

CARMAUX

La carte géologique à 1/50 000
CARMAUX est recouverte par
la coupure ALBI (N°219)
de la Carte géologique de
la France à 1/80 000

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

CARMAUX

par

J. GUÉRANGÉ-LOZES, M.P. MOULINE

Najac	Naucelle	Salles-Curan
Albi	CARMAUX	Réquista
Gaillac	Réalmont	St-Sernin-sur-Rance

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



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

par

J. GUÉRANGÉ-LOZES, M.P. MOULINE

**avec la collaboration de
A. DAVID, C. SERVELLE**

1998

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : GUÉRANGÉ-LOZES J., MOULINE M.P. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Carmaux (933). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Guérangé-Lozes, M.P. Mouline et coll. (1998), 65 p.

pour la notice : GUÉRANGÉ-LOZES J., MOULINE M.P., avec la collaboration de DAVID A., SERVELLE C. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Carmaux (933). Orléans : BRGM, 65 p. Carte géologique par J. Guérangé-Lozes, M.P. Mouline (1998).

© BRGM, 1998. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1933-6

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	9
<i>Formations anté-orogéniques varisques</i>	9
<i>Roches plutoniques et filoniennes tardi-varisques</i>	23
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	23
<i>Paléogène</i>	23
<i>Néogène–Quaternaire</i>	26
TECTONIQUE, MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE HERCYNIE	29
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	46
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	53
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	53
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	55
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	57
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	58
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	59
<i>ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE</i>	59
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	60
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	61
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	62
AUTEURS	65
ANNEXE : GRANDES UNITÉS STRUCTURALES	

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire de la feuille Carmaux est situé dans le Sud-Ouest du Massif central. À l'exception de la région de Lédergues–Saint-Jean-Delnous située en Aveyron, l'essentiel de la feuille est dans le Nord du département du Tarn. Celui-ci fut créé le 5 février 1790 par la réunion des diocèses d'Albi, de Castres et de Lavaur ; appelé alors « l'Albigeois », il prit trois semaines plus tard le nom de sa rivière principale, le Tarn. Le terme d'Albigeois désigne actuellement la région qui se situe entre la Montagne noire, au Sud, et le Rouergue, au Nord.

La ville-titre de la feuille figure pour partie dans le coin nord-ouest, l'autre partie, ainsi que le bassin houiller, se situant sur la feuille voisine Albi.

La rivière Tarn traverse la feuille d'Est en Ouest, dans la partie méridionale.

Le territoire de la feuille comprend deux grands ensembles géologiques distincts : les terrains sédimentaires d'origine continentale, d'âge tertiaire, qui occupent pour l'essentiel la moitié ouest de la feuille, et le socle paléozoïque sous-jacent à ceux-ci.

Paléozoïque

Les terrains anté-orogéniques varisques qui constituent l'Albigeois cristallin dont fait partie cette région, forment avec ceux des monts de Lacaune, au Sud, et du Rouergue, au Nord, une même entité géologique d'âge cambrosilurien (précambrien *p.p.* ?). Ils sont impliqués dans quatre grandes unités lithostratigraphiques et structurales superposées, du Sud au Nord et de bas en haut (voir annexe et schéma structural de la carte) : le domaine des monts de Lacaune, la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et le complexe leptyno-amphibolique de Réalmont–Carmaux–Najac.

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

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

Sur la feuille voisine Albi, le bassin houiller de Carmaux s'étend environ sur 10 km de long et 3 km de large. Les dépôts du Stéphanien sont les terrains les plus anciens qui scellent la structuration tectono-métamorphique de

cette région. Ils sont disposés en petits bassins molassiques, localisés sur de grands accidents hercyniens du socle.

Cénozoïque

Une partie de la feuille Carmaux a certainement eu une couverture mésozoïque dont il existe quelques traces résiduelles ; mais aucune information sur la nature, l'épaisseur et la durée d'existence des dépôts ne peut être donnée. Notons que les paléosols et les accumulations sédimentaires les plus anciens, au Sud du Tarn, n'ont jamais pu être datés.

De la fin du Crétacé au Rupélien, l'histoire sédimentaire et tectonique du Castrais et de l'Albigeois s'inscrit en une succession d'épisodes d'érosion et de sédimentation, marqués par des variations de la configuration de l'aire sédimentaire (paysages tantôt deltaïques, tantôt palustres, tantôt lacustres) et par des variations climatiques (climats arides ou plus tempérés). Peu à peu, deux systèmes d'apports s'installent et s'opposent : l'un issu du paléo-Massif central, l'autre provenant des paléo-Pyrénées.

Au Plio-Quaternaire, se forme le paysage actuel, creusé à la suite de la remontée du Massif central, aux surfaces d'érosions basculées vers l'Ouest. Les temps les plus récents voient une uniformisation des érosions et des sédiments.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Paléozoïque

On doit à J. Bergeron (1889) la première carte géologique (à 1/320 000) intéressant le territoire de la feuille Carmaux. Par la suite, cet auteur participe aux premiers levés de la feuille à 1/80 000 Albi (1904). Il reconnaît, en Albigeois, l'existence d'un métamorphisme « général » et signale la présence de « blaviérites » près de Réquista. Il considère l'Albigeois comme un grand synclinal schisteux constitué d'une série cambrienne azoïque non différenciée.

A. Demay (1931) reprend cette notion de métamorphisme régional qu'il associe à une tectonique tangentielle déversée vers le Sud et dont l'âge est compris entre le Viséen et le Westphalien supérieur. Il décrit le passage continu des schistes ardoisiers de l'Albigeois aux micaschistes, puis aux gneiss du Rouergue. Comme J. Bergeron, il rapporte au Paléozoïque inférieur les séries cristallophylliennes et conclut à l'âge hercynien du métamorphisme. Il considère par ailleurs les « gneiss œillés du Tarn » comme un granite syntectonique.

J. Durand, qui étudie le Rouergue cristallin, participe, entre autres, à l'élaboration de la 2^e édition de la feuille à 1/80 000 Albi (1939). Sur le plan structural, il

définit entre Albigeois et Rouergue une zone « phyllonitique », dite de Broquiès–Réquista–Lédergues, comme un accident qui marquerait un décalage plutôt au niveau de la zonéographie métamorphique qu'au niveau de la nature des terrains (Durand, 1937). Il met en évidence la ceinture basique du Lévézou et identifie le granite syntectonique du Pinet (feuille Réquista).

B. Gèze (1949) cite toujours l'Albigeois cristallin comme un ensemble schisteux compréhensif épimétamorphique, d'âge cambro-« silurien », dans lequel l'Antécambrien pourrait être représenté ; cet auteur note que les schistes forment un vaste et complexe « anticlinal » d'axe N20°E.

C'est à J.H. Guillon (1963), B. Nicolet (1963) et L. Viallefond (1963) que l'on doit la distinction cartographique de détail des différents termes lithologiques qui constituent l'Albigeois cristallin. Ces auteurs établissent une succession des faciès repères, en discutent la valeur lithostratigraphique et tentent des corrélations avec les formations cambro-ordoviciennes des régions voisines. Au point de vue tectonique, la grande voussure anticlinale définie par B. Gèze reste le trait structural majeur.

Dans le Rouergue, immédiatement au Nord de la région de Carmaux, P. Collomb (1970) individualise deux épisodes tectono-métamorphiques : il rattache le premier, qui se traduit par un métamorphisme de faible degré, à l'orogène calédonien et le second, un peu plus sévère, à l'orogène hercynien.

Sur la feuille Carmaux, R. Déchomets (1978) apporte des précisions sur la cartographie du secteur de Trébas, au cours d'une étude du champ filonien et des travaux miniers.

J.L. Bodinier et J.P. Burg (1980-1981) montrent que les roches basiques et ultrabasiques de Najac appartiennent à une klippe charriée vers le Sud sur une série épizonale.

J. Guérangé-Lozes et B. Guérangé (1984) identifient et cartographient les nappes de l'Albigeois et attribuent leur mise en place à l'orogénèse éohercynienne.

C. Meyzindi (1985) précise cartographiquement la continuité entre les séries du Rouergue oriental et celles de l'Albigeois cristallin, au Sud, et repère la remarquable barre de quartzite associée aux porphyroïdes « de Réquista ».

J.P. Burg *et al.* (1984, 1986) reprennent l'étude pétrographique du Rouergue oriental tout en conservant les trois grandes unités lithologiques reconnues par les auteurs précédents : les séries grésopélitiques, les métagranitoïdes, et le complexe leptyno-amphibolique. Ils définissent des structures

tangentielles et soulignent la dualité des orthogneiss, en séparant les laccolites anciens, plus ou moins alcalins, des laccolites « calco-alcalins », syntectoniques, de type Pinet.

C. Delor *et al.* (1986) découvrent dans la klippe de Najac des éclogites à glaucophane et des schistes blancs. Ils étudient les contours de cette klippe vers Carmaux et Réalmont, au Sud.

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

Dans le cadre du levé régulier de la Carte géologique de la France à 1/50 000, une cartographie précise du socle hercynien des feuilles voisines de celle de Carmaux a été réalisée au cours de ces deux dernières décennies par deux équipes : l'une menée par J. Guérangé-Lozes, en Albigeois, notamment pour les feuilles Réalmont, Saint-Sernin-sur-Rance et Réquista ; et l'autre, en Rouergue oriental, dirigée par J.P. Burg, notamment pour les feuilles Najac, Naucelle, Réquista et Salles-Curan. Fondée sur cette cartographie, une synthèse lithostratigraphique et structurale a été réalisée pour l'ensemble du domaine monts de Lacaune-Albigeois-Rouergue par J. Guérangé-Lozes et J.P. Burg (1990).

Cénozoïque

Les premières cartographies géologiques de la région sont liées à l'établissement du canevas stratigraphique général de la France qui, de 1840 à 1848, va être établi par P. Dufrénoy et L. Élie de Beaumont (1841), et plus localement, par M. de Bouchepon (1848).

À cette première phase d'exploration succède une deuxième période où les collectes systématiques des faunes malacologiques et mammalogiques ont été les préoccupations essentielles des géologues qui étaient presque toujours des paléontologues. De 1848 à 1874, J.B. Noulet a recueilli dans les calcaires de Cordes (feuille Albi), de nombreux gastéropodes (Noulet, 1868). Sur la feuille Carmaux, il ne trouvera que peu de choses. G. Vasseur a sans doute récolté quelques autres gastéropodes ; il attribua aux calcaires

de Bonneval, près d'Ambialet, un âge équivalent à celui des calcaires à *Brotia albigensis* (Vasseur *et al.*, 1904). Aujourd'hui, cette attribution d'âge paraît difficilement conciliable avec des observations de nature paléogéographique.

Dans une troisième période, les révisions faunistiques se succèdent et les levés cartographiques à 1/80 000 deviennent systématiques. De 1874 à 1906, G. Vasseur et ses élèves parcourent le Tarn, l'étudient avec les moyens et les savoirs de cette époque. La recherche de gisements de vertébrés du Tarn les rendent célèbres. Toutes les formations tertiaires ont été étudiées attentivement. H. Filhol (1876), dans les environs d'Arthès, recueillera des restes de *Palaeotherium magnum*, de *Plagiolophus annectens*, mut. *orveni*, d'*Anoplotherium commune*, de *Xiphodon gracile*, de *Cynodictis parisiensis*. A. Caraven-Cachin (1898) et G. Astre (1959) visiteront les carrières établies dans les calcaires rupéliens de la feuille Carmaux et les molasses d'Arthès.

Puis l'étude du Tertiaire et du Quaternaire sera délaissée jusque vers les années soixante, dominées par le développement de la sédimentologie. En Aquitaine, certaines formations continentales seront alors réétudiées sur la base de nouvelles méthodes. A. Vatan (1945), à l'aide des minéraux lourds, et H. Schoeller (1941) commenceront à préciser l'origine du matériel sédimentaire continental stocké sur la bordure ouest du Massif central. Il faudra attendre la thèse de G. Millot (1964) pour que les études sur les argiles rouges à graviers ou sidérolitiques deviennent un centre d'intérêt majeur. Les études des formations continentales redeviennent à la mode. La région de Carmaux contient un matériel exceptionnel pour de telles études et P. Birot (1955) et H. Enjalbert (1952) en reconnaissent l'importance. Ils démontrent, dans une série de brefs articles, que l'on ne peut dissocier paléopédogénèse, paléogéomorphologie et genèse des formations déposées. Leur expérience des pays intertropicaux et arides leur permettaient d'orienter des recherches nouvelles. Une importante partie des idées directrices de ces deux grands géomorphologues a été reprise par M.P. Mouline dans sa thèse (1989).

