAYMOND

La carte géologique à 1/50 000
SÉVÉRAC-LE-CHÂTEAU est recouverte par la coupure
SÉVÉRAC (N° 208)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Espalion	St-Geniez d'Olt	Mende
Rodez	SÉVÉRAC- LE-CHÂTEAU	Florac
Salles- Curan	Saint- Beauzély	Meyrueis

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



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SÉVÉRAC-LE-CHÂTEAU À 1/50 000**

par

B. DEFAUT, J.P. BURG, A.F. LEYRELOUP, F. ROMNEY

Y. FUCHS, B. ALABOUVETTE, A. LEFAVRAIS-RAYMOND

avec la collaboration de

J. ROUX, G. SENAUD, H. PALOC, C. VAUTRELLE

1990

Éditions du BRGM – BP 6009 – 45000 ORLÉANS Cedex 2 – FRANCE

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

— *pour la carte* : ALABOUVETTE B. (coordonateur), DEFAUT B., BURG J.P., LEYRELOUP A.F., BOITAUT A., ROMNEY F., COGEMA, (1990) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Sévérac-le-Château** (885) — Orléans : Bureau de recherches et minières. Notice explicative par DEFAUT B., BURG J.P., LEYRELOUP A.F., ROMNEY F., FUCHS Y., ALABOUVETTE B., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1990), 58 p.

— *pour la notice* : DEFAUT B., BURG J.P., LEYRELOUP A.F., ROMNEY F., FUCHS Y., ALABOUVETTE B., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1990) — Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille **Sévérac-le-Château** (885) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 58 p. Carte géologique par ALABOUVETTE B. (coordonateur) *et al.* (1990).

© BRGM, 1990. 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.

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	5
<i>TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS</i>	5
Unité du Vibal	6
Bordure méridionale de la série du Lot	12
Horst de Vimenet	14
<i>ROCHES VOLCANIQUES ET FILONIENNES</i>	15
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	16
Paléozoïque	16
Mésozoïque	20
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	25
ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE POST-HERCYNIENNE	26
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	29
<i>TECTONIQUE</i>	29
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE</i>	31
<i>ANOMALIES DU CHAMP MAGNÉTIQUE</i>	32
VÉGÉTATION ET CULTURES	37
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	38
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	38
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	44
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	50
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	50
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	50
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	52
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	57
AUTEURS	58

INTRODUCTION

Partagée entre les départements de l'Aveyron pour sa plus grande part et de la Lozère pour sa marge orientale, la coupure Sévérac se situe dans la partie méridionale du Massif central français, aux confins de trois grandes régions naturelles : l'Aubrac au Nord, le Rouergue au Sud-Ouest et les Grands Causses à l'Est.

Sa plus grande partie est occupée par les terrains sédimentaires permocarbonifères et mésozoïques du « détroit de Rodez », conservés à la faveur d'une dépression structurale qui assure la transition entre les grands bassins sédimentaires des Causses d'une part et de l'Aquitaine de l'autre. A sa marge nord vient affleurer le soubassement cristallophyllien de l'Aubrac et au Sud celui du Lévezou, unité la plus orientale du Rouergue. Au centre-Ouest, ce substratum réapparaît à la faveur de la structure positive de Vimezet.

La région est entièrement tributaire du bassin atlantique par le Tarn, au Sud-Est, qui collecte une partie des eaux infiltrées à la surface du causse, par l'Aveyron pour l'essentiel du drainage aérien, et par le Lot pour les confins septentrionaux.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS

Les terrains cristallophylliens représentés sur le territoire de la feuille Sévérac à 1/50 000 se répartissent en trois ensembles distincts qui, bien que distants seulement de quelques kilomètres, n'appartiennent sans doute pas aux mêmes unités structurales :

- à la bordure sud-ouest de la feuille, un domaine se rattache entièrement à la *klippe du Vibal* décrite par Burg *et al.* (1986) et que l'on peut réellement mettre en évidence à l'Ouest, sur la feuille adjacente Rodez ;
- à la bordure nord de la feuille apparaît la frange méridionale de la *série du Lot*, série essentiellement paradérivée qui constitue le para-autochtone des grandes unités charriées reconnues dans le domaine nord du Massif central (Burg et Matte, 1978) ;
- le *horst de Vimezet*, géographiquement situé entre les deux premiers ensembles. Les caractères pétro-structuraux des roches qui le constituent permettent de le considérer comme un témoin méridional des séries du Lot, au même titre que les séries des Palanges situées plus à l'Ouest sur la feuille voisine Rodez.

Unité du Vibal

Cinq grands types de roches y ont été distingués.

Roches paradérivées.

ζ^2 . **Paragneiss plus ou moins anatectiques (zone à sillimanite)**. Ce sont des gneiss rubanés (lits quartzofeldspathiques séparés par des lits réguliers plus micacés), de couleur sombre, à passées schisteuses indifférenciées. Un début de migmatisation se traduit dans les plans de foliation (métatexites). On peut y définir les assemblages minéralogiques suivants :

- quartz, plagioclase, muscovite, biotite, grenat (1) ;
- quartz, plagioclase, feldspath potassique, muscovite, biotite, \pm grenat (2) ;
- quartz, plagioclase, feldspath potassique, \pm muscovite, biotite, \pm grenat, \pm sillimanite (3).

La paragenèse (3) caractérise la majorité des termes paradérivés. Les paragenèses de type (1) s'expliquent par un chimisme particulier de la roche totale. Chlorite secondaire, apatite, zircon, et parfois tourmaline sont les principaux accessoires. C'est dans ces gneiss paradérivés (qui représentent sans doute une ancienne série détritique, plus ou moins grauwakeuse) que l'on retrouve des cornéennes. Il s'agit de roches sombres, indurées dans lesquelles la stratification est souvent encore visible.

Elles sont parfois feldspathiques (le Maunial) ou riches en sillimanite fibrolite ou cordiérite (bord D 195 en allant vers Malibrant). Au microscope, leurs associations minérales sont toujours de haut degré :

- quartz, plagioclase (An 10-30), \pm muscovite, sillimanite prismatique ou fibrolite, feldspath potassique, opaques, apatite, zircon (4) ;
- quartz, plagioclase oligoclase, biotite, grenat, sillimanite prismatique ou/et fibrolite, cordiérite, \pm andalousite relique, feldspath potassique, rutile, ilménite (5).

L'association (5) est polymétamorphique, le métamorphisme régional se surimposant à la cornéification due au granite du Lissirou.

Ces gneiss contiennent parfois quelques enclaves d'amphibolites banales à biotite ou sans biotite.

ζ_{si}^2 . **Paragneiss mylonitiques à ocelles de sillimanite**. Un niveau hectométrique de leptynites à grain fin souligne le contact de base de l'unité du Vibal. La roche présente un net débit en plaquettes d'ordre centimétrique sur lesquelles apparaissent en relief les ocelles de sillimanite. Cet horizon se prolonge à l'Ouest sur la carte Rodez. Leur paragenèse caractéristique est la paragenèse (3), de la muscovite secondaire se développant à partir des sillimanite et feldspath potassique.

Roches orthodérivées

$\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss anatectiques (métagranite dit du Lissirou)**. Les orthogneiss constituent le cœur de la synforme du Vibal. Ce sont des migmatites à texture gneissique où le leucosome granitique est abondant et forme des

lits centimétriques souvent replissés. Ces migmatites passent localement à des anatexites à structure en schlieren avec des « yeux » quartzofeldspathiques qui peuvent atteindre 4 à 5 cm. L'anatexie confère à la roche de patine rose ou jaunâtre, toujours claire, une texture plus ou moins saccharoïde, granoblastique. Cet orthogneiss est essentiellement constitué de quartz, feldspath potassique en clastes et dans la matrice, oligoclase, muscovite et biotite sombre ; myrmékite, opaques, sphène, apatite et zircon sont les traditionnels accessoires. Il est souvent altéré en arène grossière qui permet de l'identifier dans les régions où les affleurements sont rares. Il ne subsiste alors que sous forme de chaos de dalles aux sommets des collines. Cet orthogneiss contient de nombreuses enclaves basiques variées dont des élogites parfois à disthène, ainsi que diverses variétés d'amphibolites et de skarns.

Cartographiquement, ces roches reposent au Nord sur les paragneiss par un contact subhorizontal ; au Sud, ce contact replissé est renversé et c'est la relation inverse qui apparaît.

ζγ⁴. **Métagranodiorite de la Clau.** Ce massif de métagranodiorite est contenu dans l'orthogneiss du Lissirou ; il marque le cœur de la synforme. Cette roche est constituée de quartz, oligoclase, ± feldspath potassique, biotite sombre brun-vert, hornblende bleu-vert, sphène, ilménite, zircon et parfois allanite. Le plagioclase est parfois altéré en épidote, alors que le feldspath potassique est altéré en produits micacés. Outre les enclaves classiques de microdiorites quartziques (précurseurs basiques) dont certaines sont à grenat et/ou biotite, cette granodiorite contient également des amphibolites de haute pression, des amphibolites banales et des micro-enclaves de paragneiss pélitiques de faciès granulite à quartz, feldspath potassique, biotite, grenat, sillimanite prismatique, rutile, zircon ; aucune enclave d'élogite n'y a été découverte. Cette métagranodiorite se retrouve en petites lentilles dans la région de Bois-du-Four et affleure largement jusqu'à Vezins.

Un âge U-Pb à 600 ± 34 Ma, difficile à interpréter (les points expérimentaux de deux populations de zircons non cogénétiques donnent un mauvais alignement), est considéré par J.M. Lafon (1986), avec réserves, comme l'âge de mise en place de cette métagranodiorite.

Enclaves basiques orthodérivées

Les enclaves basiques ne forment pas d'horizon continu, mais de très nombreuses lentilles de tailles variable allant de 20 cm à plusieurs dizaines de mètres. Les plus beaux affleurements sont ceux de la Grifoulette et des Fabreguettes. Souvent, on ne les trouve que sous forme de blocs épars dans les champs ou les murettes. Ce sont des roches de couleur vert sombre, parfois piquetées de rouge par le grenat.

Quant il est visible, le contact avec l'encaissant est franc, sans passage graduel par l'intermédiaire de gneiss à amphibole. La foliation, parfois marquée par des lits plagioclasiques, est alors en général concordante avec celle des gneiss encaissants. Il est possible, néanmoins, étant donné la mau-

vaie qualité des affleurements, que certaines enclaves d'éclogites ou amphibolites de haute pression aient une écorce amphibolitisée comme c'est classiquement le cas dans les groupes leptyno-amphiboliques de la chaîne varisque.

L'examen en lame mince a montré l'existence de deux types extrêmes de roches basiques avec tous leurs intermédiaires. Les deux types coexistent au sein d'un même affleurement :

- les amphibolites banales à grenat ou sans grenat ;
- les éclogites plus ou moins amphibolitisées.

δ ; δ_g ; δ_{cl} . Amphibolites banales et gneiss amphiboliques indifférenciés.

Ces roches sont à grain relativement fin. Trois associations ont été observées dans ces metabasites mésozonales, qu'elles contiennent ou pas de reliques de haute pression :

δ . Quartz, plagioclase (An 40-60), hornblende verte à brun-vert, \pm biotite (6) ;

δ_g . Quartz, plagioclase (An 40-60), hornblende verte à brun-vert, grenat, \pm biotite (7) ;

δ_{cl} . Quartz, plagioclase (An 40-60), hornblende verte à bleu-vert, clinopyroxène ferrisaltique, \pm grenat, \pm biotite (8).

Le plagioclase est souvent zoné avec un cœur altéré en épidote et une périphérie plus sodique altérée en produits micacés. Le quartz est rare contrairement aux enclaves de microdiorite quartzitique, précurseurs basiques de la métagranodiorite de la Clau et qui ont systématiquement des associations de type (6) ou (7), souvent avec du feldspath potassique en plus. La biotite est souvent chloritisée. De l'amphibole incolore à verte se développe souvent aux dépens des amphiboles vertes ou brun-vert. Les accessoires sont rutile sphère, ilménite, zircon, \pm allanite.

Les gneiss amphiboliques ont les mêmes associations, mais le quartz est toujours beaucoup plus abondant.

Une boule d'amphibolite à quartz, plagioclase andésine, hornblende verte-actinote, ortho-amphibole gédritique (9) a également été trouvée dans la région de la Devèze. Cette paragenèse exceptionnelle est unique dans toute la synforme allochtone du Vibal.

θ . Métagabbros. Des structures granoblastiques sont rarement préservées au cœur de boudins amphiboliques. Ces lentilles gabbroïques présentent une texture ophitique relictuelle à clinopyroxène pseudomorphosé par de la hornblende bleu-vert.

$h_p \delta$. Amphibolites de haute pression. Elles se distinguent des précédents par la grosseur de leur grain. Le grenat peut atteindre 0,5 voire 1 cm de diamètre dans les cas exceptionnels. Leur association minérale est très constante : quartz, Mg-hornblende bleu-vert zonée, plagioclase (An 40-60), grenat (kélyphitisé en amphibole bleu-vert et plagioclase), \pm zoïsite, \pm biotite, rutile transformé en ilménite et/ou sphère, apatite, zircon (10).

Le clinopyroxène primaire est absent et le grenat se déstabilise coronitiquement en symplectites radiées statiques, à hornblende bleu-verte et

plagioclase. Lorsqu'elles sont à biotite, celle-ci est souvent chloritisée, le plagioclase est alors plus ou moins transformé en épidote.

ψ ; ψ^1 . **Éclogites rétro-morphosées et éclogitoïdes.** Ces roches affleurent uniquement dans l'orthogneiss du Lissirou. Il s'agit de roches vert sombre, très lourdes, difficiles à casser, à grain moyen ou gros (le Mannap).

Au microscope, leur assemblage minéralogique est le suivant : quartz, grenat (transformé en kélyphytoïde à hornblende verte et plagioclase), clinopyroxène sodique (transformé en clinopyroxène secondaire diopsidique et plagioclase sodique), \pm disthène (transformé en symplectite à corindon, spinelle, peut-être saphirine et plagioclase), \pm zoisite, \pm amphibole brune primaire (transformée en kélyphytoïde à amphibole verte et plagioclase), \pm hornblende verte secondaire, \pm biotite/phlogopite tardive parfois chloritisée, rutile (transformé en ilménite et sphène), \pm zircon (11) ;

Le quartz et l'amphibole primaire incolore à brun peuvent être contenus dans le grenat.

Les **éclogites à disthène** (ψ_D) sont rares. Elles ont été rencontrées au Mannap et au Vertalais.

La déstabilisation progressive des divers assemblages de haute pression aboutit aux associations mésozonales type (6) et (7) ; les termes de transition entre éclogites et amphibolites à grenat, par exemple, ont été reconnus dès 1970 par M. Piboule et D. Coffrant dans la ceinture du Lézéou.

γ^2 . **Métagranodiorite de haute pression (de Pomayrols).** Une métagranodiorite granulitique de haute pression a été découverte au sein des paragneiss mylonitiques en plaquettes à ocelles de sillimanite et grenat de la Maline (Sud Pomayrols) (Burg et Leyreloup, 1989). Il s'agit d'une boule de granodiorite à grain moyen, peu déformée (seules quelques zones de cisaillement ont été observées). Le contact avec l'encaissant paragneissique n'est pas observable. Il est masqué par l'arène granitique. La microstructure est coronitique et cette roche présente un assemblage minéralogique exceptionnel :

— quartz, plagioclase (oligoclase, andésine), feldspath potassique, clinopyroxène primaire et secondaire, biotite, grenat, hornblende verte primaire et secondaire, rutile, ilménite, allanite, zircon et apatite (12) ;

— quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, amphibole verte et peut-être clinopyroxène apatite et zircon sont les minéraux magmatiques reliques.

Plusieurs paragenèses métamorphiques sont observables :

— la première, à quartz, clinopyroxène alumineux, grenat, feldspath potassique, plagioclase et ilménite, correspond à des conditions du faciès granulite. Le plagioclase étant stable, les conditions éclogitiques n'ont pas été atteintes. Le grenat entoure les biotites primaires et les sépare du plagioclase primaire en liaison avec une réaction du type : biotite + plagioclase \rightarrow grenat \pm feldspath K + sphène + H₂O, comparable à celle décrite dans le métagranite de la Picherais (Loire-Atlantique ; Lasnier *et al.*, 1973) ;

— la deuxième est rétro-morphique et marque le passage vers le faciès amphibolite. Elle peut se résumer par :

- la formation de symplectites de quartz, biotite secondaire dactylitique (Bi2a) et clinopyroxène secondaire aux dépens des biotites primaires entourées de grenat,

- une blastèse de biotite (Bt2b) à l'extérieur des couronnes de grenat dans les zones à feldspath potassique, ou Bt2c associées à de l'amphibole verte et du plagioclase autour des biotites primaires qui n'avaient pas réagi lors de l'étape précédente,
- des auréoles d'amphibole verte et de plagioclase autour des clinopyroxènes primaires qui réagissent avec les biotites ou le feldspath potassique primaire,
- l'ilménite s'entourant de sphène.

L'analogie entre cette roche et les métaгранites permiers du Monte Mucrone éclogitisés à l'Alpin (Oberhänsli *et al.*, 1985), est frappante. Cette roche témoigne que certains granites ont subi le métamorphisme HP/HT au même titre que les gabbros et les éclogites, avant d'être charriés avec la nappe du Vibal.

Enclaves carbonatées

Kop. **Skarns.** Quelques rares septa de roches carbonatées silicifiées ont été découverts dans l'orthogneiss du Lissirou. Les deux associations les plus répandues sont :

- quartz, plagioclase labrador-bytownite, épidote (clinozoïsite), diopside, hornblende bleu-vert, sulfure, sphène, apatite (13) ;
- quartz, plagioclase labrador-bytownite, grenat grossulaire, mica pluanitique, diopside, amphibole incolore à verte, épidote (clinozoïsite), apatite, zircon (14).

Des fissures à préhnite recoupent ces skarns. Le diopside s'altère en amphibole. Aucun calcaire métamorphique n'a pu être trouvé au cœur de ces septa.

Métamorphisme

● **Métamorphisme granulitique-éclogitique.** Le terme « métamorphisme granulitique-éclogitique » concerne soit les assemblages dans lesquels les phases de haute pression/haute température reliques sont à l'équilibre textural, soit les assemblages où les phases de haute pression/haute température sont réactionnelles, en couronnes statiques autour des minéraux magmatiques.