DESCRIPTION DES TERRAINS

PALÉOZOÏQUE

Formations anté-orogéniques varisques : Précambrien (?)- Cambro-Ordovicien

Les terrains sont décrits par grandes unités lithostratigraphiques et structurales. Pour les nappes de Saint-Salvi-de-Carcavès et de Saint-Sernin-sur-Rance, le terme de « schiste » sera utilisé dans les descriptions lithostratigraphiques, à la place de celui de « pélite » car, dans ces unités, les matériaux

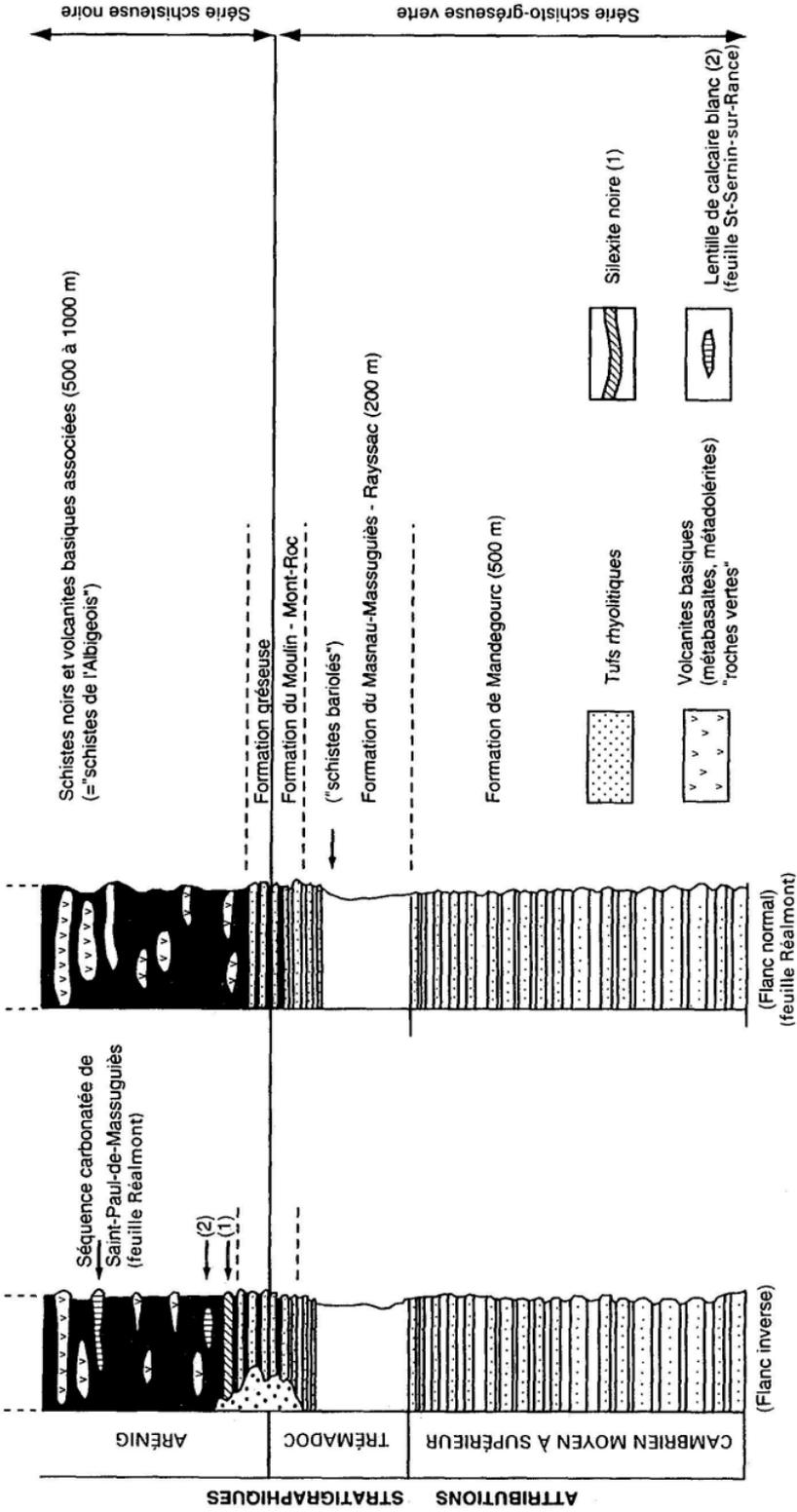


Fig. 1 - Lithostratigraphie des formations de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès
 (Compte tenu du fort degré de tectonisation de ces terrains, les épaisseurs relatives exprimées sont approximatives)

sont épimétamorphiques et affectés par plusieurs schistosités (flux et strain-slip) : ce sont les « schistes cristallins » de l'Albigeois.

Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès

Régionalement, cette nappe est constituée de deux ensembles lithologiques différents : une série verte à dominante schisto-gréseuse, surmontée par une série noire à dominante schisteuse (appelée communément « série de l'Albigeois »), structurées en mégasynforme à valeur synclinale (mégasynclinal du Dadou), pliée en dôme par la phase D5.

Affleurent dans le Sud-Est de la feuille, le cœur à schistes noirs de ce mégasynclinal et, sporadiquement, son flanc inverse à schistes gréseux verts. Immédiatement situés sous la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, les diverses formations de cette nappe sont fortement laminées et tronquées.

Série schisto-gréseuse verte

La série comprend de bas en haut trois formations lithologiques qui se succèdent en continuité de sédimentation (fig. 1).

K_{4-5M}. Formation de Mandegourc : alternances grès verts micacés- schistes verts. Chevauchée par la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, seule la partie la plus sommitale de cette formation affleure dans la région de Trébas. Elle est constituée d'une alternance de grès micacés verdâtres et de schistes gris-vert.

Les niveaux gréseux de cette formation sont formés principalement de grains de quartz détritique, mal classés, associés à de fines paillettes de muscovite, dans une matrice siliceuse ou séricito-chloriteuse ; les feldspaths sont rares. Les schistes sont constitués d'une alternance de microlits phylliteux, à trame séricito-chloriteuse très dense, les phyllites étant orientées selon la schistosité sD1-2, et de microlits siliceux dans lesquels on peut distinguer les contours d'anciens quartz détritiques, baignant dans une matrice microcristalline siliceuse et sériciteuse.

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

K_{5-01M}. Formation du Masnau-Massuguiès-Rayssac : schistes homogènes gris à verts. Cette formation, de couleur grise et verte, est régionalement une formation monotone, épaisse de 100 à 200 m environ, qui succède en continuité de sédimentation à la formation précédente.

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

À l'échelle de la lame mince, ces schistes sont constitués de lithons (séricite et chlorite) disposés à plat, parallèlement à la schistosité composite sD1-2, et de fins filonnets ou lenticules aplatis de quartz microcristallin.

Au Nord de Saint-Pierre-de-Trévisy (feuille voisine Réalmont), a été découvert dans cette formation le premier gisement fossilifère de l'Albigeois, immédiatement sous les quartzites blancs. Il s'agit de brachiopodes de taille pluricentimétrique, très déformés, auxquels M. Mergl (1991, inédit) attribue un âge cambrien supérieur à trémadocien. Il s'agit probablement de *Billingsella* sp. Au Sud de Valence-d'Albigeois, à l'Est de la ferme de Pérayrols, les schistes verts et lie-de-vin apparaissent dans une petite fenêtre dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

O1M. **Formation du Moulin–Mont-Roc : grès quartzitiques blancs.** Elle fait la transition entre la série schisto-gréseuse verte et la série schisteuse noire. Elle constitue *le principal repère lithologique de l'Albigeois*. Sur la feuille Carmaux, cette formation est affectée par de nombreux cisaillements qui la disloquent et rendent impossible toute estimation de sa puissance.

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

Série schisteuse noire

O1-2A. **Grès sombres ; schistes noirs homogènes (« schistes de l'Albigeois »).** Cet ensemble surmonte en continuité de sédimentation la série schisto-gréseuse verte ; le passage progressif a été nettement observé sur la feuille voisine Saint-Sernin-sur-Rance, dans le flanc normal du synclinal du Dadou.

Il comprend dans sa partie basale, une formation assez gréseuse, peu puissante et non cartographiée dans le flanc inverse, constituée de bancs de grès phylliteux sombres alternant avec des lits schisteux noirs, laquelle passe

rapidement à une formation de schistes noirs, épaisse de 500 à 1 000 mètres, très homogène, riche en matière organique (« schistes de l'Albigeois »), contenant de fréquents lits gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Les lits gréseux sont formés d'éléments jointifs très bien classés : quartz détritiques subanguleux abondants, zircon et minéraux titanés fréquents soulignant le litage et, en faible proportion, des phyllites détritiques ; le liant est tantôt carbonaté, tantôt siliceux et phylliteux.

Des fragments d'acritarches, non déterminables, ont été trouvés à la base de petits niveaux gréseux de puissance centimétrique (au Nord du village du Masnau-Massuguiès, feuille voisine Saint-Sernin-sur-Rance). Cette formation contient de nombreux sills et coulées de roches volcaniques basiques (aθ).

aθ. **Sills et coulées de métadolérites et metabasaltes.** Le volcanisme basique dans l'ensemble de la série schisteuse noire ordovicienne est constitué de sills et coulées de dolérites et basaltes métamorphisés, de puissance métrique à décamétrique, interstratifiés dans les schistes noirs à différents niveaux. D'une manière générale, c'est au coeur du mégasynginal du Dadou, donc dans la partie sommitale de la formation de schistes noirs, que se situent les sills et coulées les plus puissants ; c'est le cas sur cette feuille entre Ambialet et Trébas.

Les caractères magmatiques de ces metabasites sont typiques d'un volcanisme continental, tholéitique à transitionnel. On relève les empreintes d'une différenciation par cristallisation fractionnée et l'hypothèse d'une contamination crustale peut être envisagée. Cette éventuelle contamination aurait pu intervenir soit en profondeur, soit lors de la mise en place des laves dans les sédiments encaissants : les accumulations d'oxydes ferrotitanés des bordures figées montrent l'interaction sill-sédiment encaissant mais il est difficile d'affirmer qu'elle est seule responsable des variations observées (Alsac *et al.*, 1987).

Particularités du flanc inverse du mégasynginal du Dadou

Ce flanc se caractérise par la présence de silexites noires et de tufs rhyolitiques.

⊗. **Silexites noires.** Des silexites se situent à proximité de la Formation du Moulin-Mont-Roc, soit immédiatement dessous, soit immédiatement dessus. Aucun organisme n'a été trouvé dans ces roches.

⊕. **Tufs rhyolitiques.** Associés à des schistes tufacés, les tufs rhyolitiques témoignent de l'existence d'une activité volcanique acide. Ils s'intercalent, pour l'essentiel, dans la partie sommitale de la série verte (Formation du Masnau-Massuguiès-Rayssac et Formation du Moulin-Mont-Roc). Ils constituent soit de puissants niveaux métriques à décamétriques, soit un cha-

pelet de lentilles plus ou moins importantes. Situés immédiatement sous la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, ils montrent des structures typiques de cisaillement ductile, avec étirement des cristaux de quartz et de feldspath.

Certains possèdent des fiammes (Alsac, 1987, inédit) encore reconnaissables, indiquant une mise en place de type ignimbritique. Les phénocristaux brisés de quartz et de feldspath potassique ou d'albite flottent dans une mésostase quartzo-sériciteuse. L'albite est limpide et présente le faciès « en échiquier » ; elle peut aussi affecter la mésostase. Accessoirement, on observe du zircon et parfois des concentrations d'opaques pouvant correspondre à des pseudomorphoses de minéraux ferromagnésiens (biotite). La chlorite et le carbonate sont subordonnés. Le métamorphisme régional et les transformations hydrothermales donnent aux tufs rhyolitiques des paragenèses de faciès « schistes verts » (albite ± quartz ± séricite ± carbonate). L'absence de termes basiques et intermédiaires suggère une formation par fusion sialique plutôt qu'une différenciation ou une hybridation.

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

Corrélations avec les monts de l'Est de Lacaune

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

- la série schisto-gréseuse verte correspondrait au Cambrien moyen à supérieur et à la partie basale de l'Ordovicien inférieur, la Formation du Mandegourc étant rapportée au Cambrien moyen-supérieur, la Formation du Masnau-Massuguiès au Cambrien terminal-Ordovicien basal et la Formation quartzitique du Moulin-Mont-Roc à la partie supérieure du Trémadoc inférieur ;
- la série schisteuse noire pourrait appartenir au Trémadoc supérieur-Aré-nig inférieur.

Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance

Cette unité structurale, bien définie en Albigeois, est très complexe car affectée par d'importants chevauchements. Elle est composée de formations lithologiques épimétamorphiques intensément déformées par la tectonique

tangentielle précoce. L'établissement d'une succession lithostratigraphique est difficile. Cependant, la cartographie détaillée et régionale permet de distinguer, du Sud vers le Nord, à partir de la base de la nappe, les grands ensembles lithologiques suivants (fig. 2) :

- une formation schisto-gréseuse grise rythmique, dénommée Formation de Saint-Sernin-sur-Rance–Condamines ;
- une formation de tufs et coulées rhyolitiques, dénommée Formation de Larroque ;
- une formation de grès quartzitiques blancs, dénommée Formation du Puy-Saint-Georges ;
- une formation de schistes noirs, dénommée Formation de la Vère.

Le passage continu d'une formation à l'autre n'a pu être observé en raison de nombreux cisaillements. Cependant, la répartition régionale des affleurements de ces quatre formations permet de penser que leur succession lithostratigraphique est normale, plutôt que due à un empilement structural.

K.S. Formation de Saint-Sernin-sur-Rance–Condamines : alternances grès gris plus ou moins feldspathiques–schistes noirs ou gris. Cette formation est particulièrement bien représentée dans les régions de Saint-Sernin-sur-Rance, où elle a été initialement définie, et de Condamines à l'Ouest d'Ambialet. Très homogène, elle se caractérise par une alternance régulière de bancs décimétriques à métriques (exceptionnellement décamétriques) de schistes gris ou noirs et de grès feldspathiques. La composition géochimique de ces roches les situe dans les arkoses quartzitiques à tendance sodique.

Les grès feldspathiques ont une granulométrie particulièrement constante, généralement fine à moyenne, exceptionnellement grossière. Ils se caractérisent par l'abondance de cristaux millimétriques de quartz translucides, évoquant des quartz volcaniques. Ces grès feldspathiques sont constitués d'une matrice quartzo-albitique dans laquelle baignent des cristaux de taille millimétrique de quartz et de plagioclase, ce dernier pouvant être localement abondant et constituer alors 10 à 20 % de la roche. Dans ces matériaux, les phyllites sont rassemblées en lits frustes. Il s'agit de séricite, de muscovite, de chlorite, et, exceptionnellement de petits cristaux de biotite (à partir de Lédergues), qui s'agencent en lithons tectoniques dus à la formation des schistosités de dissolution sD1-2.

En raison du degré de tectonisation, l'établissement d'une succession lithostratigraphique détaillée s'est avérée illusoire dans cette formation où il est impossible de suivre un banc repère au-delà d'une dizaine de mètres.