Le premier type d'assemblage est observable uniquement dans les boudins d'éclogites, éclogitoides et amphibolites haute pression, alors que le deuxième est classique dans les gabbros ou norites coronitiques du Lévezou. Seule la métagranodiorite (γ^2) de Pomayrols appartient à cette catégorie sur la feuille Sévérac-le-Château. La quantification par la géothermobarométrie à partir des couples (opx/cpx ; cpx/gt), du triplet (cpx/gt/pl et opx/gt/pl) et de la teneur en jadéite des cpx est en cours. Le même type de roche a été traité au Sud dans la ceinture du Lévezou par C. Dupuy *et al.* (1980), C. Delor et A. Leyreloup (1986), C. Delor et A. Leyreloup (données non publiées) et J.L. Bouchardon *et al.* (1986). Les résultats obtenus montrent que les conditions de cet épisode métamorphique de haute pression / haute température se situent entre 12 et 16 kb et 750 et 850 °C. Les minéraux primaires sont dans tous les cas allongés sur la foliation interne des

boudins et témoignent d'une tectonique tangentielle « haute pression ». Ces observations et l'affinité tholéïtite des reliques écolitiques (Giraud, 1984) sont autant d'arguments en faveur d'une zone de suture tel que cela a été déjà envisagé au niveau de la ceinture leptyno-amphibolitique du Lézou (Nicollet, 1978 ; Giraud, 1984). Le métamorphisme de haute pression/haute température pourrait correspondre au stade de subduction/obduction.

● **Métamorphisme régional.** La synforme du Vibal est caractérisée par des associations à biotite + grenat, sillimanite, \pm muscovite, \pm feldspath K dans les métapelites et les métagrauwackes qui témoignent d'un degré de métamorphisme relativement élevé. Toutefois, comme les associations les plus métamorphiques à sillimanite-feldspath potassique n'existent que localement, au sein d'associations à sillimanite-muscovite de degré métamorphique légèrement plus faible, il est difficile de savoir si ces roches représentent les degrés de métamorphisme les plus élevés du métamorphisme barrovien régional (Burg *et al.*, 1986 ; Romney 1985) décrit en dehors de la nappe du Vibal, ou si elles représentent déjà des associations rétro-morphiques dues au charriage et à l'exhumation.

Les résultats thermobarométriques obtenus par F. Romney (1985) semblent indiquer qu'elles se situent sur un trajet rétrograde.

Une phase tardive de rétro-morphose dans le faciès des schistes verts est marquée par la transformation de la biotite en chlorite, mais celle-ci est peu poussée.

Un forage SRM7, effectué par la COGEMA à côté de Combelande, a atteint le socle. Les carottes étudiées par C. Delor (1986) montrent que le substratum de la nappe du Vibal, à l'Est des gneiss mylonitiques de Pomeyrols, est constitué d'orthogneiss en filons dans des faciès paradérivés épi- à mésozoaux bien visibles sur les forages SRM 17 et 23 situés légèrement plus au Sud-Est sur la feuille Saint-Beauzély. Le caractère calco-alkalin de ces orthogneiss les rapproche de ceux de type Pinet bien connus au Sud du Lézou. Le saut de métamorphisme entre les métatexites et les gneiss mylonitiques à sillimanite, feldspath K, \pm muscovite, grenat, allochtones, et l'autochtone carotté, est au minimum de 100 °C.

Tectonique

● **Géométrie d'ensemble.** Les séries cristallophylliennes sont limitées au Nord par les failles qui bordent le domaine effondré du détroit de Rodez. Au Sud de ce décrochement tardi-hercynien réutilisé en faille inverse au Pyrénéen, une synforme post-foliation rattachée à une phase 3 (unité du Vibal) d'axe Est-Ouest à N110, est déversée vers le Nord. Le cœur de cette synforme est constitué par l'orthogneiss anatectique de Lissirou à nombreuses enclaves écolitiques et amphibolitiques. Le plongement axial Est de cette structure varie de quelques degrés à l'Ouest jusqu'à être vertical vers l'Est ; ceci peut être la conséquence des larges voissures Nord-Sud, tardives dans cette région.

● **Microtectonique.** La foliation majeure régionale est une foliation composite S1-2. La superposition des deux foliations S1 et S2 est observable

dans les charnières N130-140 de plis isoclinaux P2, centimétriques à plurimétriques, qui replissent S1 et admettent eux-mêmes la foliation régionale comme plan axial. La linéation minérale (biotite et sillimanite) régionale est une L2 déformée par la phase 3 de plis en chevrons orientés N 30 à N 80 et associés aux grands plis approximativement Est et Ouest d'échelle kilométrique. Une linéation minérale L3 de chlorites et micas blancs et une schistosité fruste, de crénelation, S3 apparaissent dans les charnières les plus serrées.

Les âges apparents sur micas (Delbos *et al.*, 1964-65), compris entre 350 et 300 Ma, permettent de rattacher l'ensemble des déformations de la région à l'orogène hercynien. Sur la carte Rodez, à l'Ouest, et à la base de cette synforme, la présence de mylonites et phyllonites à linéation d'étirement N 10-20 a permis d'individualiser deux branches d'un chevauchement replissé par la phase 3. L'accident majeur explique la superposition anormale de la zone à sillimanite sur la zone à biotite-grenat-staurotide des gneiss fins sous-jacents. Les microstructures observées dans les mylonites et phyllonites qui soulignent ce chevauchement, et les directions subméridiennes des axes P2 à la base du synclinal charrié, montrent que le déplacement de cette unité s'est fait du Nord vers le Sud, avant replissement par la phase 3.

Bordure méridionale de la série du Lot

Ces terrains métamorphiques sont constitués de deux ensembles lithologiques qui sont d'une part des schistes et des micaschistes, et d'autre part, des métadiorites quartziques et métagranodiorites intrusives dans les schistes et micaschistes. Ces terrains sont limités au Sud par les formations sédimentaires du détroit de Rodez.

ξ^{1-2} . **Schistes et micaschistes.** Ce sont des roches sombres, bien litées, dans lesquelles on note la grande abondance de filons pluricentimétriques à métriques de quartz. Quand elles sont altérées, ces roches ont une teinte claire et sont très friables. D'Ouest en Est, la composition minéralogique de ces roches varie et on peut distinguer :

ξ_{cl}^{1-2} . A l'Ouest de Marhnac, des **schistes à chlorite** verdâtres, à débit ardoisier : quartz - albite - chlorite - muscovite - tourmaline - apatite - zircon - opaques (15).

ξ_{bi}^{1-2} . Entre Marhnac et Saint-Laurent-d'Olt, des **micaschistes à biotite** : quartz - albite - chlorite - biotite - muscovite - tourmaline - apatite - zircon - opaques (16).

ξ_{gr}^{1-2} . A l'Est de Saint-Laurent-d'Olt et au Nord de La Capelle-Bonance, des **micaschistes à grenat** : quartz - albite - chlorite - muscovite - biotite - grenat - tourmaline - apatite - zircon - opaques (17).

ξ_{st}^{1-2} . A l'Est du Bousquet et très localement au Nord de La Capelle-Bonance, des **micaschistes à staurotide** : quartz \pm albite - chlorite - muscovite - biotite - grenat - staurotide - tourmaline - apatite - zircon - opaques (18).

ξ_{an}^{1-2} . Au Nord de Banassac, des **micaschistes à staurotide et andalousite** : quartz \pm (albite - oligoclase) - chlorite - muscovite - biotite - grenat - staurotide - andalousite - tourmaline - apatite - zircon - opaques (19).

η . **Métadiorites quartziques**. Ces roches quartzofeldspathiques sont caractérisées par une teinte très sombre, elles sont massives et affleurent remarquablement bien le long de la RN 9 au Nord de Banassac, ainsi que dans la région de Saint-Laurent-d'Olt où elles sont de teinte généralement plus claire à cause du degré d'altération. Au sein de ces métadiorites quartziques, on constate la présence de lentilles métriques à décamétriques de micaschistes à staurotide et andalousite syn- à tardi-phase 2. L'une d'entre elles est particulièrement bien visible au Nord de la RN 9 (Badaroux). On note également la présence d'enclaves microgrenues de microdiorite quartzique (précurseur basique) dans cette formation.

Deux faciès ont été différenciés par leur minéralogie :

η_{hr} . **Métadiorite quartzique à hornblende verte**, localisée essentiellement au Nord de Banassac : quartz - plagioclase (andésine) - biotite - hornblende verte - chlorite - apatite - zircon - opaques (20).

η_{bi} . **Métadiorite quartzique à biotite**, qui se localise dans la région de Saint-Laurent-d'Olt : quartz - plagioclase (oligoclase-andésine) - biotite - chlorite - muscovite - apatite - zircon - opaques (21).

Des diorites quartziques de ce type sont datées plus au Nord à 540 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Pin, 1979). Ce sont ces mêmes faciès granodioritiques que l'on retrouve dans la nappe en synforme du Vibal (la Vaysière, granodiorite quartzique de la Clau ; Burg et al., 1986).

Tectonique

A l'Ouest de La Capelle-Bonance, les foliations présentent une orientation moyenne N 110. La direction de plongement de ces plans permet de mettre en évidence cartographiquement un pli d'axe N 110 à N 120 avec un plongement apparent vers l'WNW. Des microplis isoclinaux (bien visibles au Nord de Marhnac) permettent de visualiser cette structure à l'échelle de l'affleurement.

Au niveau de La Capelle-Bonance, les foliations oscillent autour d'une direction moyenne Nord-Sud, avec, localement, une direction Est-Ouest à plongement Sud au niveau du Canet-d'Olt.

Les linéations minérales montrent une orientation moyenne Est-Ouest oscillant entre des valeurs extrêmes N 80 et N 140.

Les micaschistes présentent donc globalement des ondulations d'amplitude variable d'axe moyen N 120. Au sein de cette formation, les métadiorites quartziques semblent intrusives du fait de leur contact avec l'encaissant micaschisteux. Cependant, localement (région de Saint-Laurent-d'Olt), on notera la bonne accordance entre les foliations des deux formations en présence.

Métamorphisme

On note une augmentation d'Ouest en Est du degré de métamorphisme qui se manifeste par la formation de biotite, puis de grenat, de staurotide et d'andalousite. Ce métamorphisme est de type intermédiaire de basse pression et présente un caractère inverse, en bon accord avec les conclusions de Burg *et al.* (1984) sur le métamorphisme de la série para-autochtone du Lot lié au chevauchement de Marvejols au Nord-Est. La présence locale de staurotide au Nord de La Capelle-Bonance, est due soit à des replis du chevauchement de Marvejols qui engendre localement des paragenèses de degré moyen, soit à une plus grande étendue de la zone à staurotide vers l'Ouest que celle cartographiée par les auteurs précédents.

Horst de Vimenet

Ce petit massif a une forme subrectangulaire qui se prolonge en une bande Nord-Sud le long de l'Aveyron jusqu'à Gagnac. Plus au Nord, dans le village de Coussergues, on trouve des roches semblables à celles de Vimenet, mais elles affleurent très mal.

ξ². **Micaschistes.** Ce sont des micaschistes gris bleu-vert, d'origine pélitique (ancien sédiment terrigène silteux), parfois altérés en beige et contenant fréquemment des amandes de quartz filonien. Des passées gréseuses et/ou grauwackeuses plus quartzzeuses existent localement au Nord du massif. Les assemblages minéralogiques de ces roches sont les suivants :

- quartz, ± plagioclase albite-oligoclase, ± feldspath K, muscovite, ± chlorite, ± biotite brun-vert, apatite, zircon, tourmaline, ilménite, ± graphite (22) ;
- quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, ± chlorite, biotite brune, grenat, ilménite, apatite, zircon, ± graphite (23) ;
- quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, grenat, staurotide, ilménite, apatite, zircon, ± graphite, tourmaline (24).

La staurotide a été décrit pour la première fois par M. Y. Fuchs (1963).

ρζγ. **Orthogneiss porphyroïde (de Gagnac).** Cet ensemble, très différent des précédents, affleure le long de l'Aveyron et du ruisseau de Cuge. Il en existe aussi un petit pointement à la ferme d'Aujols. Il est formé de gneiss œillés de couleur claire, jaunâtre ou rosâtre, avec quelques passées de gneiss rubanés. Le contact avec les micaschistes semble être souvent faillé. Son assemblage minéralogique est à : quartz, microcline souvent perthitique, muscovite, séricite, zircon, apatite, tourmaline et rare biotite chloritisée (25).

Cet orthogneiss granitique présente une forte analogie avec l'orthogneiss alcalin des Palanges, comme d'ailleurs les micaschistes qui l'entourent.

Métamorphisme.

Les roches du horst de Vimenet n'ont subi qu'une seule phase de métamorphisme, les différences minéralogiques observées étant dues à des

variations de chimie des roches totales. Toutes les roches ont recristallisé dans la zone à staurotide du métamorphisme régional. Elles appartiennent au faciès des amphibolites au même titre que celles des Palanges à l'Ouest ou que celles de La Capelle-Bonance situées plus au Nord dans les séries du Lot *s.s.* Toutes ces roches forment le para-autochtone de la nappe du Vibal, peut-être jalon le plus méridional de la nappe de Marvejols.

Tectonique

La schistosité est subhorizontale ou faiblement inclinée. La direction principale des linéations est N130-140°.

ROCHES VOLCANIQUES ET FILONIENNES

$\mu\gamma$. **Microgranite.** Un pointement de microgranite a été noté à la limite nord des affleurements permien de La Capelle-Bonance, intrusif dans les mica-schistes de la série du Lot. Des filons de ce type prennent plus au Nord (Saint-Geniez-d'Olt) des développements beaucoup plus considérables.

Q. **Quartz.** Près de Banassac, un filon siliceux à trace de stibine jalonne la limite des micaschistes et des gneiss amphiboliques (métadiorite). Le filon semble s'être mis en place à l'emplacement d'un ancien accident.

β . **Basaltes ; $br\beta$ brèches ou tufs basaltiques.** Une vingtaine de pointements basaltiques se rencontrent sur le territoire de la feuille, appartenant à un grand alignement de 50 km de long qui s'étend parallèlement aux accidents majeurs du «détroit de Rodez» entre Sévérac et la région de Gages—Bertholène. Cet alignement est ici particulièrement net pour la dizaine de pointements qui jalonnent la faille des Vignes.

La plupart des pointements semblent correspondre à des manifestations cryptovolcaniques mises à jour par l'érosion des terrains sus-jacents, avec des morphologies de dykes, necks (Buzeins) ou de pipes bréchiqes (Coussergues, Combe-Croze, La Canourgue, Montfalgous) ; localement, la présence de coulées (Lagarde—Montfalgous) ou de brèches litées (Coussergues) témoignent d'une probable activité extrusive aérienne (Malterre, 1968).

● Les **laves** (β) appartiennent à toute une gamme de basaltes alcalins allant de basalte mélanocrates à des roches proches des labradorites.

● Les **brèches** ($br\beta$) n'ont été distinguées que dans les grands appareils mais peuvent être présentes localement à la périphérie des intrusions plus petites. Elles ne présentent qu'exceptionnellement une allure stratifiée et sont dépourvues de tri et de classement des éléments. Ceux-ci, de forme irrégulière, aux faces arrondies, comprennent quelques rares éléments cristallophylliens (Montfalgous) mais surtout des éléments calcaires empruntés à la couverture mésozoïque, et des éléments basaltiques vitreux. Le ciment est le plus souvent calcaire ou argilo-calcaire et contient une proportion variable de cristaux volcaniques (spinelle, pyroxène, périclase).

Des déterminations d'âge radiométriques ont été effectuées (Gillot, 1974) sur quelques laves de la région avec les résultats suivants : Coussergues : $13,8 \pm 0,7$ Ma ; Lagarde : $7,05 \pm 0,25$ Ma ; Buzeins : $6,90 \pm 0,3$ Ma ; Montfalgous : $4,37 \pm 0,4$ Ma.

Ces manifestations s'étalent donc sur une période relativement longue (9 Ma) et se situent pour la plupart vers la fin du Miocène et, pour la coulée terminale du Montfalgous, au début du Pliocène.

A l'angle sud-est de la feuille, apparaît la bordure de la coulée des Vignes interstratifiée dans le Bathonien et dont l'âge a été déterminé à 155 Ma, soit probablement Bathonien supérieur (Baubron *et al.*, 1978). Les relations avec l'encaissant et ses caractéristiques permettent actuellement de conclure à une coulée sous-marine.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Paléozoïque

Carbonifère

h5. **Stéphanien.** Premier terme de la série sédimentaire transgressive sur le socle cristallophyllien, le Stéphanien n'y constitue que des dépôts discontinus de puissance et d'extension limitées :

- au Sud les « bassins » de Sermels, Méjanel—Prévinquières et au Nord les affleurements du Pouget qui constituent la terminaison orientale du bassin d'Espalion—Lassouts (Espalion 1/50 000) ;
- à l'Ouest, légèrement au-delà de la limite de la feuille, le petit affleurement des Cazes témoigne de l'existence de Stéphanien au Sud de la ride de Vimenet.

Les dépôts, d'une puissance généralement inférieure à 100 m, s'organisent en séquences complexes, souvent ravinantes, à caractère fluvialite, fluviolacustre ou palustre avec conglomérats, grès, pélites et schistes carbonés à couches de houille (Méjanel, Le Pouget). Si les flores (Vetter, 1968) permettent d'attribuer globalement les séries représentées au Stéphanien moyen, il est en revanche difficile d'établir des corrélations précises entre les différentes séquences observées d'une zone à l'autre.

Un premier cycle de dépôts à subsidence rapide n'aurait concerné que les bassins du Pouget et de Méjanel. Le second, plus largement représenté, comprend des dépôts irréguliers plus faiblement subsidents où les détritiques grossiers s'intercalent de faciès fins, pélites, schistes carbonés, et même (Le Pouget) de faciès carbonatés.

A l'activité tectonique qui contrôle l'installation et la subsidence des bassins stéphanien, est liée une importante activité volcanique à caractère silico-alumineux et potassique : couches de gore et filons-couches andésitiques de la mine du Pouget, coulées et brèches andésitiques (ou basaltiques) à la limite Stéphanien/Autunien aux Vieilles-Cazes en bordure du seuil de

Vimenet (1/50 000 Rodez). Un maximum d'activité volcanique semble s'être concentré le long de la grande dislocation du socle orientée N 20, sur laquelle s'alignent les bassins les plus subsidés du détroit (Bertholène, Espalion—Lassouts).

La houille a été anciennement exploitée à Méjanel et l'est encore au Pouget, dernière mine de charbon privée de France. Trois couches d'environ 4 m de puissance cumulée y ont été exploitées dont seule, actuellement, la seconde, d'environ 1,5 m, est extraite. On notera que la qualité du charbon est localement altérée par cokéfaction naturelle au contact des filons volcaniques basaltiques.

Permien

Les dépôts permien étaient classiquement attribués, dans cette région du « détroit de Rodez », à l'Autunien en ce qui concerne les couches grises de base et au Saxonien pour les faciès rouges sommitaux.

Une flore appauvrie, rencontrée dans la première assise du cycle « Autunien gris », pourrait en fait appartenir encore au Stéphanien. Au-delà toutefois, l'ensemble a livré un certain nombre d'éléments permettant de reconnaître l'Autunien. Cette attribution est par ailleurs corroborée par les corrélations fines entre les couches de Sermels et celles des bassins plus méridionaux (Lodève...).

Pour ce qui est des couches rouges, dont l'attribution au Saxonien par analogie avec les autres bassins ne reposait que sur le critère de couleur, elles ont livré récemment dans la région de Campagnac une flore d'affinités autuniennes. Par ailleurs, l'existence de niveaux-repères (calcaires à analcime) permet d'étendre cette attribution, qui reste à confirmer, à la majeure partie de la série rouge.

Autunien gris. Le passage du Stéphanien à l'Autunien est marqué le plus souvent par une discordance qui peut atteindre des valeurs angulaires de 30°.

Un premier cycle de dépôts, débordant peu les limites du Stéphanien, paraît s'être limité à la partie sud du bassin de Sermels (Saint-Beauzely 1/50 000) et à celui du Gages—Bertholène (Rodez 1/50 000) hors des limites de la feuille, avec des dépôts gréso-conglomératiques.

Les séries représentées ici succèdent donc à ces dépôts initiaux dans ces deux bassins, ou bien recouvrent directement le Stéphanien ou le socle ancien.

r1. **Autunien gris indifférencié.** Au Nord de la ride de Vimenet, le bassin de La Capelle-Bonance et les affleurements de Mayrinhac montrent une série autunienne relativement réduite, en général inférieure à 50-60 m, qui comprend deux épisodes sédimentaires non distingués cartographiquement.

A la base, un premier cycle, comblant de petites dépressions du socle orientées N 140, comprend des alternances grés-conglomératiques s'intercalant vers le haut de faciès fins, grès, pélites noires, dolomies.

Un second cycle, débordant les premiers dépôts et localement transgressif sur le socle, comprend surtout des faciès grossiers mal cimentés à nombreux galets de rhyolite.

r1G. **Grès de la Quille.** Dans la zone du Pouget et plus au Nord-Ouest dans le bassin de Lassouts, se développe, à la base de l'Autunien gris, un ensemble homogène de grès arkosiques d'origine fluviatile, blancs et mal cimentés, les « Grès de Quille », dont on connaît mal les relations précises avec les séries représentées plus au Sud.

r1a. **Série détritique inférieure.** Au Sud de la ride de Vimenet, les couches autuniennes, qui localement peuvent atteindre 600 m, comprennent trois ou quatre séquences principales.

La séquence r1a comprend des conglomérats équivalents du conglomérat de la Roubayre (Sermels-Sud), des grès fluviatiles à troncs silicifiés, des grès carbonatés, et, vers le haut, des pélites fines carbonées et des alternances grésopélitiques (80-100 m).

Plus à l'Ouest, aux Vieilles-Cazes (1/50 000 Rodez), la série débute par des coulées andésitiques et brèches de 25 m de puissance.

r1b. **Série carbonatée.** Aux assises r1a succède un ensemble intermédiaire diversement exprimé suivant les secteurs, où des faciès carbonatés, le plus souvent dolomitiques, alternent avec des faciès détritiques fins, grésopélitiques ou pélitiques carbonés (50 m). Ces niveaux ont livré la plupart des restes fossiles connus dans la série autunienne avec *Estheria tenella*, et des restes de poissons et végétaux.

Les faciès carbonatés, bien développés au Sud et à l'Est, paraissent se réduire vers le Nord et disparaissent au niveau de la ride de Vimenet.

r1c. **Série détritique gréseuse.** A la série carbonatée succède généralement (Sermels, Méjanel) un ensemble détritique à base ravinante, comprenant des grès, des pélites gréseuses et des pélites carbonées d'une puissance variable (0 à 50 m), fréquemment tronquée par l'érosion.

r1d. **Série pélitique supérieure.** Dans le Nord du bassin de Sermels, la série autunienne grise se termine par un ensemble détritique fin à pélites dominantes, pélites gréseuses et rares intercalations de grès. Cet ensemble paraît absent dans les autres bassins.

Saxonien (ou Autunien rouge). Cette série, caractérisée par sa couleur rouge dominante et pour cette raison longtemps attribuée au Saxonien, succède généralement en concordance aux couches grises ; toutefois, et plus particulièrement vers l'Ouest et sur les bordures du bassin, peuvent s'observer de beaux phénomènes de ravinement des couches grises par la base de la série rouge, avec localement des apparences de discordances.

Si, à première vue, les dépôts de l'Autunien rouge présentent une apparence de grande homogénéité, une analyse détaillée y révèle d'importantes variations, aussi bien dans les faciès que dans leur agencement et leur puissance. C'est ainsi qu'à l'échelle de l'ensemble du bassin se dessine un domaine amont situé plus à l'Ouest, caractérisé par des zones à sédimentation réduite et diversifiée et des couloirs subsidents à remplissage grossier uniforme très puissant (jusqu'à 3 000 m) et, vers l'Est, un domaine aval à dépôt plus réguliers et diversifiés.

La région couverte par la carte Sévérac est pour l'essentiel comprise dans ce dernier domaine où dominent les faciès plutôt fins et où l'influence des bordures actives du bassin se marquent localement (secteur de La Capelle-Bonance) par le développement de faciès conglomératiques.

r2. **Saxonien indifférencié.** Dans toute la partie sud du bassin qui correspond à la zone aval du bassin sédimentaire, dominant des faciès rouges fins, pélitiques à grés-pélitiques, relativement homogènes, que l'on retrouve également dans une partie du bassin de La Capelle-Bonance. On notera cependant, à Sermels, la présence à la base de la série d'une mince couche de tufs rhyolitiques (tufs de la Bergerie), indice d'une activité tectonique.

On notera également, à Sermels et Méjanel, la présence dans les premières assises rouges (≈ 35 m) de fréquentes récurrences de faciès gris (série de Cantabel).

La permanence d'un axe haut entre un domaine sud (Sermels, Méjanel) et un domaine nord (La Capelle-Bonance) se traduit aux alentours de Vimenet par une série rouge réduite débutant par quelques niveaux de grès grossiers à galets de quartz.

Dans le domaine septentrional (bassin de La Capelle-Bonance) où s'affrontent plusieurs tendances rappelant les faciès méridionaux (présence de récurrences grises à Campagnac) ou occidentaux (épaississements liés aux prolongements de « couloirs subsidents »), on peut en général distinguer trois termes principaux :

r2a. **Série grés-conglomératique.** Ces faciès à conglomérats abondants intercalés de grès grossiers, de grès fins micacés et de quelques passées de pélites noires ou d'horizons dolomitiques, se développent irrégulièrement à la base de la série et présentent de belles stratifications obliques et un graded bedding accusé.

r2b. **Série grés-pélitique.** Cet ensemble à grès fins ou moyens, carbonatés et micacés, à intercalations pélitiques et quelques récurrences conglomératiques, succède en général aux faciès conglomératiques, les transgressant localement en venant recouvrir directement le substratum cristallophyllien.

r2c. **Série pélitique.** Vers le haut, la série évolue en général vers des termes plus fins à dominante de pélites argileuses rouges intercalées de grès silteux fins plus ou moins carbonatés, à rares niveaux dolomitiques.

Localement, vers l'Ouest, une série grossière chenalisante viendrait terminer le cycle des dépôts.

Mésozoïque

tIG. **Rhétien—Hettangien inférieur. Grès grossiers brunâtres.** La série mésozoïque débute généralement par une mince formation gréseuse d'une puissance souvent inférieur à 2 m mais qui peut exceptionnellement atteindre 10 m. Il s'agit de grès brunâtres grossiers, carbonatés, à dragées de quartz, quelquefois associés à des croûtes silicieuses. L'âge de cette formation dépourvue de fossile est toujours controversé. Le Trias bien caractérisé n'existe que plus au Sud (Saint-Beauzely 1/50 000). Plus à l'Ouest dans le détroit existeraient en fait deux ensembles gréseux superposés, l'un triasique, l'autre hettangien, séparés par un horizon siliceux.

tIA. **Rhétien—Hettangien inférieur. Argilites vertes et rouges.** Cette formation, bien développée plus à l'Ouest (Rodez 1/50 000), n'apparaît que dans l'angle nord-ouest de la feuille. Elle comprend une succession de 0 à 20 m de marnes rouges, lie-de-vin ou vertes, à intercalations d'importance variable de dolomies souvent rognonneuses roses ou beiges.

Une assise dolomitique proche de la base a fourni : *Cardinia* sp., *Gervilleia* sp. Dans une situation analogue, sur la carte voisine (Rodez), une faune à *Cardinia hybrida*, *Meritoma* sp., *Bourguetia deshayesi*, *Euomphalus* sp. indique une probable appartenance à l'Hettangien. Localement, un horizon gréseux à la partie supérieure de la séquence a livré des empreintes de vertébrés tridactyles. Ces faciès, généralisés plus à l'Ouest dans la zone du détroit, disparaissent à l'Est en direction du bassin caussenard. Ils traduisent l'existence d'une marge laguno-palustre à la limite de la transgression.

l1-3. **Hettangien—Sinémurien. Dolomies fines, dolomies oolitiques, dolarénites** (40 à 150 m environ). On a distingué au sein de cet ensemble, trois grandes unités sédimentaires, dont la dernière pourrait représenter le Sinémurien s.s. (Michard, 1978).

- **L'unité inférieure** (\simeq 5 à 30 m) est à prédominance de dolomies très fines, probablement d'origine primaire, avec intercalation de petits niveaux argileux ou gréseux. Le tout premier banc hettangien est très souvent une dolomie jaune à graviers de quartz. *Isocyprina porrecta* a été citée de Banasac, en provenance de ces niveaux de base semble-t-il. *Isocyprina germani* a été récoltée par l'auteur (Defaut) à Coussergues.

- **L'unité moyenne** (\simeq 25 à 100 m) montre une sédimentation fréquemment ordonnée en séquences répétées, avec d'abord des microbrèches, généralement ravinantes, puis des calcarénites ou bien des dolomies oolitiques puis des dolomies lithographiques ou des niveaux à algues encroûtantes. Chaque séquence est couronnée par un arrêt de sédimentation.

- **L'unité supérieure**, probablement sinémurienne, (puissante de \simeq 10 à 20 m) correspond à un autre type de séquences rythmiques : à la base des dolomies gréseuses, puis des dolomies fines jaunâtres et bleuâtres, locale-

ment à empreintes de vertébrés (Lugans) ou à végétaux, puis un lit d'argile feuilletée gris-noir ou verte, parfois à débris végétaux, et enfin, des dolomies feuilletées jaunâtres et bleues avec mud-cracks.

En quelques points apparaissent des faciès un peu particuliers qui rappellent ceux que l'on observe au centre du bassin des Causses où ils sont attribués conventionnellement au Sinémurien. A Saint-Martin-de-Lenne, sur 7 m au sommet, des dolomies parfois gréseuses s'intercalent à la base des séquences, lesquelles sont identiques par ailleurs aux précédentes. A Cornuéjols et au Méjanel, une calcarénite franche, avec des niveaux oolitiques, forme une barre de 1,50 m à environ 5 à 10 m sous le sommet de la formation ; vers Cornuéjols, cette barre peut être surmontée par 1,30 m de grès fin, calcaireux. A Courviala, au Nord-Ouest de Sévérac, on récolte *Spiriferina walcotti* dans un calcaire magnésien. A Sermels, les sondages permettent d'attribuer environ 15 m à cette séquence probablement sinémurienne.

Le dernier terme a pu être quelquefois individualisé (13).

L'épaisseur globale de l'Hettangien—Sinémurien est généralement comprise entre 100 et 130 m mais elle faiblit vers l'Ouest après Saint-Saturnin-de-Lenne, en vallée du Lot (80 m à Saint-Martin-de-Lenne, 60 m au Bouys-sou) et dans la région de Vimenet—Coussergues (40 m environ) ; inversement, elle pourrait atteindre, voire dépasser, 150 m dans la partie sud-est de la feuille, au-delà de la limite des affleurements.

14. **Lotharingien. Calcarénites massives** (15 m à 40 m). A l'Ouest de Campagnac—Sévérac, des dolomies fines et des calcarénites argileuses alternent avec des calcarénites oolitiques ; à Merdans (près de Sévérac), une dolomie à végétaux a livré *Brachyphyllum paparelli* et *Pachyphyllum peregrinum* (« niveau à plantes ») et le sommet d'un banc calcaire a montré des empreintes de petits dinosauriens. Dans cette zone, les épaisseurs croissent lentement du Nord-Ouest (\simeq 15 m) vers le Sud-Est (\simeq 25 m à Sévérac).

A l'Est, les niveaux fins ont disparu ; on note plusieurs séquences à deux termes : d'abord des calcarénites grossières à microbréchiques, puis des calcarénites oolitiques avec des dasycladacées ; nombreuses stratifications obliques et progradations orientées vers le Sud-Est. Un arrêt de sédimentation marque le sommet des séquences. Les épaisseurs croissent beaucoup plus vite que précédemment, avec 40 m à Sermels (en sondages).

La série se termine partout par un hard ground perforé et rubéfié ; localement (Buzeins, le Vialaret, Saint-Grégoire, le Payrigal à l'Est de Lagarde), il y a même dolomitisation et karstification avec piégeage de barytine dans les cavités ; ceci rappelle les faciès plus largement développés sur la feuille voisine Saint-Beauzély (« cause Rouge »).

A Banassac, la base et le sommet sont datés du Lotharingien inférieur, respectivement par *Microceras* cf. *planicosta* de la zone à Obtusum, et par *Oxynoticeras* sp. de la zone à Oxynotum. A Varès, le sommet est encore daté par *Oxynoticeras* sp. Dans la partie sud-orientale de la feuille, les sondages de Sermels ont révélé la présence de calcaires à entroques au-dessus du hard ground ; on peut certainement les paralléliser avec les formations similaires connues au centre du bassin caussenard et datées du Lotharingien supé-

rieur ; d'ailleurs la présence au Villaret d'un *Paltechioceras* remanié à la base du Carixien confirme la proximité d'un Lotharingien supérieur marin (zone à *Raricostatum*) (Michard, 1978).

15. **Carixien. Alternances calcaréo-marneuses** (5 à 25 m). Alternance régulière de calcaires gris-bleu, en bancs onduleux, et de lits de marnes jaunâtres. Niveaux gréseux à la base. La faune est riche, avec notamment *Uptonia jamesoni* (zone à Jamesoni), *Beaniceras luridum* et *Acanthopleuroceras maugenessi* (zone à Ibex) *Aegoceras capricornu*, *Oistoceras* sp., *Lytoceras* cf. *fimbriatum* (zone à Davoei), de gros nautilus et, au sommet, une bélemnite caractéristique, *Hastites clavatus*. Dans la vallée de l'Aveyron, l'épaisseur du Carixien diminue d'Est en Ouest : 18 à 24 m à Sermels, 15 m à Sévérac, 8,50 m, à Gaillac. On manque de données pour la vallée du Lot, mais elle y semble comprise entre 10 et 15 m.

16; 16a. **Domérien. Marnes grises** (40 à 65 m). Argiles calcareuses, grises à bleu-noir, jaunâtres par altération, feuilletées par niveaux. Des bancs calcaires à la base et des « miches » au sommet. La faune, surtout pyriteuse, est abondante avec en particulier *Amaltheus stokesi*, *A. bifurcus* et *Protogrammoceras isseli* (zone à Stokesi), *A. gloriosus*, *A. margaritatus*, *A. subnodosus* et *A. gibbosus* (zone à Margaritatus) ; *Hastites clavatus* existe encore à la base, et *Belemnites fournelianus*, toujours abondante, vient au-dessus.

L'épaisseur diminue d'Est en Ouest dans la vallée de l'Aveyron : 58 à 63 m à Sermels, 52 m à Sévérac, 45 m à Gaillac. Nous manquons d'indications précises pour la vallée du Lot, mais elle paraît souvent voisine de 20 à 30 m.

16b. **Domérien. Calcaires roux biodétritiques** (0 à 3 m). A l'Ouest de Vimenet et de Saint-Saturnin-de-Lenne, le Domérien argileux est surmonté par 1 à 3 m de calcaires massifs, grossiers, bruns, avec croûtes ferrugineuses, et très fossilifères : *Pleuroceras spinatum*, *P. solare*, *Pseudopecten aequivalvis*, *Gryphaea gigantea*, *Homeorhynchia acuta*, *Zeilleria quadrifida*, etc. Toute cette faune indique le Domérien supérieur (zone à *Spinatum*). Vers l'Est, les calcaires passent progressivement aux argiles précédentes par l'intermédiaire d'une série à alternances de bancs calcaires et de lits argileux. A l'extrémité orientale de la feuille, il n'y a plus aucun banc calcaire et le sommet de la série argileuse 16 livre des ammonites du Domérien supérieur (*P. spinatum*).

17. **Toarcien inférieur. Schistes cartons** (0 à 20 m). Schistes feuilletés, bitumineux, avec quelques bancs calcaires et localement (Lapanouse), des lits de jayet. Les ammonites indiquent la zone à *Serpentinus* du Toarcien inférieur : *Harpoceratoides strangewaysi* et *H. serpentinus*. Il semble qu'il y ait lacune de la zone basale, à *Tenuicostatum*.