Cette formation réapparaît dans la partie occidentale de la feuille (Saint-Juéry) où elle présente les mêmes caractères sédimentologiques et géochi-

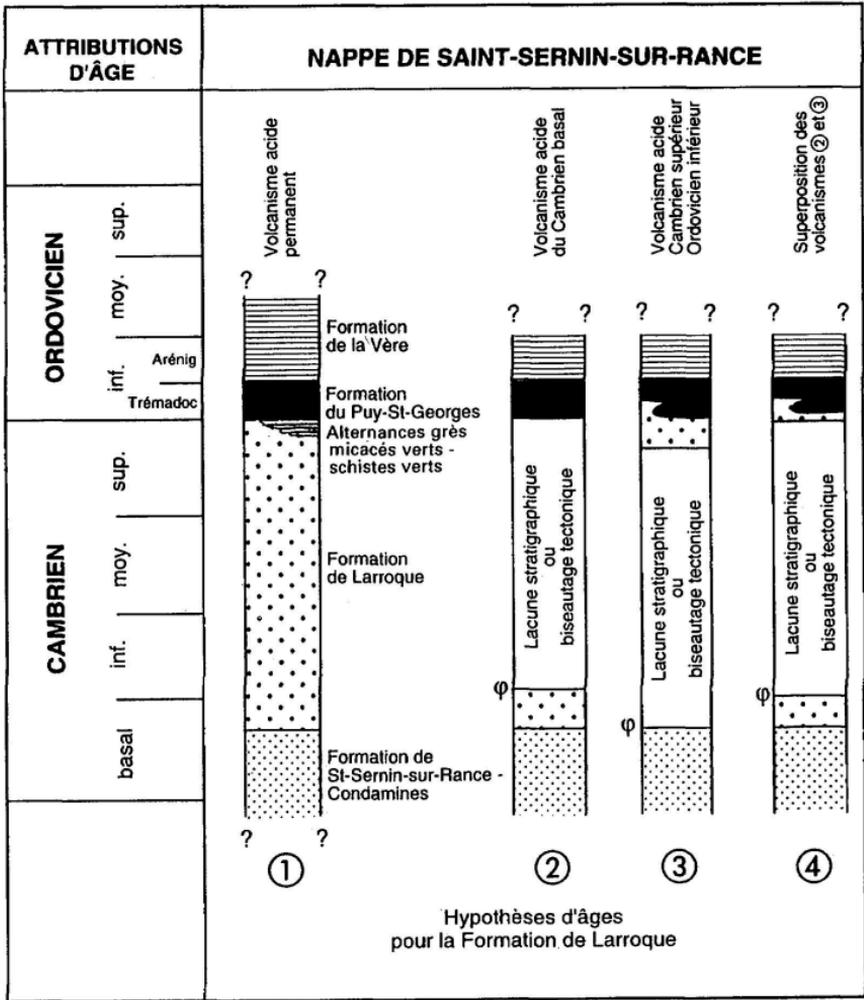


Fig. 2 - Lithostratigraphie des formations de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance.

miques. Cette réapparition laisse supposer des redoublements par de grandes structures précoces d'ordre cartographique (D1), probablement identiques à celles de la nappe sous-jacente de Saint-Salvi-de-Carcavès.

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

φ. **Formation de Larroque : tufs rhyolitiques.** Régionalement, d'Ambialet jusqu'à la région de Lagarde (feuille Réquista), cette formation puissante de plus de 1 000 m « coiffe » cartographiquement la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance-Condaminès. Le passage de l'une à l'autre est généralement brutal, mais un passage progressif mais rapide a été observé en deux points.

La Formation de Larroque se caractérise à l'affleurement par des matériaux homogènes et œillés, dans lesquels s'intercalent, peut-être en lames tectoniques (les contacts étant toujours faillés), des passées de schistes noirs, ampélicaux et pyriteux. L'une de ces passées contient des bancs de **grès noirs** (G), de puissance métrique. À divers niveaux de cette formation, des esquilles silteuses noires de taille centimétrique à décimétrique ont été observées.

Le faciès dominant se caractérise par des phénocristaux de quartz et de feldspath relativement abondants (10 à 20 %) et de taille généralement inférieure au centimètre. Cependant, on note localement des variations dans la fréquence et la taille de ces phénocristaux, les faciès les plus grossiers pouvant comporter des cristaux de feldspath centimétriques (1 à 2 cm) ; par contre, de rares niveaux peuvent en être totalement dépourvus. Épisodiquement, des passées métriques, compactes et homogènes, s'apparentent à des coulées rhyolitiques. Ces tufs rhyolitiques montrent en outre :

- la conservation dans les quartz et les feldspaths de « golfes de corrosion », remplis d'une mésostase cryptocristalline (verre dévitrifié) ;
- la présence d'esquilles schisteuses centimétriques à décimétriques, correspondant à des mélanges avec les sédiments encaissants ou éventuellement à des fragments arrachés aux épontes de cheminées volcaniques ;
- une composition parfois très quartzreuse de la mésostase indiquant, ainsi que les variations locales de l'abondance des phénocristaux, que ces tufs ont subi des tris lors de leur mise en place.

Ces roches ont subi par endroits une potassification marquée par le remplacement des plagioclases par le feldspath potassique et par de fins filonnets de feldspath potassique affectés par les schistosités sD1-2. La puissance de cette formation tufacée et la rareté des intercalations basiques suggèrent une origine par fusion sialique. Cette interprétation est confirmée par deux observations :

- la présence de phénocristaux corrodés, dépassant 2 cm de côté, contenant les lattes de plagioclase en texture rapakivi ;

– la présence exceptionnelle de débris lithiques corrodés, constitués de quartz, plagioclase et feldspath potassique, en assemblage à aspect grenu ou granoblastique.

La formation, puissante entre Ambialet et Albi, voit son épaisseur brutalement diminuer à partir de Lédergues. Cette diminution peut s'expliquer soit par des changements paléogéographiques (l'accumulation de tels matériaux peut être limitée régionalement), soit par une disparition par cisaillements (précoces D1-D2 et D3), soit par la conjonction de ces deux phénomènes.

Les seules intercalations de **roches basiques** ($\alpha \theta$) ont été observées à Saint-Géraud. Ces roches sont constituées de chlorite avec un peu de biotite interstratifiée, de plagioclase très finement granulé, de fantômes d'amphibole (?) totalement carbonatisés, avec accessoirement des opaques partiellement transformés en leucoxène et de l'apatite.

Une étude géochimique de ces roches permet de penser que celles-ci pourraient correspondre à d'anciennes roches volcaniques de composition rhyodacitique, à caractère plutôt ignimbritique, résultant d'une fusion crustale (sialique).

Un âge U/Pb sur zircons de $1\ 766 \pm 124$ –115 Ma a été obtenu par J.Y. Calvez (*in* Guérangé-Lozes, 1987) sur un échantillon de tuf rhyolitique de Larroque (puech Margou). Cet âge traduit incontestablement la présence de zircons hérités d'âge protérozoïque moyen. L'existence de tels zircons est un élément qui conforte l'hypothèse de l'origine par fusion de croûte sialique des tufs rhyolitiques.

k5-01. Alternances grès micacés verts–schistes verts. Très peu représentée d'une façon générale dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, cette formation affleure localement au Sud de Lunaguet à la faveur d'une structuration ici particulièrement complexe. Peu épaisse, elle est constituée d'une alternance de petits bancs grès verts à petits quartz translucides et d'horizons de schistes verts lustrés.

01P. Formation du Puy-Saint-Georges : quartzites micacés blancs. Elle est constituée de plusieurs bancs d'épaisseur décamétrique de grès feuilletés, abondamment veinés de filonnets de quartz de recristallisation. C'est un niveau cartographique repère régional remarquable. Dans la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance, il se situe toujours entre la Formation de Larroque et la Formation de la Vère sus-jacente. La constance de l'ordre de superposition de ces trois termes, quel que soit le secteur considéré, permet de supposer que cette succession est d'ordre lithostratigraphique et non tectonique.

D'une manière générale, les grès quartzitiques blancs surmontent la Formation de Larroque. Cependant, localement, du puy Saint-Georges à Crespin, les grès se placent géométriquement sous les tufs : on pourrait être ici en flanc inverse d'une grande structure cartographique synschisteuse précoce (D1).

Ces grès quartzitiques sont, pour l'essentiel, composés de quartz détritiques anguleux à arrondis qui peuvent représenter 95 % de la roche. La séricite subordonnée se dispose selon les schistosités sD1-2.

O_{1-2V}. **Formation de la Vère : schistes noirs homogènes.** Très monotone, cette formation peut contenir localement quelques rares petits bancs gréseux d'épaisseur centimétrique. Les schistes de couleur noire sont constitués principalement de séricite très fine, disposée selon les schistosités sD1-2. On note également des amandes de chlorite, muscovite et parfois de biotite.

Discussion sur l'âge des formations constituant la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance

Aucune recherche palynologique n'a été tentée dans ces terrains, compte tenu du fort degré de déformation. Cependant, par analogie lithologique, ces formations et leur succession peuvent être comparées avec les séries identiques et mieux définies des unités sous-jacentes : nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et domaine des monts de Lacaune (feuilles Réalmont, Saint-Sernin-sur-Rance, Camarès, Bédarieux). La formation des tufs rhyolitiques semble faire suite à la formation schisto-gréseuse et également passer aux schistes noirs homogènes par l'intermédiaire d'un ou deux bancs de quartzites blancs, plus ou moins continus. Cette succession lithologique, ainsi que les caractéristiques propres à chaque formation, permettent de proposer les corrélations suivantes :

– la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance–Condamines pourrait être, par ses caractères sédimentologiques, sa monotonie et sa puissance, comparée à la Formation des « Grès de Marcory » du Cambrien basal. De plus, la « signature géochimique » de cette formation est tout à fait comparable à celles des formations homologues – datées du Cambrien basal et prises comme références – des monts de l'Est de Lacaune (écaille de Mélagues) et du versant sud de la Montagne noire (nappe du Minervois, coupe de Clamoux = Grès de Marcory *sensu stricto*). Cette analogie étroite corrobore cette attribution d'âge ;

– les grès quartzitiques blancs (Formation du Puy-Saint-Georges), tout à fait identiques (niveau repère) à ceux de la nappe sous-jacente (Saint-Salvi-de-Carcavès), peuvent être, comme ces derniers, corrélés avec les grès quartzitiques blancs du Trémadoc inférieur des monts de l'Est de Lacaune ;

– les schistes noirs (Formation de la Vère) qui surmontent ces grès pourraient être alors l'équivalent des schistes noirs du Trémadoc supérieur–Arénig inférieur ;

– pour ce qui concerne la Formation de Larroque, sa situation cartographique entre la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance–Condamine (attribuée au Cambrien inférieur) et la Formation du Puy-Saint-Georges (attribuée au Trémadoc) donnerait à penser qu'un volcanisme acide permanent se serait substitué ici à une sédimentation argilo-calcaire, du type de celle des unités plus méridionales, et aurait envahi toute la tranche d'âge entre ces deux étages. Cependant, si on ne retient pas l'hypothèse que cet épisode volcanique acide ait duré près de 70 Ma, trois possibilités de corrélation sont envisagées (fig. 2) :

- soit avec le volcanisme acide du Cambrien basal, « blaviérites » des monts de l'Est de Lacaune, mais dans ce cas, il y aurait lacune stratigraphique ou tectonique de toute la tranche allant du Cambrien inférieur à l'Ordovicien inférieur pour la puissante série plus à l'Ouest,
- soit avec le volcanisme acide du Cambrien supérieur–Ordovicien inférieur de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, dans ce cas il y aurait lacune stratigraphique ou structurale du Cambrien basal et inférieur et du Cambrien moyen,
- soit avec ces deux volcanismes : la lacune serait alors réduite au Cambrien inférieur et au Cambrien moyen.

Dans l'état actuel des connaissances, il semble que cette dernière formation, de par sa puissance, soit à rattacher surtout au Cambrien basal, auquel s'ajouterait une tranche attribuable au Cambrien supérieur–Ordovicien inférieur. En effet, au puy Saint-Georges, il semble bien, malgré le plissement intense des grès quartzitiques blancs, que la Formation de Larroque soit en relation stratigraphique étroite avec les différents horizons de grès quartzitiques, des tufs pouvant être intercalés dans ceux-ci. Dans ce cas, cette observation conforterait, pour la partie sommitale, l'âge ordovicien inférieur. Sur la feuille voisine Réquista (Guéringé-Lozes *et al.*, 1996a), la présence des alternances schisto-gréseuses vertes micacées qui annoncent le passage aux grès quartzitiques et à laquelle les tufs rhyolitiques sont localement associés, conforte l'hypothèse que le sommet de ceux-ci pourrait être attribuable au Cambrien supérieur–Trémadocien inférieur. Rappelons que le « porphyroïde » de Réquista a été daté à 514 ± 10 Ma par L. Delbos *et al.* (1964-1965), âge correspondant, *grosso modo*, à la limite Cambrien moyen/Cambrien supérieur.

Les passées métriques à décamétriques de schistes noirs ampéliteux et de grès fins noirs (G) dans les tufs, ainsi que les esquilles de schistes noirs pourraient être les témoins des sédiments cambriens inférieurs se déposant à proximité.

Complexe leptyno-amphibolique de Réalmont–Carmaux–Najac

C'est sur la feuille Najac voisine que cette unité a été définie et analysée (Bodinier et Burg, 1980-1981 ; Burg *et al.*, 1984, 1986 ; Delor *et al.*, 1986). Elle est constituée principalement d'orthoigneiss plus ou moins œillés (anciens leucosyéno-granites ou anciens monzogranites porphyriques, intrusifs dans des paragneiss dérivant de grès fins plus ou moins feldspathiques, probablement psammitiques). Les roches basiques (gabbros, éclogitoïdes à glaucophane et amphibolites dérivées) composent l'essentiel des massifs de Laguépie et de Najac. Le massif de Najac regroupe, par ailleurs, toutes les roches ultrabasiques de la région (péridotites, pyroxénolites et termes dérivés) ; il est prolongé vers le Nord par un chapelet d'amphibolites dispersées dans les paragneiss.

Sur la feuille voisine Albi, plusieurs sondages de recherche de houille de la mine de Carmaux ont atteint une série amphibolique, décrite par J. Thiébaud et P. Vetter (1960). Sur la feuille Réalmont, quelques centaines de mètres à l'Ouest de la ville Réalmont, en boutonnière dans le Tertiaire, affleurent des gneiss à amphiboles et grenats, à intercalations de petits niveaux d'amphibolites (Alsac, *in* Guérangé-Lozes *et al.*, 1996b).