L'épaisseur, très variable, s'accroît rapidement au Sud de Sévérac ; elle n'excède nulle part 20 m. Les schistes cartons manquent en plusieurs endroits : Vimenet—Coussergues, le Villaret, et à l'Ouest de Malescombes.

18 ; 17-8. **Toarcien moyen et supérieur ; Toarcien indifférencié. Marnes grises à fossiles pyriteux** (40 à 150 m). Argiles calcareuses gris-noir à gris-

bleu, jaunâtres par altération, très fossilifères, mais masquées le plus souvent par des prairies. A l'Ouest, les ammonites sont calcaires et de taille normale, au centre et à l'Est, elles sont pyriteuses et de petites dimensions, comme partout ailleurs dans les Grands Causses.

● **Toarcien inférieur** : A l'Ouest, la série argileuse débute dans la partie supérieure de la zone à *Serpentinus*, avec *Harpoceras exaratum* et *H. mulgraviium*. A l'Est, elle semble commencer un peu plus tôt avec *H. alternatus* et *Maconiceras soloniacense*.

● **Toarcien moyen** : c'est le niveau le plus riche avec, notamment *Hildoceras bifrons*, *H. hildense*, *H. lusitanicum*. *Pseudolioceras compactile* et *Lytoce- ras dorcadis* pour la zone à Bifrons, *Haugia variabilis* et *H. beanii* pour la zone à Variabilis.

● **Toarcien supérieur** : Citons plus particulièrement *Grammoceras thouar- sense* et *Coeloceras crassiusculum* pour la zone à Thouarsense, *Hammatoc- eras insigne*, *H. fasciatum*, *Pseudogrammoceras cotteswoldiae*, *Polyplectus dis- coides* et *Lytoce- ras pseudotrautscholdi* pour la zone à Insigne, *Pseudopoly- plectus reynesi* et *P. rouville* pour la zone à Reynesi, *Dumortieria cf. levesquei* pour la zone à Pseudoradiosa et *Pleydellia aalensis* pour la zone à Aalensis. La faune s'appauvrit en espèces et en individus dans les deux dernières zones.

Deux autres mollusques sont très abondants partout, *Trochus subduplica- tus* et *Nucula hammeri*.

La séparation cartographique des marnes du Toarcien moyen-supérieur (18) est conditionnée par la présence sous-jacente des schistes cartons 17.

Dans la vallée de l'Aveyron, les principales variations d'épaisseur sont liées à une tectonique antérieure à l'Aalénien : 60 m à l'Ouest de l'accident de Saint-Amans-de-Varès, 40 m à l'Est de celui de Blayac, et 100 à 135 m entre les deux. En vallée du Lot, l'épaisseur diminue faiblement d'Est en Ouest : 100 m à 80 m environ.

j0. **Aalénien. Calcaires noduleux gris à *Cancellophycus*** (0 à 30 m). Petits bancs noduleux de calcaire gréseux gris, à géodes de calcite, alternant réguliè- rement avec des lits plus tendres souvent un peu schisteux ; niveaux lumachelliques, avec huîtres, pectens, oursins et *Rhynchonella cynocephala*. Les ammonites sont rares : *Leioceras opalinum* à Canilhac (zone à Opali- num, Aalénien inférieur) et *Ludwigia cf. haugi* à La Canourgue (zone à Mur- chisonae, Aalénien moyen). Nombreux *Cancellophycus*. A l'Est, l'épaisseur est de 20 m (mais 30 m dans la vallée du Tarn, aux Vignes). Elle décroît régu- lièrement vers l'Ouest jusqu'à s'annuler, apparemment sur le méridien de Saint-Martin-de-Lenne, mais il n'est pas exclu qu'il y ait passage latéral de faciès avec une partie des dolomies litées décrites dans le Bajocien.

j1C ; j1D. **Bajocien. Calcaires gris à chailles ; dolomies brunes** (60 à 200 m). A l'Est, une série inférieure calcaire j1C est surmontée par une série dolomitique j1D. Les calcaires sont finement détritiques, gris à gris- bleu, lités en bancs d'épaisseur variable, avec des niveaux plus grossiers et

des calcaires oolitiques ainsi que des lits de chailles et de silex. La faune est très pauvre : débris de mollusques et très rares ammonites : *Otoites* sp. ou *Emileia* sp., près de La Canourgue (zone à Sauzei, sommet du Bajocien inférieur). Il y a encore des *Cancellophycus*. L'épaisseur est de 60 m à l'extrémité orientale (mais 120 m aux Vignes) et décroît vers l'Ouest jusqu'à s'annuler sur une ligne NE-SW passant entre La Folie et le Méjanel au Sud, et près de Viala (vers Campagnac) au Nord.

Au-dessus des calcaires, la série dolomitique, massive, forme corniche sur le rebord des causses. C'est une dolomie grenue ou cristalline, brune à brunâtre, avec lits de silex. Elle est souvent et très irrégulièrement dédolomitisée, sans changement de faciès. L'épaisseur est de 50 à 60 m (mais 80 m aux Vignes).

A l'Ouest, il n'y a que des dolomies j¹D. A la base, sur environ 30 m, des dolomies litées en bancs et pratiquement jamais dédolomitisées ; au-dessus, la dolomie massive décrite précédemment mais réduite à 30-40 m.

j²C. **Bathonien. Calcaires lithographiques** (30 à plus de 200 m). Série de calcaires lités, le plus souvent lithographiques, beiges ou gris, à patine blanche avec niveaux graveleux ou oolitiques, bancs de calcaire argileux verdâtre à jaunâtre et intercalations dolomitiques. Près du Massegros, des silex apparaissent à la base de la série. A l'Est (Almières, Le Recoux, La Tieule) on note des brèches intraformationnelles, parfois à éléments noirs et des marnes jaunes à vertes. Aux Vignes existent des intercalations ligniteuses (« stipite ») dont les spores et pollens indiquent un âge bathonien. La faune de cette série ne comprend que des brachiopodes et des lamellibranches.

Près des Vignes, un épisode volcanique sous-marin s'intercale à la limite Bajocien-Bathonien.

L'épaisseur est d'environ 130 m sur le méridien de La Canourgue ; elle décroît vers l'Ouest jusqu'à un minimum d'environ 30 m aux Clapouses, puis reprend progressivement de l'importance, avec 130 m sur le méridien de Saint-Martin-de-Lenne Au-delà, l'accroissement d'épaisseur se fait surtout au détriment de la série dolomitique superposée, avec au moins 200 m de calcaires au méridien de Pierrefiche et plus à l'Ouest (aux Vignes, 170 m).

j²-6D. **Bathonien-Oxfordien dolomitique** (30 à plus de 130 m). Au-dessus des calcaires précédents, puissante série de dolomie massive, parfois finement grenue mais le plus souvent largement cristalline, blanchâtre à brunâtre, très fréquemment dédolomitisée et renfermant de nombreuses poches d'altération sablonneuse. Près du sommet, des lentilles calcaires ont livré *Conicospirillina basiliensis*, foraminifère qui implique un âge au moins oxfordien supérieur.

L'épaisseur paraît être de l'ordre de la centaine de mètres à l'Est. Elle diminue vers l'Ouest avec comme précédemment un minimum aux Clapouses (30 à 40 m), et au moins 130 m sur le méridien de Pierrefiche.

j⁷C ; j⁷D. **Kimméridgien inférieur. Calcaires lithographiques et dolomies massives** (au moins 200 m). A l'Ouest du méridien de Tartaronne et jusqu'à

la limite des affleurements au moins, la dolomie bathono-oxfordienne est surmontée par une série calcaire j7C de 100 à 150 m, en concordance apparente, avec surtout des calcaires lithographiques, généralement en bancs de 0,30 m à 1,00 m, des calcaires oolitiques, des calcaires graveleux et des lentilles dolomitiques. Il n'y a pratiquement pas de faune. L'épaisseur paraît être de l'ordre de 100 à 150 m.

A l'Est de ce méridien, les calcaires passent latéralement à une série dolomitique j7D très semblable à celle du Bathono-Oxfordien avec nombreuses lentilles calcaires et, vers Almières, des silex au sommet. L'épaisseur est très difficile à évaluer, mais elle est certainement supérieure à 200 m. Dans la vallée du Tarn (Almières, Les Vignes), l'épaisseur cumulée des dolomies du Bathono-Oxfordien et du Kimméridgien est d'au moins 500 m.

j8. **Kimméridgien supérieur. Calcaires lithographiques, calcaires argileux, brèches intraformationnelles** (plus de 130 m). Calcaire argileux, verdâtres ou grisâtres, souvent tachetés d'ocre, en plaques et en petits bancs (0,02 m à 0,15 m) entrecoupés de bancs plus épais de calcaire lithographique beige ou gris et de calcaire oolitique blanc. Au Nord du Tensonnieu et à Montcan, il y a des brèches à cailloux noirs à la base ou près de la base. Près de Crus-Almers, la base de la série voit se développer des faciès dolomitiques (j8[1]). Rarement (l'Hiverguet) on note aussi des petits bancs gréseux. A Montcan on observe des chailles et une faune de lamellibranches peu déterminables. La présence de *Pseudocyclamina jaccardi* implique un âge encore kimméridgien. L'épaisseur conservée est d'environ 130 m à Montcan.

Dans les Grands Causses, des niveaux comparables sont considérés comme régressifs et sont attribués au Portlandien.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

R ; R/4. **Formations résiduelles des surfaces calcaires.** Argiles de décalcification rouge (« terre des causses ») emballant des blocs résiduels de calcaire ou de dolomie. Elles se sont formées par décalcification sur le Lotharingien (R/4) et surtout sur le Dogger—Malm (R) où elles arrivent à occuper de vastes surfaces (région de Massegras en particulier).

Dans le fond de certaines dolines, on rencontre des éléments épars de grès grossier ferrugineux, à faciès « sidérolitique », des pisolites de limonite et des graviers siliceux bien roulés ; mais il n'y a nulle part d'affleurement continu, semble-t-il. Il est possible, mais hasardeux, de paralléliser ces maigres témoins avec les formations du Quercy et du Périgord qui sont, elles, datées du Paléogène.

C. **Colluvions de fond de vallons et dolines.** Sédiment argilo-sableux fin, accumulé par ruissellement au fond des dolines et dans les vallons calcaires.

Comme les formations résiduelles, ces terrains ont été cartographiés sur photographies aériennes et, bien souvent, il n'a pas été possible de départa-

ger avec certitude ce qui revient aux colluvions et aux argiles résiduelles ; on a utilisé alors la notation mixte RC.

A. Masses calcaires effondrées sur versants argileux. Lorsqu'elle est superposée à un Permien pélitique et argileux, la falaise hettangienne s'est localement détachée et a glissé sur la pente en paquets plus ou moins volumineux et généralement assez peu disloqués (environs de Buzeins, et vallée du Lot). De la même façon, la falaise bajocienne s'est affaissée en masse sur les versants toarciens (région de Canilhac—La Canourgue, en vallée du Lot). Rien ne permet de dater ces mouvements, mais ils ne paraissent pas se poursuivre actuellement.

Remarquons que ce phénomène a beaucoup moins d'ampleur et d'extension que sur la feuille voisine Saint-Beauzély (voir la carte ZERMOS, région de Millau).

E. Éboulis rocheux. Associés au phénomène précédent dont ils dérivent peut-être parfois, ils ont été notés dans la région de Canilhac—La Canourgue. Par ailleurs, ont été incluses dans cette rubrique les masses chaotiques de calcaire que l'on rencontre sur les versants argileux du Lias et qui proviennent de la dislocation de la falaise du causse.

F. Alluvions fluviales. Localisées au fond des vallées (il n'y a pas de terrasses perchées), rarement visibles en coupe, elles semblent essentiellement limoneuses et caillouteuses. On n'a guère de renseignements sur les épaisseurs ; dans la vallée de l'Olip, près de Lavernhe, les alluvions ont 2,50 m de puissance avec 0,50 m à 2,00 m de limon sableux brun, à lentilles caillouteuses, reposant sur 0,50 m à 1,50 m de cailloutis calcaires ou cristallins pris dans une matrice limono-sableuse.

U. Travertins (tufs de sources). Ils sont localisés au débouché aérien de circulations souterraines dans les causses. Leur extension est toujours très faible.

X. Dépôts anthropiques. De faible ampleur, ils sont liés à d'anciennes activités minières ou à des aménagements récents.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE POST-HERCYNIE

Du Stéphanien au Jurassique inférieur

Sur la pénélaine post-hercynienne se sont d'abord constituées, au Stéphanien, de petites zones d'accumulation détritiques au gré d'un certain nombre de pièges tectoniques au carrefour d'accidents décrochants.

Au cours de l'Autunien, un affaissement général conduit à un débordement progressif des aires de sédimentation et à la constitution d'un vaste bassin structuré WNW-ESE dont l'extension maximale, vers la fin de l'Autunien ou au Saxonien, déborde sans doute les limites actuelles du « détroit » et correspond au dépôt des « séries rouges ».

Cette évolution s'accompagne d'un net changement dans la nature du volcanisme associé, qui de silico-alumineux et potassique au Stéphalien devient à dominante calco-alcaline à l'Autunien. Le climat évolue également de conditions chaudes et humides à un type beaucoup plus sec à saisons alternées sèches et humides. Les traces d'une profonde altération pédogénétique du substratum se trouvent en effet fréquemment conservées à la base des premiers dépôts autuniens, avec des profils complexes à horizons bien différenciés.

Une nouvelle pénéplaine s'établit du Permien supérieur à la fin du Trias, tronquant tous les dépôts antérieurs et sur laquelle va s'étendre bientôt la transgression marine du Mésozoïque.

L'aspect pelliculaire des faciès gréseux de la base de cette transgression, quelque soit son âge exact, traduit vraisemblablement un relèvement relatif des niveaux de base. Les produits de l'érosion, transportés par des cours d'eau divagants à la surface de la pénéplaine, ne sont plus évacués et se trouvent bientôt fossilisés par l'installation des marécages et lagunes qui précèdent l'arrivée des faciès carbonatés, d'influence plus franchement marine, généralisés à l'Hettangien moyen.

Cette transgression, dont on connaît mal l'extension, a sans doute largement débordé les limites actuelles du « détroit », comme en témoignent un certain nombre de témoins préservés de l'érosion dans la partie nord du Rouergue. La communication avec le bassin d'Aquitaine, avérée au Lias moyen par les faunes d'ammonites, a pu en fait suivre de peu l'arrivée de la transgression dans le « détroit » dès le Lias inférieur.

La sédimentation de l'Hettangien « moyen » est commandée par une subsidence saccadée qui traduit la succession de séquences sédimentaires ; les conditions de milieu évoluent au cours de chaque séquence : infratidales à la base, avec dépôts de mer ouverte (phase transgressive) et inter- à supratidales au sommet, avec dépôt de type lagunaire (phase de comblement). A l'Hettangien « supérieur », la subsidence diminue un peu en intensité ; cependant, on note localement de brefs retours à un régime de mer ouverte (dépôts sinémuriens). Au Lotharingien inférieur, la subsidence s'accroît sensiblement tout en restant saccadée, et la mer franche envahit l'Est de la feuille ; à l'Ouest, c'est-à-dire en approchant du seuil de Rodez, le régime marin alterne d'abord avec un régime lagunaire, mais ensuite il devient dominant et il y a alors libre communication entre Causses et Aquitaine.

A la limite Lotharingien inférieur—Lotharingien supérieur, on assiste à une émergence générale, avec karstification des dépôts lotharingiens en plusieurs endroits ; cette phase (qui est sensible loin à l'intérieur des Grands Causses) dure pendant tout le Lotharingien supérieur, sauf au Sud-Est de la feuille où du Lotharingien supérieur marin est connu en sondages. Au Carixien, la subsidence reprend, la mer revient dans le détroit de Rodez et s'étend jusqu'à l'Aquitaine ; on note une réduction des épaisseurs en direction du seuil de Rodez. Au Domérien inférieur, le milieu devient confiné, de type euxinique, de même que dans le reste du bassin caussenard ; à noter qu'une certaine indépendance faunistique caractérise la feuille Sévérac par

rapport au bassin des Causses : certaines espèces typiquement caussenardes n'y ont pas été trouvées (*Reynesoceras tagazzoni*, *Fucinoceras boscence*) ou seulement à l'Est (*Amaltheus gibbosus*, *A. laevis*). Au Domérien supérieur, le faciès aquitain des calcaires à pectens envahit la partie occidentale de la feuille, tandis que la sédimentation reste argileuse plus à l'Est.

Une nouvelle interruption, ou anomalie, de sédimentation intervient à la limite Domérien-Toarcién, comme en témoignent les croûtes ferrugineuses au toit du Domérien supérieur et la lacune possible de la zone à *Tenuicostatum*. Au Toarcién inférieur, les importantes variations d'épaisseur des schistes cartons, allant jusqu'à une lacune totale en plusieurs endroits, pourraient traduire leur localisation dans des paléo-creux. Au Toarcién moyen et supérieur, une partie de la feuille témoigne de certaines affinités faunistiques avec le Bassin aquitain : en effet, plusieurs ammonites classiques de l'Aquitaine n'existent que dans la partie occidentale (*Hildoceras lusitanicum*, *H. hildense*) ; inversement, des espèces très typiques des Grands Causses paraissent localisées au centre et à l'Est (*Maconiceras soloniacense*, *Harpoceratoides alternatus*, *Pseudopolyplectus* gr. *riverense-beauziliense*). Par ailleurs, les ammonites sont calcaires et de taille moyenne à forte, tandis qu'au centre et à l'Est, elles sont pyriteuses et de petites dimensions, comme il est de règle dans les Grands Causses ; cela implique certainement, d'une manière ou d'une autre, des conditions de milieu différentes. Notons encore pour le Toarcién moyen et supérieur une légère diminution d'épaisseur vers l'Ouest en vallée du Lot, tandis qu'en vallée de l'Aveyron les variations de puissance ont beaucoup plus d'amplitude et sont liées à deux failles subméridiennes contemporaines de la sédimentation (faille de Saint-Amans-de-Varès et de Blayac). Nous n'avons pas d'indication pour cette période sur un jeu éventuel de la grande faille des Vignes ou de celle des Palanges.

Du Jurassique moyen à l'actuel

Remarquons au préalable que la stratigraphie des Grands Causses et du détroit de Rodez a été beaucoup moins étudiée pour la période du Jurassique moyen-supérieur que pour celle du Lias ; de ce fait, l'histoire paléogéographique en demeure mal connue.

Quelle que soit l'hypothèse retenue pour expliquer les variations de faciès ou d'épaisseur de l'Aalénien et du Bajocien en direction de l'Ouest (voir plus haut), on doit admettre l'influence du seuil de Rodez jusqu'au Bajocien « inférieur » au moins. Au Bathonien « inférieur », on note la présence de faciès laguno-lacustres dans l'Est (marnes vertes, brèches intraformationnelles, lignites), et d'une importante réduction sur la « ride des Clapouse », au centre de la feuille ; cette ride (qui persiste jusqu'au Bathonien « supérieur ») est peut-être en rapport avec un éventuel rejeu de la faille toarcienne de Blayac sur laquelle elle s'aligne. Enfin, la coulée volcanique sous-marine des Vignes (qui borde au Sud les causses de Sévérac et de Sauveterre) a joué dès la base du Bathonien et a atteint une profondeur importante.

Si l'on s'en réfère aux faciès, il y aurait lacune du Callovien et de l'Oxfordien inférieur et moyen, alors que ces niveaux sont représentés et datés de

l'autre côté du Tarn. Cependant, il y a des arguments pour penser qu'ils sont plutôt représentés par les premiers niveaux de la série superposée au Bathonien dolomitique.

En ce qui concerne la paléogéographie des couches attribuées au Jurassique supérieur, nous ne savons pas si les faciès observables actuellement, calcaires à l'Ouest et dolomies à l'Est, correspondent à une sédimentation distincte ou si la dolomitisation est exclusivement postérieure au dépôt et indépendante des conditions premières.

Les derniers termes jurassiques sont régressifs, comme partout ailleurs dans les Grands Causses. Le Crétacé n'a laissé aucun témoin, sans que l'on sache s'il y a eu originellement dépôt ou non.

Après le départ de la mer, la région évolue définitivement en domaine continental avec une succession de périodes d'activité tectonique (Éocène supérieur, Oligocène moyen) et de périodes de pénéplanation qui, progressivement, vont donner à la région son visage actuel. Les étapes de cette évolution, qui n'a pas laissé ici de dépôts caractéristiques, ne peuvent être reconstitués qu'hypothétiquement, d'après les principaux traits de sa morphologie.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

TECTONIQUE

Socle cristallophyllien

Les ensembles cristallophylliens sont trop peu exposés sur l'ensemble de la feuille pour qu'en puisse être donnée une interprétation structurale détaillée. On ne peut pas, en particulier, définir le style de la phase ancienne responsable du métamorphisme haute pression à disthène qui n'existe qu'à l'état de reliques.

On attribue à l'orogénèse hercynienne le plissement supraschisteux des séries micaschisteuses ou gneissiques selon une orientation N 130-140, et à une phase tardive de la même orogénèse des plis tardifs en chevrons de direction N 30 à N 80.

Dans cet ensemble métamorphique, on peut distinguer au Sud-Est les séries situées au Sud de la faille de Palanges, qui constituent l'extrémité nord du massif du Lévezou et représentaient de grandes unités charriées vers le Sud, reposant sur un substratum autochtone auquel appartiennent les affleurements de Vimenet et de la vallée du Lot.

Paléozoïque

Un régime de compression lié à une phase tardive du cycle hercynien persiste ici pendant le Stéphanien et une partie de l'Autunien, avec une direction N-S dominante. Ce régime entraîne la formation ou le jeu de grandes

failles en décrochements senestres qui caractérisent la zone du « détroit » avec des orientations WNW-ESE, telles la faille des Palanges et celles qui contrôlent la zone du horst de Vimenet. Une autre famille d'accidents décrochants de direction N20°, peu représentée sur cette feuille, semble jouer un rôle important. Des zones de « détente » au carrefour de ces deux directions seraient en effet responsables de l'installation des petits bassins subsidents stéphaniens dans un contexte général de compression.

Le régime général de distension qui s'instaure vers l'Autunien supérieur et persistera à des degrés divers pendant le Mésozoïque, entraîne le rejeu en failles normales des grands accidents précédemment formés et un affaissement général où s'établit l'aire de sédimentation des « couches rouges ».

Mésozoïque

Pendant le Jurassique, le régime persistant de distension, responsable plus à l'Est du volcanisme sous marin des Vignes, engendre des rejeux en faille normale affectant la sédimentation du Lias, en particulier sur les petits accidents de Blayac, Saint-Amans-de-Varès au Toarcien, et peut être les structures plus complexes affectant le Lias (Saint-Grégoire, le Méjanel, Vimenet, Coussergues, Banassac, La Canourgue). La plupart de ces accidents ont, bien entendu, pu rejouer postérieurement.

Un problème intéressant se pose quant à l'intensité atteinte par la tectonique antérieure à l'Aalénien ; en effet, la carte réalisée montre un Lias beaucoup plus faillé, et même plissé (anticlinal du Villaret et synclinal pincé des Tassières notamment), que le Dogger—Malm. Il est probable que cette différence est imputable pour partie à la lithologie : en effet, le Dogger—Malm forme un puissant ensemble carbonaté, bien rigide ; au contraire, le Lias calcaire constitue une série rigide de bien moindre épaisseur, et intercalée entre deux séries tendres, pélitiques ou argileuses ; *a priori*, il se déformera beaucoup plus facilement (même observation pour les schistes cartons, qui forment une petite barre rigide au sein du Lias argileux).

Cependant, les failles toarciennes de Blayac et de Saint-Amans-de-Varès traduisent une véritable phase tectonique qui, par extension, peut ou doit expliquer en grande partie les structures les plus complexes affectant le Lias (Saint-Grégoire—le Méjanel, Vimenet—Coussergues, Banassac—La Canourgue), même si, de toute évidence, certains de ces accidents ont rejoué postérieurement au Dogger—Malm.

Compte tenu de l'énorme lacune d'observation stratigraphique après le Portlandien, il n'est guère possible de reconstituer la chronologie des phases tectoniques majeures. Il est certain que les deux principaux accidents ont rejoué postérieurement au Malm : faille des Palanges séparant le Lézérou cristallin du bassin sédimentaire de Sévérac, et faille des Vignes (ou du Pas-de-Souci) divisant longitudinalement ce dernier.

La structure générale de la région est en marches d'escalier, avec abaissement successif des trois panneaux vers le Nord (l'Aveyron coule dans le panneau médian à la faveur d'une inversion de relief). Là où son tracé est obser-

vable avec suffisamment de précision, la faille des Palanges apparaît inverse ; les cotes obtenues en sondages entre le Méjanel et Fabreguette impliquent pour cet accident des pendages inverses, très voisins de 70°. La faille des Vignes, elle, est alternativement inverse et directe, sa pente ne paraissant pas non plus s'écarter beaucoup de la verticale.

ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

De la fin du plissement hercynien à la transgression marine mésozoïque se sont succédées des périodes de déformations tectoniques et d'érosion, aboutissant à une pénéplaine remarquablement arasée et fossilisée par les séries mésozoïques.

Un nouveau cycle d'érosion intervient de l'Éocène supérieur à l'Oligocène, nivelant les reliefs dus à la phase pyrénéenne qui a en particulier surélevé le bloc Palanges—Lévezou par rapport à la zone du « détroit ». La couverture mésozoïque est alors fortement entamée et probablement entièrement décapée à l'emplacement des môles cristallins, tandis que s'établit une nouvelle surface d'érosion où ont pu s'étaler, en fonction des conditions climatiques, des dépôts sidérolitiques dont ne subsistent ici que des témoins remaniés, et des épandages fluviatiles ou fluviolacustres comme on peut en repérer dans la partie occidentale du détroit.

L'évolution de cette surface s'effectue ensuite en plusieurs cycles qui répondent aux déformations (principalement oligocènes) et aux variations des niveaux de base, et aboutit vers la fin du Néogène à la grande surface polygénique des causses. Les traces de cette surface, qui peut localement coïncider sur les môles cristallins avec les surfaces plus anciennes, éo-oligocène voire même anté-mésozoïques, peuvent être identifiées ici dans les grands aplanissements qui tronquent, au Nord le socle des contreforts de l'Aubrac, et au Sud le massif du Lévezou, et dans le domaine sédimentaire par le causse de Sévérac. Il ne s'agit pas d'une pénéplaine parfaite mais d'une surface irrégulière inclinée vers l'Ouest et déprimée dans la zone du détroit, et déjà empruntée par les divagations de grands cours d'eau, paléo-Lot et paléo-Aveyron originaires du Nord-Est (Velay, Cévennes).

Avec l'abaissement des niveaux de base et le progrès de l'érosion régressive, cette haute surface s'est trouvée progressivement démantelée. Dans les zones d'affleurement du socle, les vallées s'encaissent profondément. Dans les zones hautes du domaine sédimentaire, au Sud de la faille des Vignes d'une part et en bordure de l'Aubrac au Nord, l'érosion atteint rapidement des niveaux tendres imperméables du Lias où va se concentrer le drainage aérien et s'amorcer une belle inversion de relief, transformant les zones structurellement hautes en larges dépressions empruntées actuellement par l'Aveyron et au Nord par le Lot et le ruisseau de Serre.

Parallèlement, le domaine calcaire du causse de Sévérac se trouvait progressivement déserté par les écoulements de surface dont témoignent plusieurs vallées sèches (ruisseau de Serres, ruisseau de Brèves entre autres) et s'est en quelque sorte fossilisé, n'évoluant plus que comme un domaine

karstique. Cette évolution, étroitement liée aux facteurs climatiques combinés avec les processus glaciaires, a donné progressivement au plateau calcaire sa morphologie caractéristique constellée de dolines et ouvalas ou larges poliés comme celui du Masegros, fonctionnant pendant les périodes d'activité comme autant de niveaux de base locaux indépendants.

ANOMALIES DU CHAMP MAGNÉTIQUE

La carte Sévérac-le-Château à 1/50 000 a été couverte dans sa totalité par le levé aéromagnétique INAG—BRGM (Massif central, 1975). Cependant, ce levé, caractérisé par une altitude de vol de 2 500 m et par un écartement de lignes de mesure de 2 km, est mal adapté à l'étude des structures volcaniques de cette région, qui sont généralement de dimensions réduites. On peut seulement déceler dans l'angle sud-est de la carte, dans la région de Saint-Georges-de-Levejac, l'anomalie liée à la coulée des Vignes (Roux et Senaud, 1978). Des mesures magnétiques ont donc été effectuées au niveau du sol.

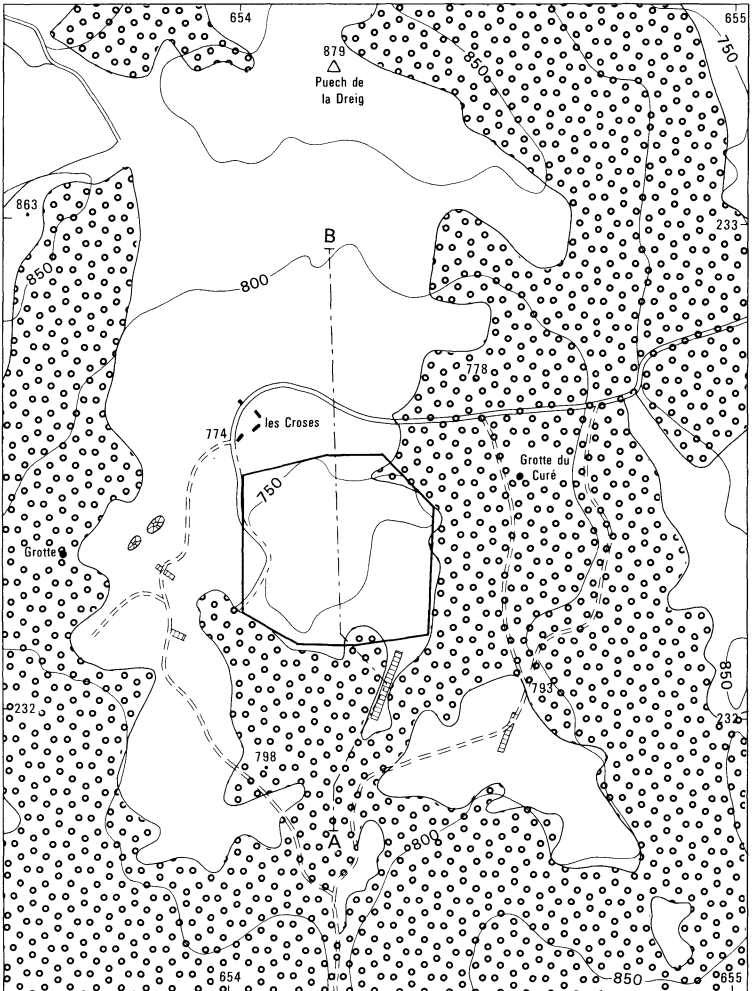
Deux structures ont fait l'objet d'une étude détaillée :

- une doline, de forme circulaire ($\varnothing = 400$ m), située au Sud de la ferme des Croses, sur le causse de Sévérac (à une dizaine de kilomètres au Nord-Ouest de cette ville), à l'Ouest de laquelle affluent, témoins d'une activité volcanique, deux petits necks basaltiques ;
- la structure volcanique de Coussergues où brèches de type maar et basaltes constituent une petite colline au Sud-Est de ce village. Dans les deux cas, les mesures ont révélé la présence de structures magnétiques à aimantation inverse.

Anomalie des Croses

Les mesures magnétiques mettent en évidence une structure à aimantation inverse dont l'extension peut être directement mise en relation avec les pourtours de la dépression morphologique observée. La profondeur du toit de la structure peut être estimée avec une très bonne approximation (40 m d'après le profil A-B). Les profils effectués à la périphérie de cette cuvette permettent de déceler la présence de masses magnétiques de dimensions réduites (quelques mètres) qui correspondent certainement à de petits filons basaltiques sub-affleurants. Au point 1, où l'on note une forte anomalie ponctuelle, quelques « volantes » de basaltes sont observées.

L'interprétation de l'anomalie à l'aplomb de la « doline » nous a conduit à adopter le modèle (fig. 1 et 2) dont les limites latérales s'inscrivent parfaitement dans la dépression. Cette masse de roche, assez fortement aimantée ($J = 2$ A/m), dont l'épaisseur dépasse 100 m, peut être assimilée à un lac de lave basaltique ayant rempli un cratère préexistant. La doline n'est pas due à la dissolution du calcaire par les eaux d'infiltration mais à un cratère d'explosion de type maar qui a ensuite, au cours d'un épisode effusif, été partiellement rempli par des laves basaltiques. Postérieurement, les eaux de ruissellement, par entraînement vers la dépression d'argiles de décalcification des calcaires avoisinants et de matériaux détritiques, ont contribué au comblement de ce cratère.