ζ. **Paragneiss à biotite-grenat.** Sur la feuille Carmaux, dans un contexte structural et morphologique tout à fait analogue à celui de Réalmont, on n'observe que des paragneiss à biotite-grenat qui affleurent uniquement dans l'agglomération de Carmaux, en fenêtre dans la couverture tertiaire, à la faveur des entailles des rivières du Cérou et du Céroc.

Les affleurements, sporadiques, montrent ici des faciès pétrographiquement peu diversifiés, variant essentiellement par des proportions différentes des minéraux constitutifs et par la taille et la répartition de ceux-ci. Le faciès le plus répandu dans ce secteur apparaît, au microscope, comme un gneiss fin à granulométrie homogène. On y observe l'alternance de niveaux monominéraux discontinus de quartz (50 % ou plus du volume de la roche) et de minces lits onduleux de phyllites (biotite brun sombre, légèrement verdâtre, partiellement chloritisée et muscovite, en proportions variables). Les grenats, de petite taille, sont rarement abondants. Le plagioclase, non ou mal maclé, est peu abondant et irrégulièrement réparti. Les minéraux opaques sont très nombreux. Dans certains faciès, on note la présence de « pustules » de produits micacés pouvant correspondre à un silicate de métamorphisme rétro-morphosé.

Dans le lit du Cérou, sous le pont en limite de la feuille, on peut observer des gneiss plus grossiers, à grain moyen, la foliation très caractéristique étant, au microscope, soulignée par l'alternance très régulière de lits de phyllosilicates (biotite brun-vert et muscovite ici en proportions égales) et

de lits quartzo-feldspathiques, riches en feldspaths altérés non maclés. On note une rétomorphose marquée par la chloritisation et la pigmentation en oxyde de fer des biotites, une déstabilisation partielle des grenats et l'altération poussée des feldspaths (kaolinisation et pigmentation en oxyde de fer).

Dans tous ces matériaux, les phyllites (biotites et muscovites) sont orientées parallèlement au litage métamorphique (foliation = schistosité sD1-2).

Ces paragneiss représentent probablement d'anciennes siltites et d'anciens grès fins plus ou moins feldspathiques, affectés par un métamorphisme mésozonal et rétomorphosés dans le faciès « schistes verts ». L'âge de ces matériaux pourrait être rapporté au Précambrien (*p.p.*)–Cambrien basal, sur des arguments sédimentologiques et géochronologiques (datation des corps intrusifs).

Roches plutoniques et filoniennes tardi-varisques

Υ. *Granites et microgranites*. Au Nord du Tarn, dans une bande large d'environ 5 km, de direction NNE-SSW, affleurent de nombreux filons et sills, de puissance métrique à pluridécamétrique, de granites leucocrates à deux micas et de microgranites. Au Sud du Tarn, sur la feuille Réalmont, cette même bande se poursuit décalée de quelques kilomètres vers l'Est. Les filons affleurant dans la partie occidentale de l'antiforme D5 de Montredon-Labessonnié sont vraisemblablement en relation avec un granite caché sous-jacent de même direction. Certains de ces filons sont indiscutablement plissés par la phase D5.

Les biotites d'un des filons (secteur de Maux) ont fourni par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ un âge de 295 Ma, considéré comme minimal pour la mise en place du filon (Costa, 1990). Cette datation permet de caler l'âge le plus ancien possible de la déformation D5 (Stéphanien).

Q. *Quartz « BTH » fréquemment minéralisés*. Minéralisations tardi-varisques (cf. « Déformations tardi-hercyniennes » et « Gîtes et indices minéraux »).

CÉNOZOÏQUE

Paléogène (fig. 3)

e6C. *Argiles à graviers inférieures du Carmausin et de l'Albigeois (Bartonnien inférieur et moyen)*. Elles s'étalent vers le Sud (feuille Réal-

mont et Nord de la feuille Castres). Elles correspondent aux « argiles à graviers de Saint-Jean-de-Vals » de la feuille Réalmont.

Riches en galets de quartz de toutes tailles, accompagnés parfois de débris de schistes, elles constituent une série compréhensive azoïque où alternent des ensembles peu détritiques et des complexes sédimentaires plus graveleux, parfois même conglomératiques. Ces argiles à graviers sont, pour une même isochrone, plus détritiques à l'Est qu'à l'Ouest, devenant dans cette direction de plus en plus hétérométriques avec des centiles de plus en plus importants. Elles passent à l'Ouest à des silts et argiles qui se sont mis en place au même moment que les « argiles et grès de Puech-Auriol et de Venès », (e6b, feuille Réalmont ; Guérangé-Lozes *et al.*, 1996b).

Au sommet de cette formation, les quelques encroûtements carbonatés reconnus pourraient être corrélés à certains niveaux de la feuille Castres. Cependant rien ne permet d'affirmer que ces paléosols correspondent aux niveaux calcaires bien individualisés dans la région de Labruguière, de Saix, et de Viviers des Montagnes.

e6-7L. **Argiles rutilantes de Lamillarié (Bartonien supérieur-Priabonien inférieur)**. Peu affleurantes sur la feuille, elles se présentent avec des faciès souvent plus silteux. Sur la feuille Réalmont, en leur sommet, elles sont associées à des niveaux palustres marmorisés couronnés d'enrichissements carbonatés, plus rarement d'encroûtements. En profondeur, elles sont bien connues dans les sondages profonds du CEA de la région de Vielmur-Puylaurens (feuille Lavour) et en particulier dans le sondage de la Broque, où les faciès palustres passent aux calcaires lacustres du Priabonien (Ludien) inférieur.

Ces formations sont azoïques. Les niveaux palustres marmorisés ont dû se mettre en place lors de la période climatique favorable aux dépôts des calcaires bien individualisés au Sud : les « calcaires de Ronel, Cuq et Vielmur » (e6-7b, feuille Réalmont).

e7D. **Argiles rutilantes de Notre-Dame-de-la-Drèche (Priabonien inférieur-moyen)**. Elles constituent un ensemble de formations argilo-graveleuses plus uniformes à l'Est qu'à l'Ouest où elles deviennent plus argileuses et moins chargées en détritiques. Elles contiennent à leur sommet de nombreux niveaux d'enrichissements carbonatés, des niveaux à poupées et des horizons encroûtés qui, sur la feuille Réalmont, alternent parfois avec de grandes lentilles gréseuses passant au Sud-Ouest à des formations molassiques.

Ces formations sont azoïques et se subdivisent, dans la région de Carmaux, en deux grands ensembles : (1) une partie inférieure contenant de très nombreux faciès témoins d'importants écoulements en nappe sous un climat

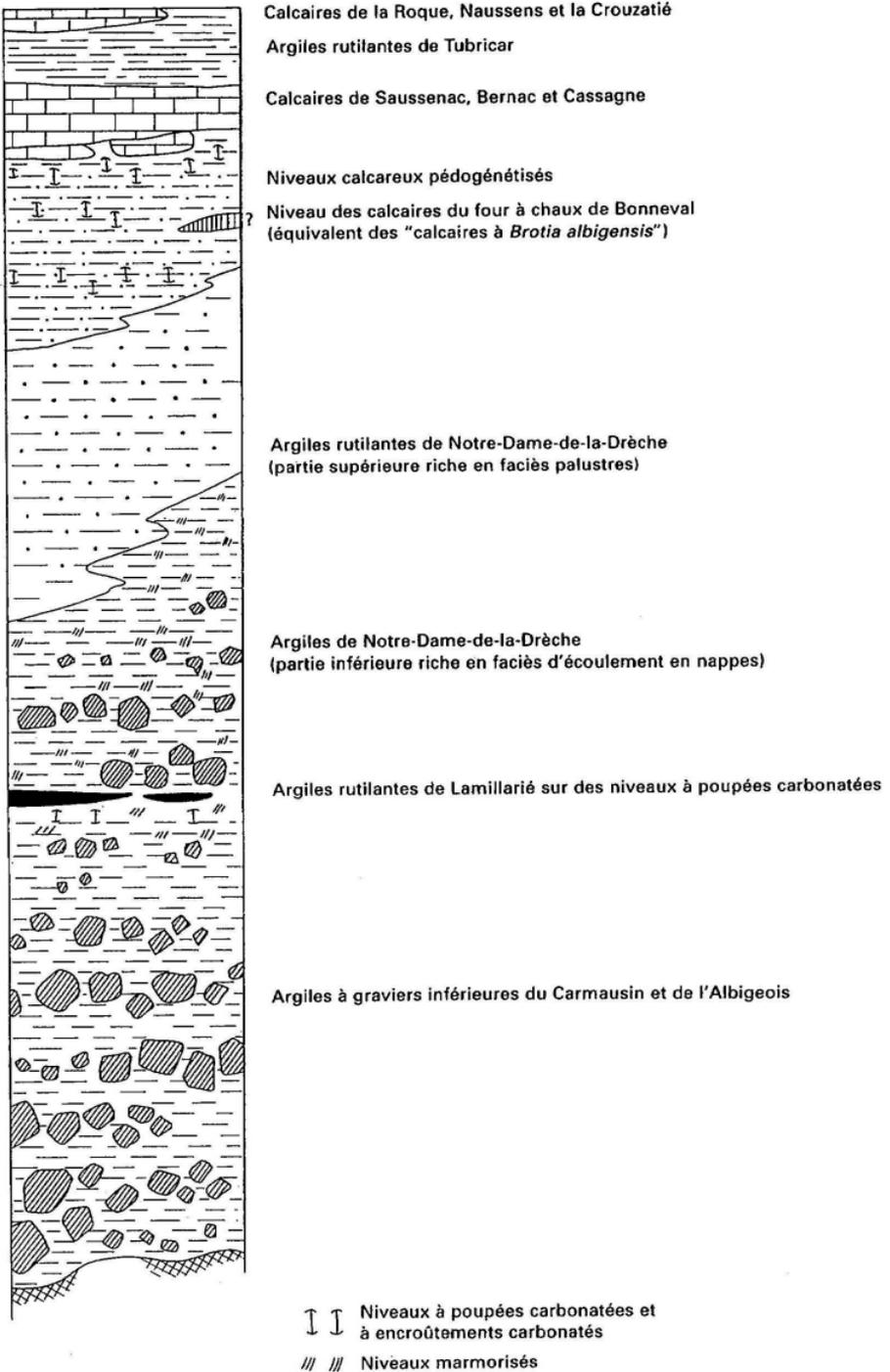


Fig. 3 - Formations paléogènes

aride dans un paysage dépourvu de végétation ; et (2) une partie supérieure riche en faciès palustres à lentilles silto-argileuses, correspondant à un paysage moins austère, où une certaine végétation s'est développée et où des étendues d'eaux libres ont persisté assez longtemps pour qu'elles s'ensavent avec l'arrivée, plus ou moins instantanée, de silts et d'argile. Ces comblements ont été assez homogènes et dépourvus de discontinuité.

e7-g1. **Niveaux calcaireux pédogénétisés (Priabonien-Rupélien inférieur)**. Un certain nombre de niveaux riches en enrichissements carbonatés se situent au sommet des argiles de Notre-Dame-de-la-Drèche. Ils correspondent vraisemblablement aux « calcaires de Marssac » des cartes voisines, datés du Ludien supérieur.

g1. **Calcaires du four à chaux de Bonneval (Priabonien supérieur-Rupélien inférieur ?)**. Les calcaires du four à chaux de Bonneval (près d'Ambialet) sont une formation pleine de mystères. Parfaitement visibles au début de ce siècle, lorsque le four à chaux était en activité, leurs restes sont actuellement noyés dans une dense végétation. G. Vasseur a signalé le premier leur présence et les attribuait aux « calcaires à *Melania albigensis* » (des anciens auteurs) nommés actuellement « calcaires à *Brotia albigensis* » (Vasseur *et al.*, 1904).

Sur la feuille Albi, cette formation qui est très fossilifère a fourni des *Brotia albigensis*, *Melanopsis mansiana*, des *Galba albigensis*, des *Planorbis (Planorbis) cornu*, des *Viviparus soricinensis*, des *Clithon lautricense*, des *Ischurostoma formosum*. Ces fossiles ne sont pas d'excellents marqueurs stratigraphiques ; leur présence témoigne toutefois de l'existence d'un certain contexte paléocéologique. Un isolat où subsisteraient des espèces ailleurs disparues est toujours possible. Il permettrait de résoudre des problèmes insolubles si l'on accepte l'opinion de G. Vasseur. La position dans l'espace des calcaires du four à chaux de Bonneval équivalents des « calcaires à *Brotia albigensis* » de la feuille Albi exige, si l'on y croit, des accidents tectoniques que l'on ne voit pas sur le terrain. De plus, la lentille des calcaires du four à chaux de Bonneval constitue un faciès qui s'intègre parfaitement au schéma paléogéographique où dominent les faciès palustres placés, en face, sur la rive droite du Tarn.

g1S. **Calcaires de Saussenac, Bernac et Cassagne (Rupélien inférieur)**. Les faciès palustres, placés au-dessus des argiles de Notre-Dame-de-la-Drèche constitués d'argiles parfois silteuses, presque toujours carbonatées et ornementées de nombreuses marmorisations correspondent aux calcaires de Bernac et Cassagne. Ces derniers et les calcaires de Saussenac sont sûrement équivalents car ces deux formations sont les seules, en Albigeois, à contenir des paléosismites de même type.