Necks basaltiques affleurants



Fils mis en évidence par le levé magnétique au sol



Structure magnétique assimilée à un lac de lave

Fig. 1 - Extension des structures magnétiques des Crozes

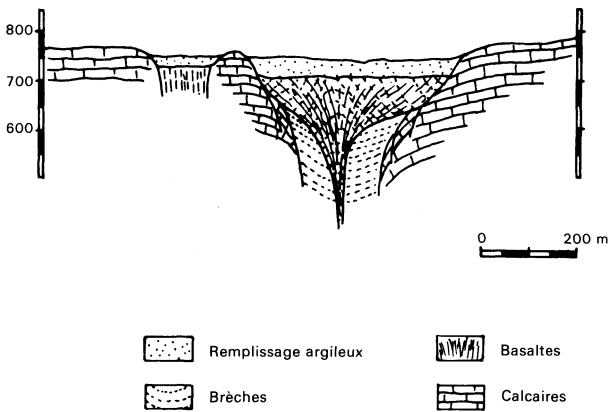
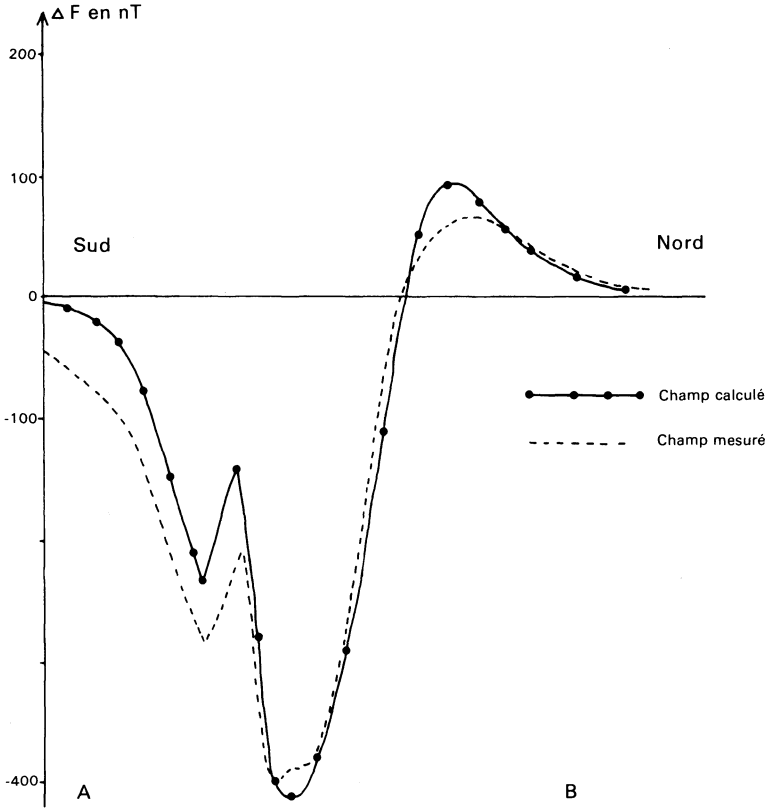
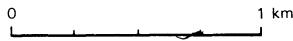
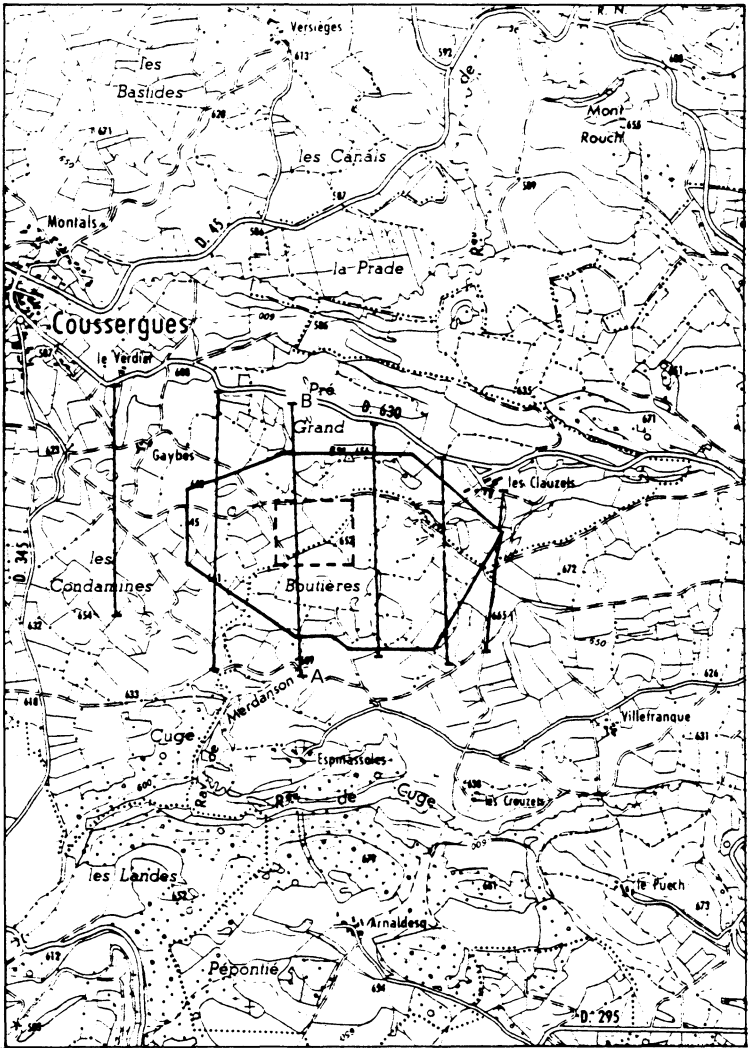
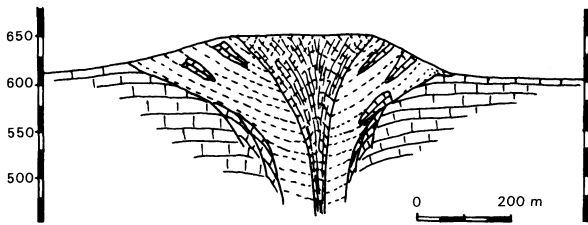
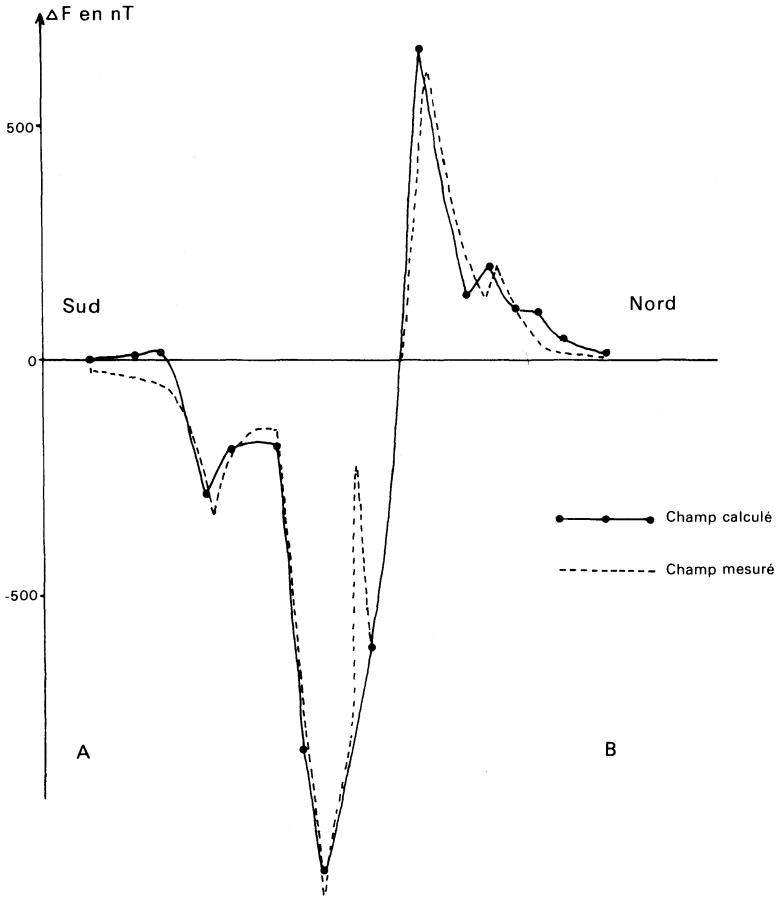


Fig. 2 - Profil magnétique et coupe interprétative



- A — B Profils de mesures
- ▭ (dashed) Structure magnétique correspondant au lac de lave
- ▭ (solid) Structure magnétique correspondant aux brèches de maar

Fig. 3 - Extension des structures magnétiques de Coussergues





-  Basaltes
-  Brèches
-  Calcaires

Fig. 4 - Profil magnétique et coupe interprétative

Les dykes mis en évidence par les mesures et les necks affleurant se sont mis en place dans des fractures radiaires ou annulaires formées lors de l'épisode explosif.

Anomalie de Coussergues.

L'étude détaillée de l'anomalie permet de mettre en évidence deux structures magnétiques différentes (fig. 3 et 4) :

- une grande structure grossièrement ellipsoïdale aux dimensions importantes (1 200 x 800 m), moyennement aimantée ($J = 1 \text{ A/m}$), correspondant aux projections pyroclastiques que l'on peut observer localement. Ces dernières sont stratifiées, leur pendage converge vers le centre de la structure. Elles sont constituées de matériaux volcaniques (bombes en choux-fleurs, lapillis centimétriques) associés à des roches arrachées au substratum (quartz, schistes, calcaires dont certains panneaux emballés dans la brèche sont décamétriques). Il s'agit de projections dues à une série d'explosions phréatomagmatiques ;
- une structure centrale aux dimensions plus réduites (300 m), fortement aimantée ($J = 4 \text{ A/m}$), constituée de lave basaltique massive. Sa forme en entonnoir prouve qu'il s'agit d'un lac de lave ayant comblé le cratère pré-existant. Le basalte qui affleure en de rares endroits constitue en fait une grande partie du plateau.

La formation de cet appareil se résume donc de la façon suivante :

- ouverture du cratère avec émissions rythmiques de produits pyroclastiques (épisode explosif avec une activité de type maar) ;
- une phase effusive avec montée du magma basaltique dans le conduit éruptif succède à cet épisode. Il y a alors activité de lac de lave avec formation de fontaines de lave qui produisent des petits cônes de scories (on observe localement des projections stromboliennes : scories et bombes en fuseaux).

VÉGÉTATION ET CULTURES

Massifs cristallophylliens

Les sols acides et peu profonds développés sur le substratum gneissique ou micaschisteux étaient voués traditionnellement à la culture du seigle et aux châtaigniers, les pentes fortes étant abandonnées à la lande et aux forêts acidophiles à feuillus.

L'usage généralisé des amendements permet aujourd'hui, sur les contreforts du Lézou, une agriculture plus riche et diversifiée tandis que, sur les pentes de l'Aubrac, la rigueur des hivers limite les possibilités aux seules prairies d'alpage.

Plateaux calcaires

Cultivés autrefois, les plateaux calcaires du causse de Sévérac ne sont plus couverts que par des pelouses maigres et garrigues où paissent les ovins,

tandis que les dolomies du Sauveterre, avec leurs sols sablonneux, acceptent des peuplements de résineux. Les dépressions karstiques tapissées d'argiles résiduelles supportent des sols fersiallitiques plus profonds permettant les cultures céréalières et sont même occupées (plaine du Massegros) par des prairies bocagères.

Dépressions liasiques et permienes

Dans ces dépressions, la variété des assises rencontrées offre une grande diversité de sols et végétations.

Les zones marneuses du Lias fournissent des sols argilo-limoneux généralement occupés par des prairies humides. Les sédiments marno-calcaires du Carixien constituent en général un grand replat favorable aux cultures.

Les calcaires et dolomies du Lias inférieur offrent des conditions proches de celles de plateaux calcaires, avec dépressions cultivées et reliefs à maigres herbages. Les sols un peu plus profonds à la surface de l'Hettangien sont quelquefois défrichés et consacrés à la culture.

Les sols arides et peu profonds installés sur les zones permienes ne permettent que les prairies pauvres et des boisements de feuillus.

Dans les vallées encaissées du Lot et du Tarn, les secteurs abrités accueillent quelques vignes et vergers.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Alluvions des vallées

Peu épaisses et souvent argileuses, elles ne recèlent que de faibles ressources en eau. Elles peuvent toutefois constituer localement de bons sites de captage lorsque l'écoulement de surface peut être sollicité (alimentation induite) : tel est le cas pour le forage de Banassac (4.10) et pour le puits de Canilhac-Malvezy (3.203), tous deux situés en rive droite du Lot, ainsi que pour le forage des Vignes (8.212) en rive droite du Tarn.

Formations du socle

Elles présentent en général une tranche superficielle d'altération qui est susceptible de permettre de petites circulations. D'épaisseur variable et bien que souvent argileuse, cette tranche peut recéler de petites nappes, notamment dans ses parties remaniées ou lessivées plus riches en éléments détritiques. Ces nappes sont drainées par les fonds des vallons où elles peuvent resurgir en sources généralement de faible débit, peu minéralisées mais souvent affectées par des pollutions. Plus en profondeur, certaines fissures peu-

vent jouer un rôle de drain pour les nappes de la tranche superficielle, qui pourraient présenter des possibilités d'exploitation par forage mais exigent beaucoup de soins dans le choix des sites de recherche pour diminuer les risques d'échecs.

Les zones fissurées qui affectent les séries sédimentaires du Permien et du Carbonifère peuvent, de façon analogue, se révéler aquifères à des profondeurs variables mais leurs eaux sont fréquemment assez fortement minéralisées.

Formations carbonatées du Jurassique

Elles recèlent de très loin les plus importantes ressources en eau de la feuille. Les deux principaux réservoirs aquifères que l'on observe très généralement dans la région des Grands Causses — au-dessus et au-dessous des marnes et argiles du Lias supérieur — y sont là, au moins autant qu'ailleurs, très fracturés et karstifiés, ce qui favorise l'infiltration de la plus grande partie de l'eau de pluie (module inter-annuel de précipitations voisin de 1 000 mm) que reçoivent les vastes étendues où calcaires et dolomies affleurent entre Tarn, Lot et massif du Rouergue, et la restitution plus ou moins différée de cette eau par les nombreuses sources situées à leur périphérie.

Les altitudes respectives des écoulements superficiels et souterrains, le régime des sources, les relations hydrauliques mises en évidence par traçages (cf. tableau 1), par confrontation avec les données structurales, permettent de préciser dans ses grandes lignes l'organisation actuelle du drainage souterrain.

Le faisceau d'accidents développé entre les quarts nord-ouest et sud-est de la feuille détermine deux principaux ensembles monoclinaux inclinés vers le Sud-Est et plus ou moins parfaitement isolés selon l'amplitude des rejets et la nature des formations — du Jurassique et du socle — affectées par ces accidents :

● **Le premier de ces ensembles**, le plus au Nord, correspond à la terminaison occidentale du causse de Sauveterre (improprement dénommé sur la feuille « causse de Sévérac », la ville de Sévérac étant située au cœur de l'ensemble méridional). Il peut être subdivisé de la façon suivante :

— **l'aquifère inférieur** (karst du Lias) ne n'observe à l'affleurement que selon une bande relativement étroite qui domine la vallée du Lot constituant la bordure septentrionale du causse de Sauveterre. Sur cette bordure jaillissent, à la base du Lias, les sources qui drainent cet aquifère (sources de déversement), mais dont certaines sont aussi des résurgences d'écoulements de surface provenant pour partie de sources plus méridionales issues de l'aquifère du Jurassique supérieur ; l'exemple le plus spectaculaire de telles relations a été mis en évidence dès le siècle dernier par le constat des perturbations qu'engendraient sur le régime d'une source de Pierrefiche : la résurgence de Glassac (1.6) et les travaux d'entretien de canaux d'arrosage dans la vallée du ruisseau de Serre au voisinage du Trou de Souci (1.3). Bien que toutes les sources situées sur cette bordure n'aient pas été inventoriées, il apparaît que le volume global de leurs apports au Lot reste assez modeste

Tableau 1 – Relations démontrées par traçages

N°	Point d'injection	Date	Indice BRGM	Coord. Lambert		Alt. Z	Point de réapparition	indice BRGM	Coord. Lambert		Alt. Z	Dist. en m.	Temps en h.
				X	Y				X	Y			
1	Trou de SOUCI	<1900	885.1.3	648,86	237,94	605	Douzes de ÉLASSAC	885.1.6	648,50	238,54	550	700	1 1/2
2	Piste de NOVIS	16/4/68	909.3.50	662,47	218,82	850	Source de l'AVEYRON (?)	885.7.9	660,43	223,92	735	5 500	?
3	Piste de SAGNES	29/1/71	909.3.75	660,82	219,32	870	Source des BASTIDES	885.7.10	658,82	222,73	710	4 000	72
4	Grotte de MONTALIÈS	7/4/71	909.3.22	659,30	219,72	875	Source de la MURAILLASSE	885.7.21	658,82	220,28	745	700	10
5	Piste de la LANDE	15/5/71	885.8.202	669,01	225,96	770	Source de FONTMAURE Source de BOULDOIRE Source du PAS-DE-SOUCI	886.5.32 885.8.210 886.5.34	672,01 671,78 671,84	222,46 221,23 221,31	430 410 410	4 700 5 500 5 500	336 336 336
6	Piste de NOVIS	7/6/71	909.3.50	662,47	218,82	850	Source du ROUVÉROL	909.4.206	671,02	220,00	415	8 750	90
7	Aven du MASSEGROS	31/5/73	885.8.208	666,97	223,27	865	Source du ROUVÉROL	909.4.206	671,02	220,00	415	5 250	130
8	Piste de la VERLENQUE	4/11/73	885.7.28	658,83	220,31	743	Source des TROIS-TUNNELS	885.7.3	659,03	220,66	740	400	
9	Piste de la LANDE	11/2/74	885.8.202	669,01	225,96	770	Source de FONTMAURE Source de BOULDOIRE Source du PAS-DE-SOUCI	886.5.32 885.8.210 886.5.34	672,01 671,78 671,84	222,46 221,23 221,31	430 410 410	4 700	32
10	Piste de NOVIS	21/3/74	909.3.50	662,47	218,82	850	Source du ROUVÉROL	909.4.206	671,02	220,00	415	8 750	161
11	Aven de NOVIS	15/2/81	909.3.50	662,47	218,82	835	Grotte du COUTAL Source du ROUVÉROL	909.4.207 909.4.206	670,88 671,02	220,08 220,00	456 415	8 750	90
12	Grotte du COUTAL	6/3/82	909.4.207	670,88	220,08	456	Source du ROUVÉROL	909.4.206	671,02	220,00	415	700	2 1/2
13	Doline du MASSEGROS	1982	885.8.211	667,30	222,65	857	Source du ROUVÉROL	909.4.206	671,02	220,00	415	4 500	
14	Aven de CASSAN	13/8/83	885.8.209	669,05	228,06	830	Source de FONTMAURE	886.5.32	672,01	222,46	430	6 400	72

en conséquence de la faible extension des affleurements du Lias calcaire par rapport à celle du karst du Jurassique moyen et supérieur ; par contre, la plus grande partie du Lias calcaire se trouvant en-dessous du niveau d'écoulement de ses exutoires, le volume de ses réserves pourrait être considérable dans la mesure où pourraient être révélées en zone noyée des valeurs de paramètres aquifères (perméabilité, emmagasinement) aussi favorables que dans les secteurs d'affleurement ;

— ***l'aquifère supérieur*** (karst du Jurassique moyen et supérieur), de très grande extension, répartit ses eaux souterraines dans trois sous-bassins : Lot, Aveyron et Tarn.

- *Le domaine drainé par le Lot* localise ses exutoires au contact de l'aquifère et de son mur imperméable de façon tout à fait analogue à celle de l'aquifère inférieur. Il s'agit là encore de sources de déversement mais dont les débits sont notablement plus élevés et plus irréguliers que ceux des sources du Lias, de l'ordre de quelques dizaines de litres par seconde en étiage et atteignant plusieurs mètres cubes par seconde en crue : les trois principaux secteurs d'émergence sont, d'Ouest en Est, les sources de Lestang (2.4 et 2.6), les sources de Canac (3.1 et 3.7), la source de Roquaizou (4.4). La plupart de ces sources sont liées à l'existence de conduits actuels ou anciens de grande ampleur à l'origine de belles reculées karstiques et parfois pénétrables à l'homme sur plusieurs centaines de mètres (3 400 m à Roquaizou).

- *Le domaine drainé par l'Aveyron* localise ses exutoires sur le trajet du grand accident qui en constitue la limite sud, le mettant en contact avec les formations du socle et du Lias supérieur marneux. Il s'agit ici de sources de karst barré, plus ou moins éloignées du mur imperméable de leur réservoir aquifère, et dont les faibles différences d'altitude par rapport aux sources de la bordure nord de ce réservoir, laissent présager l'existence d'une zone noyée dans le Jurassique moyen et supérieur, surmontant, mais avec une plus faible extension, la partie noyée, captive, de l'aquifère inférieur. Les principales de ces sources « de faille » sont, d'Ouest en Est, la Font d'Esparce (1.8), la source de Mayrinhac (1.9) et la source du Ségala (6.6) ; les possibilités d'une surexploitation temporaire, par forage ou par pompage, sur le site de certaines de ces sources ou à leur voisinage, mériteraient d'être examinées.