Ces formations, ici azoïques, passent verticalement et peu à peu à une sédimentation de plus en plus carbonatée. Faute de repères permettant de départager des faciès ubiquistes, on ne peut savoir si certains des niveaux d'encroûtements carbonatés ne correspondent pas au niveau des « calcaires de Puech-Armand » (feuille Albi). Un problème de datation demeure. C. Cavalier (1975) signale, sans autre précision, que l'on a trouvé dans les calcaires de Saussenac des restes de mammifères qui permettraient d'assimiler cette formation aux niveaux de Montmartre. Ceci rajeunirait l'âge attribué ici à ces calcaires.

g1T. *Argiles rutilantes de Tubricar (Rupélien inférieur)*. Au Sud-Ouest et à l'Ouest de la feuille Albi, les calcaires de Puech-Armand et les calcaires de Bernac s'intriquent avec des faciès qui, progressivement, deviennent plus argileux et détritiques, de type « molassique ». Au Nord et à l'Est, ces mêmes niveaux de calcaires, s'intercalent dans divers apports argileux rutilants, remaniements presque exclusivement pélitiques de paléoaltérites. Au sommet de ce qui peut être appelé sur la feuille Carmaux « Calcaires de Bernac et Cassagne » repose une masse importante d'argiles fines qui se sont jadis déposées dans des zones uligineuses. Les traces de racines et de tiges, dont les sections évoquent des roselières, sont particulièrement nombreuses dans la carrière exploitée par la société Tubricar.

g1R. *Calcaires de la Roque, Naussens et la Crouzatié (Rupélien supérieur)*. Ces bancs de calcaires, azoïques dans la région de Carmaux, peu fossilifères sur la carte Albi, deviennent riches en hélicidés (*Pseudoleptaxis corduensis*, *Parachloraea cadurcensis*) lorsqu'ils passent aux calcaires de Cordes. Ils arment le sommet des buttes témoins qui dominent la partie occidentale du Ségala albigeois.

Néogène-Quaternaire

Formations polygéniques, épandages

Mio-Pliocène supérieur à actuel

Il s'agit de formations polygéniques et épandages résiduels dégagés dans les altérites et au détriment des paléoformes anté-bartoniennes du socle et post-bartoniennes du socle.

Re-Fs. *Épandages de débris schisteux et quartzeux*, de genèse ancienne ou récente entremêlés à des produits argilo-sableux, constituant un sol squelettique qui recouvre les croupes et les échines filoniennes qu'ont généré le dégagement des paléoaltérites anté-bartoniennes.

F_S-F_Y. **Débris schisteux et quartzeux**, de genèse ancienne ou récente associés à des argiles à graviers remaniés d'âge indéterminé.

Glacis d'érosion et d'accumulation-Formations alluviales

Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur

F_{S-t}, F_U. Glacis d'érosion et d'accumulation

• **Palier supérieur** (F_{S-t}. Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur). Glacis d'accumulation constitués de matériaux résiduels des paléovallées les plus vieilles. Ce sont, pour essentiel, des débris schisteux et quartzeux emballés dans une matrice plus ou moins argilo-sableuse.

Palier inférieur (F_U. Pléistocène inférieur). Glacis constitués de matériaux résiduels générés dans une seconde phase d'érosion ancienne. On retrouve sur ce palier les mêmes matériaux que ceux du palier précédent : des cailloutis subanguleux et anguleux emballés dans une matrice argilo-graveleuse plus ou moins abondante selon les lieux. Les éléments grossiers du niveau inférieur ne diffèrent de ceux du niveau supérieur que par des variations de centiles.

Pléistocène inférieur

F_{V1}, F_{V2}, F_{V3}. **Paliers d'érosion**. Ces paliers d'érosion se définissent par des altitudes précises et sont absents sur la feuille Réalmont. Ceci peut s'expliquer, sur la feuille Carmaux, par un soulèvement, par saccades, du substratum.

Palier supérieur (F_{V1}). Ce sont de vastes nappes de cailloutis où se concentrent irrégulièrement toujours les mêmes matériaux résiduels. Elles sont situées sur des replats trouvés entre les altitudes 440-460 m.

Palier médian (F_{V2}). Ce palier se situe entre 420 et 440 m. Les matériaux qu'il supporte diffèrent peu des précédents.

Palier inférieur (F_{V3}). Ce palier se situe entre 410 et 420 m. Les matériaux qu'il supporte diffèrent peu des précédents.

F_V. **Cônes d'alluvions anciennes**. Ceux-ci, morcelés par les érosions postérieures contiennent d'une part de nombreux débris schisteux et quartzeux à l'hétérométrie et à la morphométrie voisines des matériaux des glacis supérieurs, et d'autre part des galets moins anguleux et plus ou moins patinés.

Pléistocène moyen et supérieur basal

F_{W1}, F_{W2}. **Alluvions des terrasses moyennes des vallées du Tarn et du Cérrou**. Ces alluvions se situent généralement entre 50 et 75 m au-

dessus du lit des cours d'eau incisant ces terrasses. On y trouve de nombreux galets subanguleux, parfois subarrondis de quartz patinés, parfois cariés, souvent gélifractés. Hors de la vallée du Tarn proprement dite, il y a deux paliers constituant cette formation. Ils sont décalés en altitude, variable selon les secteurs, mais ne dépassant pas une vingtaine de mètres. Ce décalage dans les altitudes pourrait résulter de mouvements tectoniques locaux.

Palier supérieur (F_{w1}). Il est surtout développé dans la région de Carmaux.

Palier inférieur (F_{w2}). Il est présent tout le long du Tarn et débouche à l'Est d'Albi en un vaste cône. Il porte une grande partie du vignoble de Cunac.

Pléistocène supérieur

F_{x1}. **Formations alluviales supérieures à gros galets patinés.** Ces alluvions reposent sur des terrasses résiduelles dans la région de Carmaux, et à l'Est d'Albi, sur un cône d'accumulation démantelé au Nord du Tarn, intact au Sud. Ces formations qui contiennent de gros galets de quartz et de matériaux du Paléozoïque du socle emballés dans une matrice sablo-argileuse, supportent une autre partie du terroir viticole de Cunac. Elles se situent sur des paliers placés entre les altitudes comprises entre 250 et 275 m.

F_{x2}. **Formations alluviales moyennes.** Ces alluvions sont uniquement localisées à l'Ouest de la feuille en bordure du Tarn et du Cérrou. Elles se situent sur des paliers placés vers 225 m.

F_{x3}. **Formations alluviales inférieures.** Elles affleurent à l'Est d'Albi aux environs de 200 m.

Pléistocène terminal

F_{y1}, F_{y2}. **Alluvions de la basse plaine.** Ensemble de sédiments détritiques issus d'une part des érosions quaternaires des reliefs amont du socle, et d'autre part du remaniement d'argiles à graviers tertiaires. Ces alluvions contiennent de très nombreux galets arrondis et subarrondis. On peut distinguer, en fonction des altitudes, un palier supérieur (F_{y1}) et un palier inférieur (F_{y2}).

Holocène

F_z. **Alluvions récentes.** Elles sont particulièrement importantes dans les abords immédiats d'Albi.

Formations colluviales

R CF. ***Colluvions des talwegs et des fonds des vallées secondaires.*** Tous les fonds de talwegs et tous les bas de pentes sont encombrés de sédiments argilo-sableux parfois très limoneux provenant du remaniement de sols entraînés tant par le ruissellement des eaux que par le jeu de la gravité. Ils contiennent selon les lieux des éléments grossiers en proportion variable.

TECTONIQUE, MÉTAMORPHISME RÉGIONAL ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE HERCYNIENNE

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

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

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

DÉFORMATIONS SOUPLES PRÉCOCES ET LEURS RELATIONS AVEC LE MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès

La nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, affleurante dans le quart sud-est de la feuille, est l'unité la plus méridionale des nappes de l'Albigeois (cf. annexe et schéma structural de la carte). Sur les feuilles méridionales voisines (Réalmont, Saint-Sernin-sur-Rance), elle repose en contact anormal sur les unités des monts de Lacaune qu'elle prend en biseau. Le cisaillement ne se fait pas selon un niveau lithologique privilégié puisque diverses formations de la nappe peuvent reposer sur le substratum des monts de Lacaune, lui-même affecté de troncutures sommitales.

	NAPPE DE SAINT-SERNIN-SUR-RANCE	NAPPE DE SAINT-SALVI-DE-CARCAVÈS	MONTS DE LACAUNE			
DÉFORMATIONS SOUPLES ET TARDIVES REFLISSANT LES NAPPE ET "ÉCAILLES" DES MONTS DE LACAUNE	D5	<ul style="list-style-type: none"> 2) - plis synschisteux droits, millimétriques à plurimétriques de direction axiale N-S - schistosité de fracture (non différenciée de sD5) 1) - plis synschisteux droits, à toutes les échelles, de direction axiale NNE-SSW (antiforme de Montredon-Labessonnié), contemporains de la mise en place probable d'un granite sub-affleurant. - schistosité de fracture D5 	D5	<ul style="list-style-type: none"> - grandes voissures de direction N-S des "écailles" (antiforme de Lacaune et Vane-Senaux) 		
	D4	<ul style="list-style-type: none"> - mégaplis aschisteux NE-SW 	D4	<ul style="list-style-type: none"> - grandes voissures de très grande amplitude, de direction NE-SW (déformant l'enveloppe du granite du Mendic) dans les monts de l'Est de Lacaune - mégaplis synschisteux NE-SW contemporains de la mise en place du granite du Sidobre dans les monts de l'Ouest de Lacaune - schistosité de strain-slip sD4 		
DÉFORMATIONS SOUPLES ET CISAILLEMENTS ASSOCIÉS CARACTÉRISTIQUES DE CHAQUE UNITÉ STRUCTURALE (NAPPE ET DOMAINE DES MONTS DE LACAUNE)	Sectionnement de tout le Sud-Ouest du Massif central, à intervalles réguliers (20 à 30 km) par de grands accidents crustaux E-W à NW-SE (rejeu ou création d'accidents de cette direction ?)					
	D3	<p>COULOIR DE RODEZ (?) AU NORD DE LÉDERGUES :</p> <ul style="list-style-type: none"> - plissement synschisteux • schistosité de crénulation sD3 • plis cartographiques ouverts, de direction NW-SE - large zone faillée allant de Broqués à Lédergues dans laquelle se situe le cisaillement dextre WNW-ESE (lié à la mise en place du granite de Pinet) <p>RÉGION DE SAINT-SERNIN-SUR-RANCE :</p> <ul style="list-style-type: none"> - plissement synschisteux • schistosité de fracture sD3 • plis en chevrons de direction NW-SE, déversés vers le SW 	D3	<ul style="list-style-type: none"> - ondulations NW-SE - faisceaux de fractures NW-SE dont le cisaillement dextre de Laval-Roquecezière 	D3	<ul style="list-style-type: none"> - voussuration d'axe NW-SE des monts de l'Est de Lacaune de Canac à Murasson - accidents et filons NW-SE type Senaux - jeu initial de la large zone faillée allant de Graissessac au Sud de Mont-Roc et constituant la bordure nord de la zone axiale de la Montagne noire, du col de la Bassine à Murat-sur-Vèbre (?) - jeu initial de la grande faille allant de Mazamet à Labastide qui sectionne la zone axiale (?)
	D2	<ul style="list-style-type: none"> - cisaillement tangentiel surface de chevauchement basale et nombreux cisaillements internes connexes et - plissement synschisteux complexe associé : • schistosité de strain-slip symmétamorphique sD2 faiblement pentée N • plis à axes courbes de direction NW-SE prépondérante 	D2	<ul style="list-style-type: none"> - cisaillement tangentiel basal de la nappe (jeu essentiellement chevauchant) et - plissement synschisteux complexe associé : • schistosité de strain-slip symmétamorphique sD2 faiblement pentée N • plis à axes courbes de direction N-S prépondérante • plis d'amplitude au maximum hectométrique 	D2	<ul style="list-style-type: none"> - cisaillement (jeu senestre inverse dans l'écaille de Brusque) devenant tangentiel à Murasson et - plissement synschisteux associé : • schistosité de flux symmétamorphique sD2 à pendage N (sporadique dans l'écaille de Mélagues, se généralisant au NW) • plis d'amplitude au maximum hectométrique
	D1	<ul style="list-style-type: none"> - schistosité de flux symmétamorphique (en relique) 	D1	<ul style="list-style-type: none"> - mégaplis synschisteux • schistosité de flux symmétamorphique sD1 • plis isoclinaux de direction axiale NE-SW à E-W déversés vers le SE • aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé 	D1	<ul style="list-style-type: none"> - mégaplis aschisteux généralisés à toutes les écailles, de direction NE-SW, déversés vers le SE • aucun pli d'ordre inférieur n'a été observé

Tableau 1 - Déformations souples dans les monts de Lacaune, l'Albigeois et le Rouergue (Guérangé-Lozes, 1987, modifié 1994)

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

Déformation D1

À l'échelle de l'affleurement, la phase de déformation D1 est caractérisée par une schistosité de flux sD1 généralement parallèle à la stratification et généralisée à la nappe. La schistosité est soulignée par l'orientation des phyllites néoformées (muscovite et parfois chlorite). Elle apparaît comme plan axial de rares microplis de la stratification.

À l'affleurement, il est très difficile de dissocier la schistosité sD1 de la schistosité sD2, en dehors des charnières des plis D2 où l'on peut parfois observer l'enroulement de la linéation L1 (intersection S0/sD1). Aucune direction axiale significative de la déformation D1 n'a pu être mesurée sur le terrain.

La cartographie géologique régionale a permis de mettre en évidence l'existence de mégastructures d'ordre kilométrique déformées par la phase D5 et initialement couchées vers le Sud, auxquelles on peut associer la schistosité sD1 (cf. schéma structural). Ce sont : le mégasynclinal du Dadou (structure cartographique majeure de la nappe) et, sur la feuille voisine Réalmont, l'anticlinal de la Trivale et le synclinal du Bousquet, plus au Sud.

L'axe cartographique déplié de ces structures est orienté N60° à 80°E, avec un faible plongement vers l'Ouest.

Déformation D2

Elle se traduit dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès par une tectonique d'écaillage (D2) très intense qui se superpose à la déformation D1. La phase de déformation D2 est caractérisée par un cisaillement associé à un plissement, avec développement d'une schistosité de strain-slip (sD2).

Cisaillements. À l'échelle cartographique, sur les feuilles méridionales voisines (Réalmont et Saint-Sernin-sur-Rance), la surface de cisaillement de la base de la nappe apparaît faiblement pentée vers le Nord (10 à 20°). Elle sectionne sous un angle faible le mégasynclinal D1 du Dadou et elle est plissée par les phases tardives (coupes en marge de la carte).