- *Le domaine drainé par le Tarn* concentre ses exutoires dans un secteur limité au voisinage de la zone très tectonisée du Pas-de-Souci, en bordure ou dans le lit même de la rivière. Il s'agit là encore de sources de karst barré, les marnes du Lias du compartiment méridional, relevé, de la faille principale que traverse le Tarn jouant ici le rôle d'écran imperméable. Le débit de ce groupe de sources — sources pérennes de Bouldoire (8.210) et du Pas-de-Souci (886.5.34), source temporaire de Fontmaure (886.5.32) — est très important, de plusieurs centaines de litres par seconde en étiage à plusieurs dizaines de mètres-cubes par seconde en crue : l'extension de leur zone de drainage doit donc être très étendue, allant au-delà des points dont la relation avec ces sources a été démontrée par traçages et notamment vers l'Ouest dans le secteur de Recoux et jusqu'à la RN 9. Le Tarn, drain le plus bas en altitude de tout le territoire couvert par la feuille, serait ainsi amené à accroître son aire d'influence au détriment des bassins souterrains des autres cours d'eau ; il est également probable qu'une partie non négligeable du débit des trois sources précitées puisse provenir d'apports par le karst de sa rive gauche (casse Méjean).

● **Le deuxième de ces ensembles**, le plus au Sud, se développe à peu près parallèlement au premier de part et d'autre de la ville de Sévérac. Il peut être subdivisé en deux domaines :

– **l'aquifère inférieur** (karst du Lias), domaine dans lequel on peut englober un certain nombre de buttes-témoins du Jurassique moyen de la rive gauche de l'Aveyron et du ruisseau de Verlenque. Il constitue le causse de Sévérac *stricto sensu*, la ville de Sévérac étant édifiée au cœur de la série liasique. On y observe de nombreuses petites sources, toutes drainées par l'Aveyron, souvent en relation avec des pertes d'écoulements issus du socle et localisées au voisinage des accidents qui le bordent. Parmi les principales de ces sources, dont l'inventaire serait à compléter, on peut citer la source de Gaillac (5.4), la source de la Roque (6.4) issue d'un réseau souterrain pénétrable et dont la relation avec une perte du Merdans a été envisagée, et la source de Tantayrou (6.7) : ces trois sources émergent du Lias mais non directement au contact de son mur imperméable, l'existence d'une zone noyée permanente étant là encore déterminée par des conditions structurales favorables. Par contre, les sources issues des buttes-témoins du Jurassique moyen n'offrent que des ressources limitées, sans possibilité de réserves (karts perchés), et sans rapport avec les dimensions des cavités naturelles « reliques » auxquelles elles sont parfois associées ; on peut toutefois citer parmi les plus notables les sources du plateau de Courry (6.1, 6.3 et 6.9) et la source de Saint-Chély (6.8).

– **l'aquifère supérieur** (karst du Jurassique moyen et supérieur). Ce domaine, dénommé causse de Massegros, se développe à peu près pour moitié sur la feuille Sévérac et pour l'autre moitié sur la feuille Saint-Beauzély. L'essentiel de son drainage est assuré par le Tarn et spécialement par la très importante source de Rouvérol – près de 400 l/s en étiage et de l'ordre de 10 m³/s en crue – située en bordure de la rivière à moins de 400 mètres de la limite sud de la feuille (909.4.206) : près de 8 000 mètres de galeries, en partie actives, ont pu être reconnues dans le tronçon aval de son réseau souterrain, accessibles par un orifice de trop-plein situé sur la feuille Saint-Beauzély – la grotte de Coutal (909.4.207) – mais qui se développent largement dans le territoire de la feuille Sévérac, à peu près parallèlement au versant de la vallée.

Le drainage du reste du domaine est assuré par l'Aveyron et, principalement par trois sources situées dans sa partie nord : il s'agit des sources de l'Aveyron (7.9), de Cayrac (7.13) et de la Bastide (7.10) – ces deux dernières étant captées par la ville de Sévérac – qui émergent, singulièrement alignées suivant une direction NE-SW, au contact du Lias et du Jurassique moyen. L'importance des volumes d'eau écoulés par ce groupe de sources en regard de l'extension de la partie du causse de Massegros qui n'est pas drainée par le Tarn, conduit à envisager un complément d'apport par un autre réservoir aquifère. C'est la source de Cayrac, principal point de captage de la ville de Sévérac, qui paraît bénéficier le plus de cet apport : en effet, les caractéristiques de son régime d'écoulement et, notamment, les variations cycliques observées en étiage du niveau de son plan d'eau – variations qui ont été attribuées au phénomène de marée terrestre – rendent très probable une alimentation par le réservoir aquifère du Lias sous-jacent dont les eaux sont en situation de nappe captive au droit des sites des sources précitées, la

Tableau 2 – Sources, pistes et cavités naturelles archivées au BRGM

- 885.1.3 – Trou de SOUCI
 - 6 – Résurgence de GLASSAC
 - 8 – Font d'ESPARCE
 - 9 – Source de MAYRINHAC
- 885.2.1 – Grotte de BESSUGUE, L = 100 m.
 - 2 – Grotte de FROUMOCHIEYRO
 - 3 – Grotte du CURÉ
 - 4 – Grotte et résurgence de LESTANG, L = 300 m.
- 885.3.1 – Grotte et source du DUC, L = 50 m.
 - 2 – Grotte d'AJAS, L = 200 m.
 - 7 – Source du ruisseau de SERRES
 - 8 – Piste du moulin de GALAUP
 - 201 – Grotte de LONG VIALA, L = 60 m.
 - 204 – Grotte des CAPELANS, L = 100 m.
- 885.4.1 – Grotte et source de SAINT-FRÉZAL
 - 3 – Grotte des FADARELLES
 - 4 – Grotte-résurgence de ROQUAIZOU, L = 3 400 m.
- 885.5.4 – Émergence de GAILLAC
 - 5 – Piste du ruisseau de FAVARS
 - 7 – Piste du ruisseau des CAYROULES
- 885.6.1 – Grotte-source de FONTANEILLES, L = 390 m.
 - 2 – Grotte de BESSODES-LE-SOURD
 - 3 – Grotte-source de UGNES, L = 300 m.
 - 4 – Grotte et source de LA ROQUE, L = 400 m
 - 6 – Événement de TANTAYROU, L = 410 M.
 - 7 – Source de TANTAYROU
 - 8 – Émergence de SAINT-CHÉLY
 - 9 – Source de SAINT-GRÉGOIRE
- 885.7.3 – Grotte et source des TROIS TUNNELS, L = 270 m.
 - 9 – Source de l'AVEYRON
 - 10 – Source de la BASTIDE
 - 13 – Captage de SÉVÉRAC
 - 21 – Source de la MURAILLASSE
 - 28 – Piste de la VERLENQUE
 - 30 – Source de la VERLENQUE
 - 26 – Grotte de la MURALLASSE, L = 137 m
 - 27 – Piste de BLAYAC
 - 29 – Piste des SERMELS
 - 22 – Grotte du PARIAGE, L = 80 m.
- 885.8.201 – Aven de ROUDIL, P = -48.
 - 202 – Piste de la LANDE
 - 208 – Aven du MASSEGROS, P = -3.
 - 209 – Aven de CASSAN, P = -202, L = 1 000 m
 - 210 – Source de BOULDOIRE
 - 211 – Doline-piste du MASSEGROS
 - 213 – Aven du PAREAU, P = -136
 - 214 – Aven de la FONTAINE, P = -155
 - 215 – Aven du PAS-DE-SOUCI, P = -62
 - 216 – Aven de la BARAQUE DE TREMOLET, P = -90

remontée de l'eau ayant pu être favorisée par l'érosion des marnes dans une zone affectée, même modestement, par la tectonique.

Au total, ce sont les divers domaines aquifères calcaires qui offrent les meilleures perspectives d'exploitation d'eau. Leurs ressources sont globalement très supérieures aux besoins de la région encore que restituées en très inégales proportions par leurs nombreuses sources. Ces sources restent encore pratiquement, à ce jour, les seuls points d'eau que sollicitent les captages, limités le plus souvent à la seule récupération, pour totalité ou pour partie selon l'importance du débit, de l'écoulement naturel. De très bonnes possibilités d'accroissement des prélèvements sont en tous cas offertes et spécialement dans les secteurs très étendus où des zones noyées permanentes ont été mises en évidence, au voisinage ou non des sites d'émergence. Mais, quelque soit le mode de captage, la vulnérabilité de ces domaines aux risques de pollution et la dégradation de la qualité de l'eau, déjà constatées sur certaines sources, conduisent à recommander une amélioration de la protection en surface des divers réservoirs calcaires et à préconiser, cas par cas, un traitement adapté de l'eau captée selon son usage et la nature des substances contaminantes qui viendraient à s'y trouver.

Les sources, pertes et cavités naturelles ont été recensées dans le tableau 2.

RESSOURCES MINÉRALES

Dans le Stéphaniens, deux ou trois couches de **houille** ont été exploitées autrefois au Méjanel (jusqu'en 1946) ou le sont encore actuellement au Pouget ; en ce dernier point, la houille est parfois cokéifiée par métamorphisme au contact de coulées volcaniques intersédimentaires. La présence de houille a été reconnue ailleurs, notamment à Fabreguette, mais sans donner lieu à exploitation.

Il y a, dans le détroit de Rodez, une anomalie en **antimoine** dans certains faciès du sommet de l'Autunien et qui se traduit par des imprégnations en oxysulfures (kermésite) et en oxydes (sénarmontite). A Buzeins, un remaniement sans doute très postérieur et lié au volcanisme basaltique voisin, a provoqué une remobilisation des éléments avec formation de stibine, exploitée épisodiquement à la fin du siècle dernier et jusqu'en 1927. Elle n'est pas connue ailleurs dans le détroit.

Plusieurs **indices uranifères** ont été reconnus dans le Permien, notamment à la base de l'Autunien et à la base du Saxonien, où ils semblent liés à des reprises de sédimentation. Une prospection systématique est menée par la COGEMA.

On connaît des indices de **cuivre** dans le Trias (?) de Bonneterre : imprégnations de malachite surtout, également de chalcosine et d'azurite ; il y a eu exploitation au Moyen Age.

Tableau 3 – Indices minéraux

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Buzeins	1.4001	Sb	Quartz Dicite Barytine Stibine Zinkenite Pyrite Marcasite Stibiconite Valentinite	Filonnets Amas	Grès autuniens	Exploitation du XVIII ^e siècle, reprise de 1890 à 1895, puis en 1927 dont il subsiste une carrière et d'importants déblais.
Cruejouis Le Pouguet	1.4002	Cha	Houille Cocke	Stratiforme	Schistes	Concession en activité, provenant de la fusion des ex-concessions du Pouguet (1862) et de la Draye (1823). L'exploitation s'étend sur 1,211 m x 600 m. 3 couches reconnues. Production annuelle comprise entre 7 et 9 000 t de charbon à 37 % MV et 12 à 15 % de cendres.
Mayrinhac	1.4003	U		Disséminé Stratiforme	Grès-calcaires	Indice inexploitable situé dans un horizon de grès calcaire ferrugineux. Représentant environ 7 t de métal (SCUMRA).
Espinassole	1.4004	U		Disséminé Stratiforme	Autunien	Différents travaux de recherches des sociétés, SCUMRA, Dong-Trieu, Saint-Gobain.

Tableau 3 – Indices minéraux (Suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Puech	1.4005	U		Disséminé Stratiforme	Autunien	Différents travaux de recherches des sociétés, SCUMRA, Dong-Trieu, Saint-Gobain.
Viminet-Aujols	1.4006	U			Autunien	Différents travaux de recherches des sociétés, SCUMRA, Dong-Trieu, Saint-Gobain.
Cagnac	1.4007	U			Autunien	
Les Cuges	1.4008	U			Autunien	
Galdonesq	2.4001	Ba	Barytine	Stratiforme	Calcaire	
La Capelle-Bonance	2.4002	U		Stratiforme		Archives COGEMA, campagne de sondages.
Bonneterre	3.4001	Cu	Malachite Azurite Bornite Covellite Oxyde manganèse Lignite	Stratiforme Disséminé	Grès Arkose	1 Galerie de 100 m, 2 de 30 m, 3 de 10 m. En 1910 traitement par lixiviation de 240 t de minerai. Teneur du minerai trié : 2 à 2,5 %, du minerai tout venant : 1,5 %. Réserves 1967 estimées à 200 000 t.
Ajas	3.4002	Cu	Malachite Azurite Lignite	Stratiforme Disséminé	Grès	Pas de travaux connus.

Tableau 3 – Indices minéraux (Suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Campagnac sondages IMM, S1 à 5	3.4003	Pb, Zn		Stratiforme	Lias	Campagne de reconnaissance géologique, 5 sondages effectués en 1961 par la Cie royale Asturienne des mines.
Canilhac	4.4001	Cu	Malachite Azurite	Stratiforme	Grès hettangien	
Carrière Tourette	5.4001	Pb	Calcite Galène	Disséminé	Calcaire Brèche	Présence de géodes de calcite blanche à grands cristaux de galène.
Fabreguettes	5.4002	Cu	Quartz Chalcopyrite	Filon	Contact grès-gneiss	
Sondages Méjanel	5.4004	U		Stratiforme	Grès, pélite, Conglomérat, silt	12 sondages CEA.
Monrepos - S1	5.4005	Pb, Zn	Blende Pyrite	Stratiforme	Grès, conglomérat	Sondage CRAM.
Concession de Fabregette	5.4006	Cha		Stratiforme	Schistes	Concession instituée en 1859, déchuée en 1967. Les travaux ne semblent pas avoir dépassé le stade de la recherche.

Tableau 3 – Indices minéraux (Suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Devèze	5.4007	Cha		Stratiforme	Schistes	La production, 1823/1872 puis 1916/1920 issue de l'exploitation d'une couche de 0,8 à 2,5 m de puissance, atteint 20 000 t de charbon friable à 30 % de cendre.
Buzareingus	6.4001	Ba	Barytine Malachite Oxyde de manganèse et de fer	Stratiforme	Dolomie	3 lentilles superposées. Travaux remblayés. Production 50 000 t à 96,8 % Ba SO ₄ .
Pomayrols	6.4002	Cu, Pb, Zn	Quartz Barytine Covellite Blende Galène	Filon	Grès autunien	Simple indice.
Château de Loupiac	6.4003	Ba	Barytine	Stratiforme	Dolomie	Lentilles interstratifiées, pas de travaux.
Carrière de la Roquette	6.4004	Pb, Zn	Calcite Galène Blende Pyrite	Disséminé	Calcaire Brèche	Minéralisation liée au ciment de la brèche.
Séverac-le-Château Lapanouse	6.4005	S, ch, b	Schistes bitumineux	Stratiforme	Schistes	Étude et reconnaissance par sondages de la couche de schistes, essais de pyrolyse.

Tableau 3 – Indices minéraux (Suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Lavernhe	6.4006	S, ch, b	Schistes Bitumineux	Stratiforme	Schiste	Étude et reconnaissance par sondages de la couche de schiste, essais de pyrolyse.
Sermels	6.4007	U	Chalcolithe	Stratiforme	Permien	Campagne de sondage, COGEMA
Favars	6.4008	Pb, Zn	?	?	?	Sondage Penarroya.
Bautou	6.4009	Pb, Zn	?	?	?	Sondage Penarroya.
Moulin de Gary	6.4010	Pb, Zn	Calcite Blende Galène Pyrite	Stratiforme	Grès Conglomérat	Sondage de recherche, CRAM.
Méjanel	6.4011	Cha	Houille	Stratiforme	Schiste	Puits, travers-bancs, galeries, 2 quartiers d'exploitation : la Bascule et la Chapelle. Production totale entre 0,1 et 0,2 m/t.
Carrières de Merdans	7.4001	Pb, Zn	Quartz Blende Galène Calcite	Stratiforme	Niveau à Chailles Calcarénite	Minéralisation visible dans les fissures.

A Buzareingues, trois lentilles de **barytine** (liées à des filons de couverture ?) ont été exploitées. Des filonnets sont connus par ailleurs dans l'Hettangien et dans les dolomies rouges du Lotharingien (là où elles existent.)

Des indices de **zinc** existent à la limite Domérien–Toarcien inférieur, en liaison avec le hard ground (sondage de Montrepos notamment) et dans les schistes cartons (nodules minéralisés en blende à Saint-Martin-de-Lenne).

Enfin, des **imprégnations bitumineuses** dans les schistes cartons ont été exploitées pendant la dernière guerre à Lapanouse et à Lavernhe.

Les principaux indices et gîtes minéraux de la feuille Sévérac-le-Château ont été recensés dans le tableau 3.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires et en particulier un itinéraire dans le **guide géologique régional: Causses, Cevennes, Aubrac**, par J. Rouire et C. Rousset (1980), Masson éd. *Itinéraire 10*: Mil-lau–Espalion par Sévérac-le-Château.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Elles font l'objet du tableau 4.