Sur la feuille Carmaux, comme ailleurs, l'ensemble des formations est affecté par des cisaillements internes satellites nombreux, légèrement sécants à sD1-2, toujours faiblement pentés vers le secteur nord. Leur écartement est en moyenne décamétrique. Des boudins de quartz (décimétriques) et des schistes broyés soulignent certains d'entre eux.

Déformations souples. Les déformations souples rapportées à la phase D2 se manifestent par des plis d'amplitude au maximum hectométrique, admettant comme plan axial une schistosité de strain-slip généralisée (sD2) recoupant sD1 sous un angle très faible et difficile à dissocier de celle-ci en dehors des zones de charnière des plis D2 : d'où la dénomination sD1-2 pour désigner la schistosité composite régionale, visible à l'affleurement.

La géométrie des plis D2 est complexe. Leurs axes sont fréquemment courbes. D'orientation axiale variant de E-W à N-S, ils admettent la schistosité sD2 de strain-slip comme plan axial, horizontale ou peu pentée vers le Nord. Pour l'ensemble de la nappe, les charnières décamétriques observées ont cependant une direction préférentielle N-S. Dans les zones très cisailées, les charnières de plis peuvent être isolées dans des panneaux délimités par des surfaces de cisaillement faiblement obliques à sD2.

Les surfaces de schistosité sD2 portent une linéation d'étirement visible principalement dans les matériaux les plus compétents. Cependant, ces linéations ne semblent pas généralisées à l'ensemble de la nappe mais se marquent principalement dans les tufs rhyolitiques et les grès quartzitiques du flanc inverse du mégasynglinal du Dadou, c'est-à-dire très près et au-dessous de la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. La direction d'étirement est globalement N-S (N170° à N10°E).

Métamorphisme

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

La recristallisation métamorphique a commencé pendant la déformation D1 où elle se manifeste par une néogenèse de phyllites se développant dans les plans de schistosité sD1. Le métamorphisme se poursuit pendant la phase de déformation D2, la muscovite recristallisant également dans le strain-slip sD2 (coalescence des phyllites dans les joints de clivage sD2 et cristallisation en arcs polygonaux).

Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance

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

verts et lie-de-vin de l'unité sous-jacente, à plusieurs centaines de mètres à l'Ouest de la base cartographique de la nappe.

La structuration interne est ici le produit de trois phases de déformation précoces (tabl. 1), toutes trois génératrices de schistosités peu pentées vers le Nord, les deux premières, synmétamorphiques, étant corrélables avec les déformations précoces D1 et D2 de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès.

Le contour cartographique en section conique de la base de la nappe résulte du plissement en dôme lors de la phase D5. Cette structure souligne l'ennoisement vers le Nord, à hauteur d'Albignac, de l'antiforme D5 de Montredon-Labessonnié.

Bien visible à l'affleurement, le contact anormal majeur se marque en général, de part et d'autre, sur au moins une cinquantaine de mètres d'épaisseur par des roches cataclasées. Un niveau siliceux riche en sulfures, puissant de 50 cm, le matérialise localement (vallée du Tarn, secteur d'Ambialet). L'ultime rejeu de ce cisaillement tangentiel, en faille normale, est dû aux phases de déformations tardives.

Déformation D1

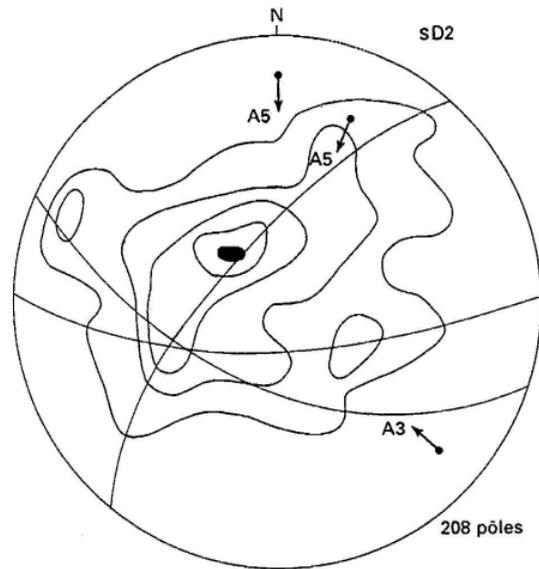
Comme dans la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès, la phase de déformation D1 est caractérisée à l'affleurement uniquement par l'existence d'une schistosité de flux sD1. Elle apparaît clairement, en relique, dans les bancs de grès sous forme d'une schistosité de dissolution du quartz. Aucun pli associé à cette déformation n'a été reconnu, quelle que soit l'échelle d'observation. D'une manière générale, la schistosité sD1 est transposée par les schistosités sD2 et sD3, sauf localement dans les matériaux ci-dessus.

Déformation D2

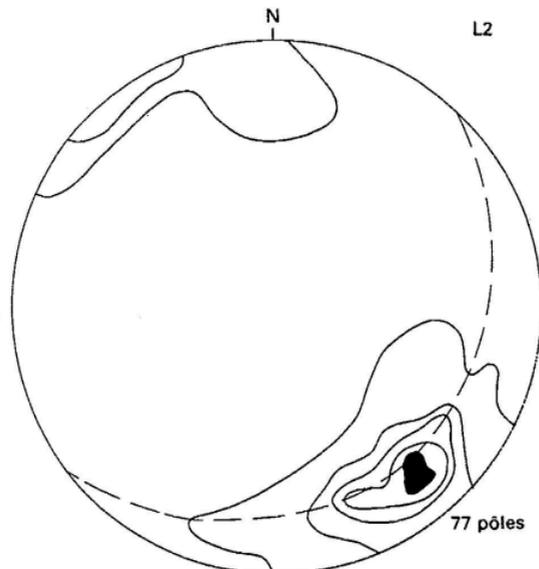
Les caractéristiques de la déformation D2 dans cette unité sont identiques à celles de la phase correspondante de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès : cisaillement tangentiel pénétratif associé à un plissement synschisteux d'amplitude au maximum hectométrique. Mais ici, la déformation globale apparaît plus intense, l'espacement des cisaillements internes étant plurimétrique.

Dans la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance-Condaminès, on observe des plis isoclinaux D2 d'amplitude variable dont les flancs sont sectionnés par les cisaillements secondaires internes, les charnières apparaissant alors comme des « méga-rods ». Ce phénomène s'observe à tous les ordres de grandeur, depuis la lame mince jusqu'à la structure pluridécamétrique. Le plissement à axe courbe est la règle générale.

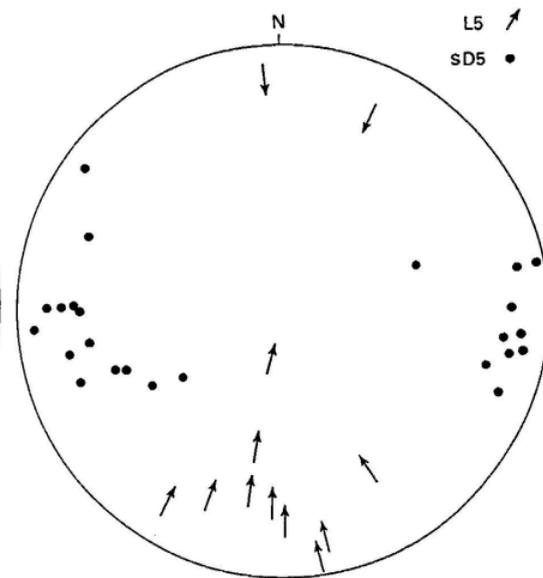
Partie occidentale de la feuille Carmaux



Courbes : 0,5-2-3,5-5 et 6,5 %
SD2 moyens : 20 / 50



1-5-9-13 et 17 %



Partie orientale de la feuille Carmaux

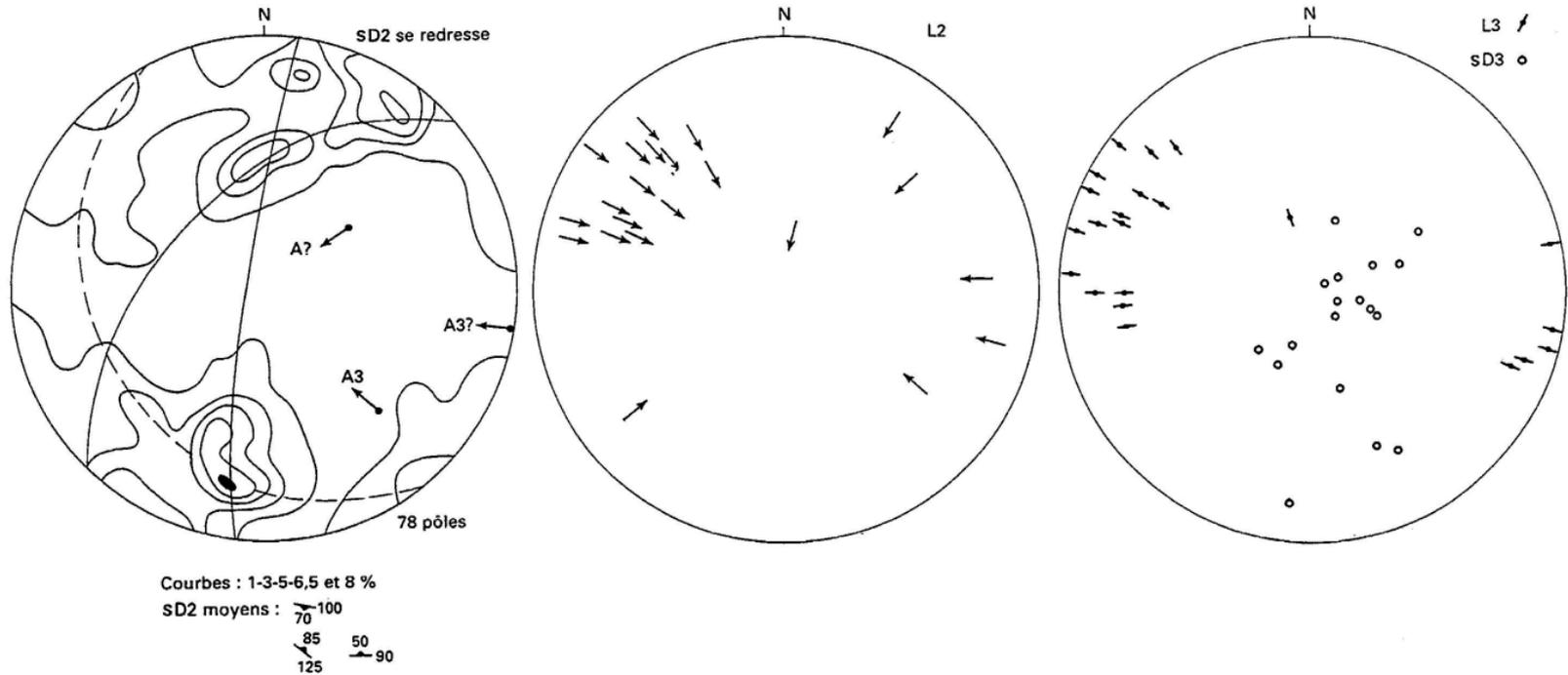
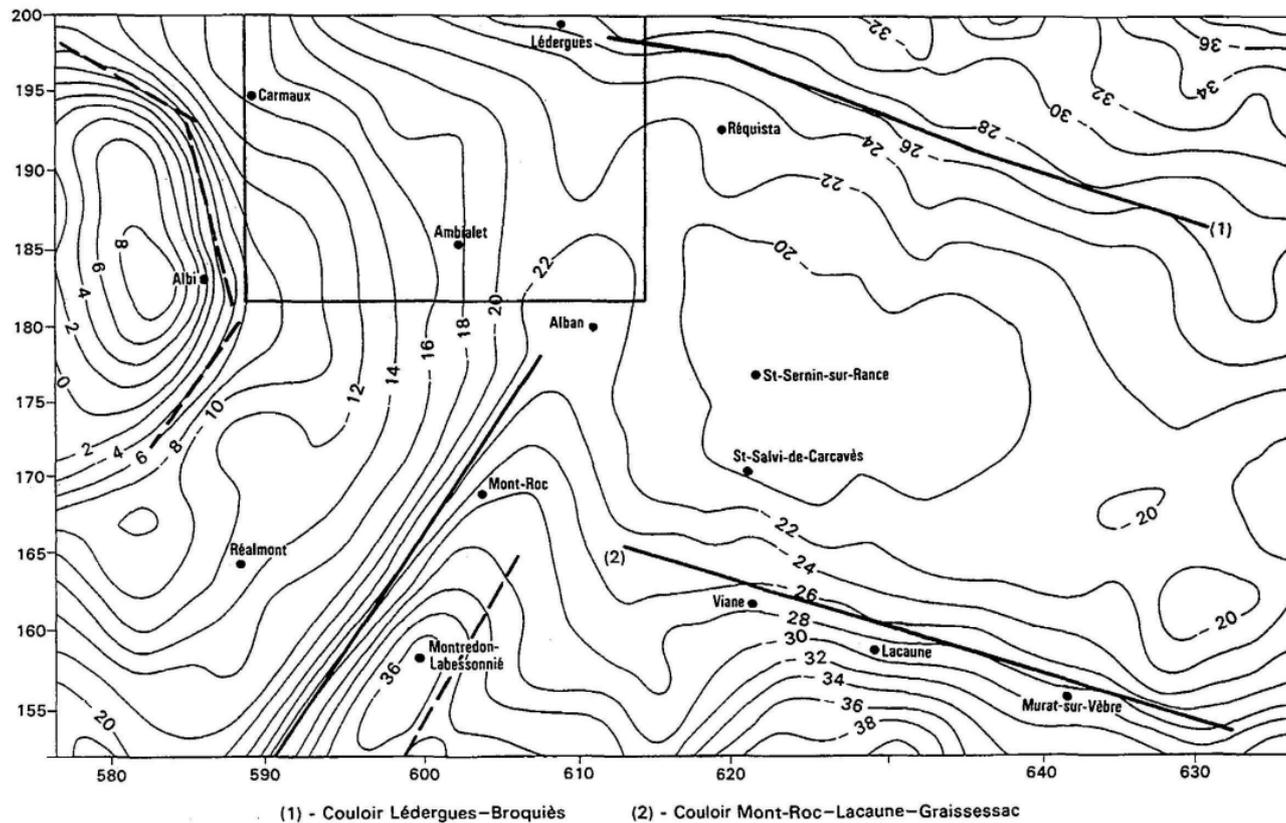


Fig. 4 - Diagrammes structuraux collectifs : nappe de Saint-Sernin-sur-Rance
(canevas de Schmidt, hémisphère supérieure)



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

Dans la Formation de Larroque, la déformation D2 se caractérise uniquement par la schistosité de strain-slip sD2, généralisée et pénétrative, faiblement pentée (30°) vers le NNW. Au microscope, la schistosité sD2 correspond, en fait, à des petits plans de cisaillement discontinus. Les plans sD2 portent une linéation d'étirement, habituellement confondue avec l'intersection sD1/sD2, dont l'orientation varie de $N140^\circ E$ à N-S.

Dans la partie occidentale de la feuille, l'orientation moyenne des surfaces de schistosité sD2 (fig. 4) est $N50^\circ E$ avec un pendage de $20^\circ NW$. Les pôles des surfaces de schistosité sD2 se dispersent selon des courbes dont les axes construits sont orientés :

- $N130^\circ E$, plongement de $20^\circ NW$ (A3) ;
- N-S, plongement de $20^\circ S$ (A5) ;
- $N 24^\circ$, plongement de $30^\circ SW$ (A5).

Ces axes sont caractéristiques des déformations D3 et D5 qui sont ici particulièrement intenses, la déformation prépondérante restant toutefois D2.

Le diagramme des linéations L2 montre que celles-ci sont dispersées dans le plan de schistosité sD2 moyen ; cette disposition traduit bien l'existence de plis à axes courbes de plan axial sD2.

Dans la partie nord-est de la feuille, à partir de Lédergues, la schistosité sD2 se redresse comme le montre clairement le diagramme collectif des surfaces de schistosité sD2 (fig. 4). Ce diagramme traduit la structuration plus complexe de cette région. Les pôles de schistosité se concentrent autour de trois maxima dont le plus important correspond à l'orientation moyenne $N100^\circ E$ avec un pendage sud très redressé (70°). Notons les deux autres maxima dont les valeurs sont $N125^\circ E$ avec un pendage de $85^\circ NE$ et $N90^\circ E$ avec un pendage de $50^\circ N$. Les pôles des surfaces de schistosité se dispersent selon plusieurs courbes dont les axes construits sont :

- $N100^\circ E$, plongement $5^\circ W$;
- $N135^\circ E$, plongement $35^\circ NW$;
- $N 53^\circ E$, plongement $40^\circ SW$.

Les deux premiers axes construits sont à rapporter à la déformation D3, ici très importante et probablement responsable de la verticalisation locale de sD2.

Déformation D3

La phase de déformation D3 semble spécifique de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance. Cette déformation est bien exprimée dans la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance–Condamines. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la base de la nappe, on observe un gradient croissant de cette déforma-

tion qui devient prépondérante dans la partie nord-est de la feuille Carmaux et sur les feuilles Naucelle et Salles-Curan.

À l’affleurement, cette déformation affecte toutes les formations constituant la nappe et engendre de nombreux plis en chevrons ouverts, d’amplitude variable (centimétrique à kilométrique), qui admettent une schistosité de fracture sD3 comme plan axial, disposée en éventail et localisée uniquement dans les charnières des plis. Sur la feuille, ces plis, à déversement vers le Sud-Ouest, ont une direction axiale variant de N90° à N130° E, la schistosité sD3 associée étant peu pentée. Sur la feuille voisine Réquista, les plis D3 sont déversés vers le Nord.

Le plissement D3 est associé à des décrochevauchements dextres dont celui qui, au Sud du Lévézou, contrôle la mise en place du granite syntectonique du Pinet.

À partir de Lédergues, les cartes gravimétriques dont la carte des sources profondes (fig. 5) montrent dans ce secteur une zone à fort gradient de direction WNW-ESE témoignant de l’existence d’un important accident crustal. Celui-ci se traduit en surface par un important couloir de fracturation de même direction dans lequel se situe le bassin stéphano-permien de Brousse-Broquiès qui s’allonge sur 14 km et qui s’insère dans le socle dans un fossé d’effondrement (feuille voisine Réquista).

Métamorphisme

La nappe de Saint-Sernin-sur-Rance est ici constituée d’un ensemble épimétamorphique, comme les unités sous-jacentes (nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et domaine des « écailles » des monts de Lacaune).

Dans la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance–Condamines, les grès feldspathiques et les schistes présentent des assemblages minéralogiques homogènes comprenant : quartz, albite, chlorite, muscovite ± biotite. Ces assemblages caractérisent le faible degré du métamorphisme. Les phyllites sont allongées généralement dans les plans de schistosité sD2. Cependant, la recristallisation métamorphique a coïncidé également avec la déformation D1, comme en témoignent les phyllites (muscovite chlorite) orientées dans sD1, lorsque cette schistosité est encore discernable (en relique dans les bancs gréseux).

Plus au Nord, dans la Formation de la Vère, la schistosité sD2 isole des microlithons dans lesquels se disposent muscovite et chlorite.

La biotite apparaît en petits cristaux ; jamais très abondante, elle cristallise parallèlement à sD2, et semble uniquement contemporaine de cette défor-

mation. La cristallisation de biotite traduirait une élévation de métamorphisme durant la seconde phase de déformation, ainsi qu'une évolution prograde du Sud vers le Nord, depuis le domaine des monts de Lacaune.

Âge de la structuration tectono-métamorphique tangentielle

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

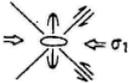
Signalons que S. Costa (1990), par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a obtenu des âges bien différents pour la datation du métamorphisme, notamment sur l'échantillon déjà traité par H. Maluski : $343,6 \pm 3,5$ et $337,7 \pm 3,4$ Ma.

Complexe leptyno-amphibolique de Réalmont-Carmaux-Najac

Sur la feuille Carmaux, les relations entre les formations appartenant à ce complexe (ici gneiss à biotite-grenat) et celles de la nappe sous-jacente de Saint-Sernin-sur-Rance (Formation de Saint-Sernin-sur-Rance-Condaminés) ne sont pas observables. Sur la feuille voisine Najac, la superposition anormale des gneiss sur les schistes a été établie, le contact étant une zone mylonitique, parallèle à la foliation initialement peu pentée. Le chevauchement des séries de haut grade de métamorphisme sur une série épizonale est incontestable.

Sur la feuille Najac, la structuration interne précoce du complexe leptyno-amphibolique apparaît comme le produit de deux phases de déformations tangentielles, synschisteuses et synmétamorphiques, corrélables avec les déformations D1 et D2 des nappes méridionales sous-jacentes. La foliation régionale est la schistosité composite sD1-2. On observe des plis en fourreau et une linéation d'étirement (portée principalement par les orthogneiss) orientée N170°E qui traduisent un mouvement de chevauchement vers le Sud. Sur la feuille Carmaux, les affleurements trop limités et sporadiques ne permettent pas une analyse significative de la déformation. On observe dans les gneiss uniquement la foliation composite sD1-2.

Bien que l'évolution tectono-métamorphique précoce du complexe leptyno-amphibolique corresponde à un phénomène continu dans le temps, il est possible d'en résumer ainsi les principales étapes :

Fini-Autunien	<p>Compression N-S décrite dans l'Albigeois (J.-L. Blès <i>et al.</i>, 1981)</p> <p>le bassin de Saint-Affrique (G. Santouil, 1980)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Ouverture en extension des fractures N-S à N 20° E : filons minéralisés en barytine (Alban). - Rejeu décrochant dextre des fractures NW-SE à NNW-SSE
<p>PLISSEMENTS D5</p> <p>Stéphanien B et C</p>	<p>Ces deux phases de déformation correspondent à deux épisodes distincts de l'évolution d'un même champ de contraintes (continuum orogénique) dont la direction de compression varie de NNW-SSE à E-W.</p>  <ul style="list-style-type: none"> - Plis synschisteux N-S à N 160° E d'amplitude millimétrique à décamétrique.  <ul style="list-style-type: none"> - Plis synschisteux droits NNE-SSW à toutes échelles (antiformes de Montredon-Labessonnié schistosité de fracture sD5) - Mise en place d'un granite caché. 	<ul style="list-style-type: none"> - Plissement des filons de microgranites. - Plissement des petits filons de fluorine et ondulation du filon principal de Saint-Jean-de-Jeannes. - Rejeu décrochant senestre des fractures NW - SE <ul style="list-style-type: none"> - Ouverture des fractures E-W : <ul style="list-style-type: none"> - ouverture du bassin de Graissessac (Stéphanien B) - graben - ouverture lente et progressive des fractures E-W avec épisodes successifs de mise en place ... <ul style="list-style-type: none"> de fluorine { fluorine bleue (filon principal) et fluorine violette tardive. de silice { trois épisodes, le premier se traduisant par la formation d'une brèche tectonique "BTH" - tourmalinisation des fractures de Montredon-Labessonnié de direction N60°E
<p>PLISSEMENT D4</p> <p>Fini-Weestphalien-Stéphanien A</p>	 <ul style="list-style-type: none"> - Amples plis kilométriques NE-SW dans l'Albigeois. - Plis kilométriques synschisteux (strain-slip) NE-SW au SE du Sidobre - Plis ENE - WSW dans la zone axiale de la Montagne noire. - Édification du dôme orthogneissique de Montredon-Labessonnié. - Mise en place du granite du Sidobre. 	<ul style="list-style-type: none"> - Fractures N-S : jeu décrochant senestre. - Fractures WNW-ESE - NW-SE - Fracture E-W : jeu décrochant dextre <ul style="list-style-type: none"> formation en extension du bassin stéphanien de Carmaux (Stéphanien A et B). jeu associé aux fractures de tension NW-SE fractures de tension N60°E : filons minéralisés (W03) de Montredon-Labessonnié. ouverture de failles NW-SE (à WNW-ESE) existantes (décrochevauchement D3 ?) : BTH de Laval-Roquezezière

Tabl. 2 - Essai de corrélation entre les phases tardives de plissement D4 et D5 et les déformations cassantes associées, dans le versant nord de la Montagne noire (monts de Lacaune, Albigeois, Rouergue méridional) (Guérangé-Lozes, 1987, modifié 1994)

- les roches basiques et ultrabasiques à caractères océaniques ont été initialement soumises, en climat statique, à un métamorphisme de faciès granulite HP-HT ($12,5 < P < 20$ kbar, $T \cong 650$ °C) ;
- pendant le premier stade de la déformation tangentielle (D1), ces roches ont subi une rétromorphose dans le faciès amphibolite à grenats, contemporaine du métamorphisme mésozonal se développant alors dans les paragneiss, considéré comme prograde en l'absence de reliques d'un métamorphisme antérieur de plus haut degré dans ces matériaux ;
- en fin d'évolution du chevauchement (D2), les conditions deviennent épi-zonales ; elles entraînent une poursuite de la rétromorphose de la série gneissique et le développement simultané du métamorphisme prograde (chlorite-muscovite-biotite naissante) dans les séries schisteuses sous-jacentes (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance).

Deux hypothèses concernant la mise en place des roches basiques et ultrabasiques (ophiolites) au sein des paragneiss peuvent être envisagées : jalons d'un chevauchement précoce transportant des fragments de croûte océanique ou laccolites intrusifs dans la série gneissique. Quoiqu'il en soit, les divers épisodes éruptifs responsables du groupe leptyno-amphibolique au sens large se situeraient dans l'Ordovicien basal ou le Cambrien supérieur, le charriage polyphasé vers le Sud du complexe étant globalement rapporté au Dévonien moyen à supérieur (380-350 Ma).

Le lecteur intéressé trouvera une analyse détaillée des formations du complexe leptyno-amphibolique de Najac et des phénomènes tectono-métamorphiques qui les affectent dans la notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 Najac (Burg *et al.*, 1989).

DÉFORMATIONS TARDI-HERCYNiennes

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

Déformations souples

Sur la feuille Carmaux, seule la déformation D5 a été distinguée ; celle-ci est composite et comprend deux épisodes.

Un **premier événement**, prépondérant, est caractérisé par un plissement d'ordre régional de direction NNE-SSW (cf. annexe et schéma structural).

À l'affleurement, la déformation D5 se traduit par des plis en chevrons, d'amplitude centimétrique à hectométrique, droits ou déjetés (généralement vers l'Est). À ces plis, d'axe NNE-SSW plongeant légèrement vers le Nord, est associée une schistosité de fracture subverticale, plus ou moins serrée et disposée en « couloirs » subméridiens. Ces plis gardent les mêmes caractères d'ensemble dans l'Albigeois. Cependant, leur morphologie diffère selon la compétence de la formation affectée. Les schistes sont généralement plus intensément plissés que les formations schisto-gréseuses, et la schistosité associée aux plis est alors plus serrée, prenant l'allure d'un strain-slip. C'est au cours de cette phase que sont replissés, d'une part certains filons de puissance multimétrique de microgranite daté dans le secteur de Maux à 295 Ma (Costa, 1990), et d'autre part, à Saint-Jean-de-Jeannes (feuille Réalmont), les petits filons de puissance métrique (« ficelles ») de fluorine, ainsi que le filon principal, qui est ondulé.

Régionalement, la déformation D5 est responsable de la grande antiforme allant de Montredon-Labessonnié jusqu'au Nord du Tarn, trait structural tardif majeur de l'Albigeois. L'axe de cette structure est orienté NNE-SSW ; son plongement faible vers le NNE explique l'ennoiement vers le Nord de cette antiforme, bien visible au Nord du Tarn et se traduisant par le remarquable plissement de la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance à hauteur d'Albignac.

Cette déformation est probablement contemporaine de la mise en place d'un granite caché. En effet, la réinterprétation des données gravimétriques actuellement disponibles a permis de conforter l'hypothèse d'un corps granitique sous-jacent, allongé NNE-SSW, d'extension régionale, coïncidant avec la grande antiforme (anomalie légère). D'autre part, deux autres indices témoignent de l'existence de ce granite non affleurant : un métamorphisme de contact, visible essentiellement dans les schistes verts de Montredon-Labessonnié à Mont-Roc (schistes à andalousite altérée en taches) et présence de granitoïdes (granite de Peyrebrune sur la feuille Réalmont et nombreux filons de microgranite).