Tableau 4 : Coupes résumées des sondages

Indice BRGM	Forage	Age — Profondeurs en m.
885.1.5	CEA S14	Saxonien 127 Autunien 146 socle met 155.6
	S15	Saxo. 78.5 Aut. 118,5 socle 129,3
1.12	CEA S.S	Saxo. 12.5 Aut. 58,5 socle 70
	SA	Hettang. 4 Saxo. 29 Aut. 80 socle 88.10
1.13	CEA S7	Rheto trias 6.5 Sax. 7.5 Aut. 47.5 socle 48
	CEA S8	Rheto-Trias 4 Sax. 7 Aut. 67 socle 74
	CEA S11	Saxonien 31.5 Aut. 98 Stéph. 151 socle 160
	CEA S12	Saxonien 27.5 Aut. 91 Stéph. 147 socle 154
	CEA S17	Saxonien 77 Aut. 130 Stéph. 150 socle 161.2
	CEA S18	Hett. 40 Rheto-Trias 48 Permo-Houiller? 216 socle 228.5
1.14	CEA 16	Sax. 197.5 Aut. 221 socle 234.3
885.2.7	CEA CPB 1	Sinémurien 12 Hett. 113 Sax. III 222
		Sax. II 286 Sax I 355 Aut. 397 socle 407
2.8	CEA CPB 2	Sax. III 96. Sax II 204. Sax. I 386.3
		Aut. 411.6 socle 412
2.10	CEA CPB 3	Sax. I 80 socle 107.8
2.11	CEA CPB 4	Sax. III 56 Sax. II 208.4 Sax. I 288.5
		Aut. 325.3 socle 335
2.12	CEA CPB 5	Sax. I 83.3 Aut. 100.5 socle 130
2.13	CEA CPB 6	Sax. I 181 Aut. 199 socle 213
2.18	CEA CPB 49	Sax. 196 Aut. 224.15 socle 245.5
2.20	CEA CPB 55	Hett. 102. Sax. III 231.7 Sax. I.II 339.4
		Aut. 355.8 socle 378
885.3.10	CEA CPB 48	Sax. III 145.3 Sax. II 271 Sax. I 368.8
		Aut. 372.3 socle 396.1
3.11	CEA CPB 50	Sax. III 68.8 Sax. II 179.2 Sax. I 312.45
		socle 330
3.12	CEA BAC 2	Sax. III 22.1 Sax. II 51.4 Sax. I 74.4
		socle 89.2
885.4.?	CEA BAC 1	Sax. II 39 Sax. I 119.2 Aut. 140.4
		socle 190
	CEA BAC 142	
	CEA BAC 144	
	CEA BAC 145	
885.5.1	CRAM G1	Toarcien moyen-sup. 5 Toarcien inf. 11
		Dom. sup. 13.3 Dom. inf. 57.9 Carix. 66.5
		Siném. 96.4 Hett. 217.6 Sax. III 240
5.8	CEA	Aut. 130 Stéph. 204 faille Toarcien-Domérien 226.9
5.10		Aut. 39 Stéph. 83 faille Hett. 115.3
5.13		Hett. 36 Sax. ? faille 104 Toar. 157.7
5.18		Hett. 55 Sax. 83 faille Hett. 106
		Sax. 162 Aut. 344 Stéph. 352
		Faille Hett. 357 faille Aut. 401
5.19		Aut. 144 faille Hett. 156. Sax. 228
885.6.10	PENN. SEV2	Toarcien inf. 10.8 Dom. sup. 12.2
		Dom. inf. 57 Carixien 69,5 Sin. 108
	PENN. SEV3	Hettangien 121
		Toar. moy. sup. 108 Toar. inf. 1211.25
		Dom. 126.6 Car. 193.75 Sin. 227.4 Hett. 240
13	COGEMA S4	Aut. IV 101.5 Aut. III 204.5 Aut. II 302.5
		Aut. I 334.5 Stéph. 445.5 socle 447.8
16	COGEMA S20	Aut. II 60 Aut. I 80 Stéph. 128 socle 140
	COGEMA S7	Aut. 101.5 Stéph. 291 socle 304.8
885.7.06	CRAM	Quat. 4 Sin. 40.5 Hett. 67.95
7	CRAM 4	Car. 13.6 Sin. 51.9 Hett. 92.45
8	CRAM 5	Dom. inf. 51.3 Car. 67.05 Sin. 116,25
		Hettangien 139.9
7.15	PENN. SEV1	Aal. 46, Toar. moy.-sup. 170.7, Toar. inf. 185.15
		Dom. 247.55 Car. 265.80 Sin. 305.05 Het 306
	PENN. SEV5	Toar. inf. 14.75 Dom. sup. 75.75
		Dom. inf. 93.35 Sin. 127,35 Hett. 136.5
	PENN. SEV6	Aal. 27.43 Toar. moy.-sup. 163.43
		Toa. inf. 177.43 Dom. 223.85
	PENN. SEV7	Aal. 72.6 Toar. m.s. 151.35 T. inf. 168.75
		Dom. 226.75 Car. 249.35 Sin. 287.45
		Het 296.2
	PENN. SEV8	Aal. 25.3 Toar. moy.-sup. 149.3 T. inf. 162.30
		Dom. 204.10 Car. 228.10 Sin. 265.95
		Hett. 278

BIBLIOGRAPHIE

AGALEDE H. (1944) — Mode de formation des calcaires dolomitiques du Jurassique moyen et supérieur dans la région des Causses Majeurs. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, 79 : 177-198.

ASTRUC G., MARTEAU P. (1983) — Étude géologique et dosages des schistes bitumineux de Sévérac-le-Château. Rap. BRGM, 83 SGN 417 GÉO.

AUBAGUE M. *et al.* (1977) — Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et de sa bordure languedocienne. *Bull. BRGM*, II, 2, n°3, p. 139-181.

BARRABÉ L., RAGUIN E. (1942) — Rapport géologique sur les gisements cuprifères de l'Aveyron. Archives du Service des Mines.

BAUBRON J.C. *et al.* (1978) — Une coulée sous-marine d'âge Jurassique moyen dans les Causses. *C.R. Acad. Sci.*, Paris

BAULIG H. (1928) — Le plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Étude morphologique. Paris, A. Colin, 1 vol, 592 p.

BEAU J., ROQUES M. (1962) — SCUMRA. Contribution à l'étude géologique de quelques gisements d'uranium en France.

BECQ-GIRAUDON J.F. (1984) — Inventaire des ressources nationales de charbon. Déroit de Rodez — Synthèse géologique des données acquises sur le Stéphano-Permien de Gages—Bertholègne et Espalion—Lassouts en 1982 et 1983. Rap. BRGM, 84 SGN 288 GÉO.

BERARD P. (1968) — Observations sur la faune d'*Amaltheidae* du Domérien des Causses (Domérien inférieur principalement). D.E.S. Géologie, Montpellier, 50 + 12 p., 15 pl.

BIENFAIT P. (1976) — Étude structurale du bassin de Lassouts—Le Pouget, D.E.A. Montpellier.

BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y. (1933) — Le détroit de Rodez et ses bordures cristallines (étude géologique et morphologique). Thèse, Béranger, Paris, 281 p., 11 pl., 1 carte au 1/200 000.

BOISSE DE BLACK DU CHOUCHE Y. (1940) — Révision de la feuille de Sévérac au 1/80 000, région située entre la faille des Palanges et la faille de Puech-Fouquet, à Marcillac-d'Aveyron à l'Ouest de Sévérac. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 42 (203) : 107-113.

BONIJOLY D. (1983) — Inventaire des ressources nationales de charbon. Gîtologie prévisionnelle des charbons. Le bassin d'Espalion—Lassouts. Rap. BRGM, 83 SGN 694 GÉO.

BOUCHARDON J.L., PIBOULE M., BRIAND B. (1986) — Estimation des conditions d'équilibre des paragenèses éclogitiques du Rouergue et du Lot.

Colloque «Les groupes leptyno-amphiboliques». Séance spécialisée de la Soc. géol. France, Rennes 27-28-29 octobre 86.

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

BURG J.P., LEYRELOUP A.F. (1989) — Métamorphisme granulitique des roches granitiques en Rouergue (Massif central). — *C.R. Acad. Sci., Paris*, t.309, p. 719-725.

BURG J.P., LEYRELOUP A.F., MARCHAND J., MATTE P. (1984) — Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan belt : an example in the French Massif Central. In « Variscan tectonics of the North-Atlantic region ». *Geol. Soc.*, Blackwell Scientific Public., Hutton and Sanderson (ed), 47-61.

BURG J.P., MATTE P. (1978) — A cross section through the French Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. *Z. Deutch. Geol. Gesel.*, 129, 429-440.

CASSOUDEBAT M. *et al.* (1972) — Les grandes lignes de la répartition des faciès dans le Jurassique moyen et supérieur des Grands Causses. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 275 : 173-176.

DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-65) — Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). *Sci. Terre*, Nancy, 10 (3-4), pp. 329-342.

DELFAUD J. (1969) — Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse doctorat d'État n° 262, Bordeaux.

DELOR C.P. (1986) — Métamorphisme et géothermobarométrie d'un segment crustal charrié en zone profonde : le Rouergue cristallin (Massif central, France). Thèse de doctorat, Montpellier 232 p.

DELOR C.P., LEYRELOUP A.F. (1986) — Chromium rich kyanite in an eclogite from the Rouergue area, French Massif Central. *Mineralogical magazine*, 50, 35-537.

DESROUSSEAU J.J. (1938) — Bassins houillers et lignifères de la France. Imp. nationale, Paris, p. 158-161.

DONZE P. (1958) — Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la « fosse vocontienne » (massifs subalpins septentrionnaux, Ardèche, Grands-Causses, Provence, Alpes-Maritimes). *Trav. Lab. géol. fac. Sc. Lyon*, 3 : 221 p.

DONZE P., GOTTIS M. (1954) — Observations stratigraphiques et paléogéographiques dans le Jurassique supérieur des Grands Causses et de la Séranne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 238 : 369-371.

DUPUY C., DOSTAL J., LIOTARD J.M., LEYRELOUP A. (1980) — Partitioning of transition elements between clinopyroxene and garnet. *Earth Planet Sci. Letter*, 48 : 303-310.

ELLENBERGER F. FUCHS Y. (1965) — Sur la présence de pistes de vertébrés dans le Lotharingien marin de la région de Sévérac-le-Château (Aveyron). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2 : 39-40.

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

FABRE G. (1874) — Étude sur les schistes à Posidonies dans le département de la Lozère. *Rev. Sc. nat.*, 2 : 40-358.

FABRE G. (1896) — Feuille de Sévérac : Causse Méjan et Cañon du Tarn. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 53 : 77-79.

FLEURY J.J. (1968) — La marge continentale du Causse Méjan et du Causse Noir. Stratigraphie et paléogéographie du Lias et de l'Aalénien-Bajocien dans la région de Meyrneis (Lozère). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 9 : 292 (résumé).

FOURNIER E. (1903) — Feuille de Sévérac. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 13 (91) : 72-7.

FUCHS Y. (1962/63) — Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la couverture sédimentaire du dôme de Vimetet. *Sci. de la Terre*, I, IX, n° 3, p. 235-291.

FUCHS Y. (1969) — Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du détroit de Rodez. Thèse, Nancy, 144 + 249 p.

GASTAUD J. (1981) — Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc. Géochronologie et relation avec les paléocontraintes. Thèse 3^e cycle, Nice.

GILLOT P.Y. (1974) — Chronométrie par la méthode K/Ar des laves des Causses et du Bas-Languedoc. Thèse 3^e cycle, Paris-Sud.

GIRAUD A. (1985) — Apport de la géochimie des éléments en trace aux problèmes suivants : 1^o) Caractérisation des groupes leptyno-amphiboliques du Massif central (Haut-Allier, Marvejols, Rouergue). 2^o) Genèse des ignimbrites de Toscane. Thèse, Montpellier, non publiée, 209 p.

GOTTIS M. (1952) — Paléogéographie et tectonique du Mésozoïque anté-Aptien en Bas-Languedoc, Causses et Provence Occidentale. *Rev. Inst. fr. pétrole*, 7, (11) : 395-406.

GRITTI C. (1970) — Les gisements de barytine de l'Aveyron et de sa bordure orientale, Thèse 3^e cycle Toulouse.

LAPADU-HARGUES P. (1945) — Quelques données sur le rebord septentrional du Causse de Sévérac (feuille de Sévérac au 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* 45 (216) : 215-224.

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

LASNIER B. (1977), MARCHAND J. (1974) — Travaux du laboratoire de Pétrologie et Minéralogie de l'université de Nantes.

LAUNEY P. (1962) — Remarque sur le détroit de Rodez. C.R. Congr. soc. sav., 819-822.

LEFAVRAIS A. (1976) — Essai de synthèse sur le Carixien et le Domérien des Grands Causses. Rapport BRGM 76 SGN 497 GÉO, 10 p.

MALTERRE S. (1968) — Contribution à la volcanologie du détroit de Rodez. La région de Laissac. D.E.A., univ. Paris-Sud.

MARRES P. (1935) — Les Grands Causses : étude de géographie physique et humaine. Thèse géographie, Tours.

MATTEI J. (1961) — Observations préliminaires à une étude du Lias des Causses. Coll. Lias, *Mém. BRGM*, n° 4 : 743-756.

MATTEI J. (1967) — Analyse des termes fossilifères domériens dans les Causses du sud du Massif central français. Essai d'étude biostratigraphique. Coll. Juras. Luxembourg, *Mém. BRGM*, n° 75, (1971) : 547-566.

MATTEI J. (1967) — Le Toarcien des Causses. Coll. Juras. Luxembourg, *Mém. BRGM*, n° 75 (1971) : 620-624.

MELOUX J. (1978) — Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Lyon.

MICHARD A., COUMOUL A. (1978) — La sédimentation liasique dans les Causses. Contrôle des minéralisations Pb-Zn associées au Lotharingien. *Bull. BRGM*, section II, n° 2, p. 57-120, 32 fig.

MONESTIER J. (1913) — Sur la stratigraphie paléontologique de la zone à *Amaltheus margaritatus* dans la région sud-est de l'Aveyron. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 13, (4) : 5-13.

MONESTIER J. (1915) — Sur le Lias moyen de la région Sud-Est de l'Aveyron. *Mém. Soc. Lettres, Sc. Arts Aveyron*, 18 : 1-55.

MONESTIER J. (1920) – Le Toarcien supérieur dans la région Sud-Est de l'Aveyron. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 20 : 280-312.

MONESTIER J. (1921) – Sur la stratigraphie paléontologique du Toarcien inférieur et du Toarcien moyen de la région Sud-Est de l'Aveyron. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 21 : 322-344.

MONESTIER J. (1921) – Ammonites rares ou peu connues et ammonites nouvelles du Toarcien supérieur du Sud-Est de l'Aveyron. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 54, 44 p., 4 pl.

MONESTIER J. (1928) – Recherches sur le polymorphisme et la phylogénie des Amaltheidés domériens. *Mém. Soc. Lettres Aveyron*, 22 : 61-89, 8 pl.

MONESTIER J. (1931) – Ammonites rares ou peu connues et ammonites nouvelles du Toarcien moyen de la région Sud-Est de l'Aveyron. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 15, 79 p., 9 pl.

MONESTIER J. (1934) – Ammonites du Domérien de la région Sud-Est de l'Aveyron et de quelques régions de la Lozère, à l'exclusion des Amaltheidés. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 23, 102 p., 17 pl.

MONESTIER J. (1943) – Ammonites rares de la Lozère. *Bull. trim. Soc. Let. Sc. Arts Lozère* : 276-283.

OBERHÄNSLI R., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G., STERN W.B. (1985) – Geochemistry, Geochronology and Petrology of Monte Mucrone : An example of Eo-alpine eclogitization of Permian Granitoids in the Sesia-Lanzo zone, Western Alps, Italy. *Chemical Geology (Isotope Geosciences section)*, 52 : 165-181.

PALOC H. (1972) – Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses. BRGM-CERGA, Montpellier.

PARENT C., ROGER G. (1968) – Le gîte d'antimoine de Buzéins, un exemple de minéralisation épigénique dans l'Autunien, source de minéralisation et rôle de la matière organique. *Bull. BRGM*, II, 2, n° 4, p. 1-41.

PIERROT R. *et al.* (1977) – Inventaire minéralogique de la France, n° 7, Aveyron. Édité BRGM.

PIN C. (1979) – Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 205 p., 25 pl. ph.

POMIE J. (1974) – Le socle de Soulages et la perte du Puits de la Londe. Causse de Sauveterre. Lozère. *Spelunca*, mém. n° 8 : 131-136.

POMIE J. (1974) – Contribution à l'étude du rôle hydrogéologique de la faille des Palanges. *Spelunca*, mém. n° 8 : 143-160.

POMIE J. (1983) — Contribution à l'étude hydrogéologique du Causse de Massegras. *Bull. Spéléo-club Lozère*, n° 4, Chirac.

REVERT J., TCHOUMATCHENCO P. (1973) — Les zones de Brachiopodes du Lias en Bulgarie et dans le Sud de la France (Bassin des Causses) : essai de corrélation. *Docum. Lab. géol. fac. Sc. Lyon*, 56 : 181-193.

RIVIÈRES J. (1973) — Observations préliminaires sur les populations du genre *Arieticeras* (*Harpoceratinae*, *Ammonoidea*) du Domérien (Jurassique) des Causses. D.E.A. Paléonto., Montpellier, 60 + 4 + 32 p., 2 pl.

ROCHE J., VULTAGGIO A. (1982) — Étude documentaire sur les exploitations de charbon et diverses exploitations minières du détroit de Rodez, Note BRGM 82 MPY 29.

ROGER G. (1971) — Relation entre quelques gisements filoniens et leurs terrains encaissants, contrôle et source de la minéralisation. Application à l'étude des filons antimonifères du district de Brioude—Massiac et du gîte de Buzeins. Thèse doctorat, Paris.

ROMNEY F. (1985) — Mise en évidence d'un métamorphisme inverse associé aux charriages varisques dans le Rouergue cristallin : Étude pétrologique et structurale de la région Le Vibal—Rieupeyroux. D.E.A., Montpellier, non-publié. 73 p., 1 carte hors texte.

ROQUEFORT C. (1934) — Contribution à l'étude de l'Infra-Lias et du Lias inférieur des Causses Cévenols. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* : 573-594.

ROUIRE J. (1963) — Quelques idées générales sur la géologie des Grands Causses. *Spelunca*, mém. n° 3 : 130-143.

ROUQUET J. (1976) — Contribution à l'étude hydrogéologique de la région médiane des Grands Causses. *In Mémoires CERGA*, t. X, fasc. 4, Montpellier.

SERRE J.C. (1967) — Le gisement de cuivre de Bonneterre. Rap. BRGM DS 67 B 31.

VINCIENNE H., DURAND J. (1939) — Sur le gisement de stibine de Buzeins. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, sér. 5, IX, fasc 14-15, p. 224-228.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

— Carte géologique à 1/25 000 pour le Lias, complétée par un agrandissement de la carte à 1/50 000 pour les autres terrains sédimentaires et par quelques levés à 1/25 000 pour le Dogger—Malm.

— Dossier cartographique comprenant les coupes géologiques et les observations de terrain, avec repérage sur la carte topographique à 1/25 000.

- Collection d'ammonites déterminées, et autres fossiles récoltés à l'occasion des levés de carte.
- La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés :
 - pour le département de l'Aveyron, au Service géologique régional Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse ;
 - pour le département de la Lozère, au S.G.R. Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier ;
 - ou encore, au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

- Terrains cristallophylliens : F. ROMNEY, A.F. LEYRELOUP, J.P. BURG.
- Terrains permo-carbonifères et volcaniques : Y. FUCHS, B. ALABOUVETTE.
- Terrains mésozoïques et formations superficielles : B. DEFAUT.
- Anomalies du champ magnétique : G. SENAUD, J. ROUX.
- Hydrogéologie : H. PALOC.
- Gîtes minéraux : C. VAUTRELLE.

Coordination : B. ALABOUVETTE, A. LEFAVRAIS-RAYMOND.