Un **second événement**, subordonné mais distinct, se traduit par un plissement N-S qui, dans la région étudiée, ne se manifeste que par des plis de faible amplitude.

Ces deux événements distincts D5, dans la partie occidentale de la feuille, apparaissent sur le diagramme collectif des surfaces de schistosité sD2 (fig. 4).

Déformations cassantes

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

Un essai de chronologie relative par rapport aux phases de plissements D4 et D5 est proposé dans le tableau 2.

Failles WNW-ESE à NW-SE

Ce sont les accidents les plus fréquents sur la feuille, en particulier dans le quart nord-est. En Albigeois, leur écartement moyen est de l'ordre de 1 à 4 km environ pour les grandes failles. Certaines sont soulignées par du quartz et constituent des « BTH » (brèche tectonique hypersilicifiée). L'aspect bréchique est donné par la présence d'abondants blocs de l'encaissant, emballés dans la silice mise en place lors de l'ouverture de ces fractures. Dans l'ensemble de l'Albigeois, ces filons ne sont pas minéralisés en fluorine, sauf à Padiès où ce minéral a été exploité.

Régionalement, à l'échelle du Sud-Ouest Massif central, des couloirs de fracturation intense de cette direction ont été identifiés : larges zones faillées Mont-Roc–Graissessac (qui traverse au Sud-Ouest la feuille Saint-Sernin-sur-Rance), Lédergues–Broquiès (feuilles Carmaux et Réquista) et détroit de Rodez. La carte gravimétrique des sources profondes fait ressortir clairement deux discontinuités à fort gradient, de direction WNW-ESE, à l'aplomb des deux premières zones faillées. Ces discontinuités correspondent à des accidents crustaux qui se traduisent en surface par ces couloirs de fracturation intense.

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

Failles et filons N-S à NNE-SSW

Ces failles, subverticales, sont présentes dans tout le secteur d'étude. En Albigeois, les zones faillées de cette direction correspondent à des accidents profonds comme en témoignent les discontinuités gravimétriques mises en évidence sur la carte de l'effet des sources profondes (fig. 5). Au Tertiaire, la faille qui passe à l'Est de Réalmont (faille de Gédoul) a un jeu en faille normale d'âge rupélien indiscutable (Serville, 1979). Au saut du Tarn (Saint-Juéry), le contact N-S entre le socle et le Paléogène (à l'Est) correspond probablement à un accident vertical de cette direction.

Immédiatement à l'Ouest de la feuille, le bassin stéphanien de Carmaux (Stéphanien A et B) est situé sur le prolongement sud du fossé submériidien de La Salvetat-Peyralès, qui débute à Decazeville et vient mourir à Carmaux. Ce bassin sédimentaire est né dans des ouvertures en extension WNW-ESE induites par un grand cisaillement senestre N-S (Delsahut, 1981).

Failles et filons E-W

Les failles et filons E-W sont les accidents les plus importants du point de vue économique, car ce sont eux qui sont minéralisés et contiennent la fluorine exploitée à Trébas et ailleurs en Albigeois (Mont-Roc, Saint-Jean-de-Jeannes). De longueur kilométrique (1 à 5 km), ils se répartissent très régulièrement dans la grande antiforme N20°E de la phase D5 et constituent des couloirs distants les uns des autres de quelques kilomètres (cf. schéma structural).

Les grands accidents E-W ont joué en cisaillements dextres lors de la phase de déformation régionale D4. Ils vont s'ouvrir lors de la rotation de la contrainte principale la plus forte qui finit par devenir E-W (phase D5). Ce mécanisme peut expliquer l'histoire complexe des filons : ouverture lente et progressive des failles E-W avec des épisodes successifs de silicification et de mise en place de fluorine au cours de la phase D5. Le granite caché dont la mise en place est contemporaine de la déformation D5, est probablement responsable de la minéralisation. Le plissement N-S des petits filons de fluorine ainsi que l'ondulation du filon principal, traduisent bien la persistance de la compression E-W après la formation des filons.

Failles NE-SW

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

CONCLUSIONS

L'évolution géodynamique des terrains de la feuille Carmaux ne peut être appréhendée que si on la replace dans un contexte régional à l'échelle du Sud-Ouest Massif central. Dans ce segment de la chaîne varisque, les unités les plus septentrionales (nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et complexe leptyno-amphibolique de Réalmont–Carmaux–Najac) apparaissent comme les nappes majeures de l'Albigeois et du Rouergue cristallins. Le domaine des monts de Lacaune, qui présente le degré de déformation le moins élevé, pourrait constituer soit un « front de chevauchement » se terminant par plusieurs branches délimitant les écailles, soit un para-autochtone déformé par l'avancée des nappes.

Sur la base de données radiométriques, l'âge de la structuration tectono-métamorphique tangentielle majeure du Rouergue, de l'Albigeois cristallin et des monts de Lacaune peut être globalement rapporté au Dévonien moyen-supérieur (380-350 Ma), c'est-à-dire à l'orogénèse éovarisque. L'absence au Nord de la Montagne noire de terrains anté-orogéniques plus jeunes que le Silurien, est une donnée d'ordre stratigraphique qui corrobore cette attribution d'âge. L'hypothèse d'un transport en bloc, plus tardif, vers le Sud, des structures tangentielles dévoniennes de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance n'est pas à écarter *a priori*, mais deux objections peuvent être formulées : d'une part la cohérence de la structuration tangentielle dans l'ensemble du domaine au Nord de la zone axiale de la Montagne noire, et d'autre part l'absence de traces d'un tel déplacement, les rejeux tardifs des surfaces de chevauchement restant limités et se faisant au contraire vers le Nord (en failles normales). De toutes façons, les grands décrochevements D3, d'âge à la limite Dévonien/Carbonifère (350 Ma) scellent la mise en place des nappes et « fossilisent » *à cet âge limite le plus jeune*, la superposition des différentes unités structurales telle que l'on peut l'observer actuellement : superposition de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance sur la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès et superposition de cette dernière sur les écailles des monts de Lacaune.

Ce modèle conduit à envisager un hiatus de quelques dizaines de millions d'années entre la structuration d'un domaine septentrional, Rouergue–Albigeois–monts de Lacaune et celle d'un domaine méridional comprenant le versant sud de la Montagne noire, le massif de Mouthoumet et les Pyrénées, dont la structuration polyphasée synmétamorphique tangentielle est namuro-westphalienne (Viséen C–Namurien A dans le versant sud, post-Westphalien A dans les Pyrénées) ; ces deux grands domaines constituent par ailleurs des ensembles paléogéographiques hétéropiques, aujourd'hui contigus. Dans cette hypothèse, la zone de transition entre ces deux domaines pourrait se situer à hauteur de la zone axiale cristalline de la Montagne noire

et sur la bordure sud, si le grand accident de Mazamet–La Bastide, qui tronçonne la zone axiale, est à rapporter, pour son jeu initial, aux décrochevauchements D3. Notons que cette faille se bloque sur la grande zone faillée qui limite au Nord le versant sud et que ce dernier n'est affecté par aucune fracture de ce système (cf. schéma structural).

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

HISTOIRE GÉOLOGIQUE CÉNOZOÏQUE

Un laps de temps très prolongé sépare les derniers événements géologiques paléozoïques et les divers épisodes de l'histoire cénozoïque. Nous avons là un trou noir dans l'histoire géologique régionale. Les travaux de R. Simon-Coinçon (1989) et nos propres observations apportent la certitude qu'une partie du territoire de la feuille Carmaux a eu une couverture mésozoïque. En effet, de nombreux accidents siliceux, présents dans les argiles résiduelles non déplacées ou véhiculées à une faible distance de leur site d'origine, sont là pour en témoigner. Mais aucune autre indication sur la nature exacte, l'épaisseur et la durée d'existence de ces dépôts ne nous est donnée.

On n'a jamais pu dater l'âge des paléosols les plus anciens ni l'âge de leurs produits de remaniement qui sont, çà et là, plaqués sur les surfaces arasées du Paléozoïque, mises à nu après avoir été les planchers de profonds paléosols.

Les accumulations sédimentaires les plus anciennes se trouvent dans le Sud du Tarn, en Castrais. Elles sont antérieures au Lutétien supérieur, première formation valablement datée. À partir de cette époque, on peut reconstituer l'histoire de la région, l'évolution de ses paysages, de son climat, en un mot de sa paléogéographie.

L'histoire sédimentaire et tectonique du Castrais et de l'Albigeois s'inscrit en plusieurs épisodes s'étalant sur des périodes plus ou moins longues (de trois à cinq épisodes selon les époques). Chacun d'entre eux est marqué par une évolution de la paléogéographie, des paléopaysages, dominée par la double influence des causes climatiques et diastrophiques.

Le premier grand épisode de cette histoire est celui qui se déroule de *la fin du Crétacé au début du Lutétien* avec les premiers décapages des paléosols, les conditions climatiques devenant rhexistasiques certes, mais aussi parce que les topographies se différencient. Cette transformation paléogéographique correspond à une première phase paroxysmale avec création d'une gouttière placée à hauteur de la Montagne noire actuelle où la *trans-*

gression ilderdienne s'engouffre. On ne sait rien sur ce qui se passe dans la région de Carmaux.

Le passage des formations anté-« calcaires de Castres » du Lutétien terminal aux formations supérieures est surtout marqué par un changement climatique, même si l'assiette de la précédente gouttière se modifie et remonte vers le Nord en s'aplatissant. On analyse bien ces événements en Castrais, moins bien en Albigeois. Il est sûr que les pédogenèses dont les actions pendant le Mésozoïque se sont perpétuées sur toutes les parties immergées du Massif central sont encore actives, au moins par place. Les formations calcaires marines, déposées sur le Nord du Carmausin, ont été érodées avant que les premiers dépôts cénozoïques s'étalent. Leur dissolution a pu se faire pendant la phase biostasique qui précède et se poursuit au Lutétien supérieur.

Au *Lutétien supérieur*, les eaux sont retenues au niveau du Castrais dans une zone où la subsidence persiste, permettant une puissante accumulation des sédiments de plus de cent mètres selon un axe précis partant des environs de Labruguière et empruntant sur une trentaine de kilomètres les actuelles vallées du Thoré, puis de l'Agout.

La limite *Lutétien supérieur/Bartonien* est marquée, non par une modification profonde de la configuration de l'aire sédimentaire, mais par le remplacement d'une sédimentation calcaire par une sédimentation plus argileuse, plus silteuse. C'est sans doute l'époque où ont lieu les premiers remaniements des paléosols reposant sur l'Albigeois cristallin.

Au *Bartonien*, l'aire sédimentaire commence à s'élargir. Le paysage devenu palustre, au Sud reste encore exceptionnellement lacustre. Aux apports sablo-argileux d'origine locale se mêlent des apports lointains paléopyrénéens. Le Castrais est, au niveau du débouché de ces cours d'eau, une vaste oasis (lieu privilégié où les paléothéridés se multiplient) cernée au Nord, à l'Ouest et au Sud de sebchas à évaporites. En Carmausin, les paléosols intertropicaux des temps précédents s'érodent à chaque phase pluviale et sont entraînés vers l'aval placé à l'Ouest. L'importance de ces transports va progressivement s'amplifier. À l'échelle du bassin sédimentaire du Castrais et de l'Albigeois, peu à peu, deux systèmes d'apports s'opposent : l'un est issu du paléo-Massif central, aux reliefs bas avec des régimes d'écoulement caractéristiques des climats arides, l'autre provient des paléopyrénées, reliefs d'altitude aux climats plus tempérés.

La limite *Bartonien/Priabonien* n'est pas nettement marquée. Peu à peu, une plus grande aridité marque les sédiments et les paléopédogenèses de son empreinte. Dans une valse hésitation, l'apparition sporadique de calcaire montre la tendance à leur apparition, excluant une sédimentation pétilo-

détritique. Ce régime de relative rémission sédimentaire correspond à un paysage palustre parsemé de cuvettes lacustres. Il disparaît brusquement par l'arrivée brutale et générale de sédiments argileux et sableux. Ces zones palustres se sont étendues jusqu'en Albigeois.

Au *Priabonien inférieur et moyen* les arrivées paléopyrénéennes massives de sables et argiles se poursuivent. L'aire sédimentaire est maintenant étalée de la Montagne noire (qui en tant que relief ne semble jouer aucun rôle) au Sud Albigeois. Le paysage est celui d'un vaste delta se perdant dans des zones palustres dont les marges sont bien visibles sur la carte Carmaux.

Au *Priabonien final* et au *début du Rupélien*, un brusque saut quantitatif se produit dans le volume des apports paléopyrénéens. La taille des galets comblant les biefs du système fluvial a augmenté. Le pays est périodiquement noyé sous les eaux, de nombreux lacs apparaissent où la sédimentation devient calcaire. Au Nord, le dôme de la Grésigne donne les premiers signes de son existence. Albigeois et Carmausin se couvrent de lacs, tantôt isolés, tantôt reliés entre eux par des zones palustres.

Le *Rupélien inférieur* est marqué par un événement capital : le paléo-Massif central voit le régime de ses écoulements se modifier : les écoulements lors des crises pluviales se faisaient jusqu'à présent à la manière des oueds, ils se font désormais par des cours d'eau dont les berges sont bordées de végétation. La charge solide est abandonnée d'une part dans les parties convexes des méandres, et d'autre part dans les cordons de sédiments abandonnés des zones palustres couvertes d'eaux vives lors des inondations.

Le *Rupélien moyen* est caractérisé par un paysage moins deltaïque et plus palustre. Les apports paléopyrénéens se tarissent. Leur axe d'écoulement se déplace vers le Nord-Ouest. Ils débordent l'ébauche du dôme de la Grésigne. L'aire sédimentaire principale à dominante lacustre est à l'aplomb de l'Albigeois mais elle déborde en Carmausin. Les régions plus méridionales ont un paysage palustre, les apports grossiers en provenance du Massif central annoncent les prémices de son basculement marqué vers l'Ouest.

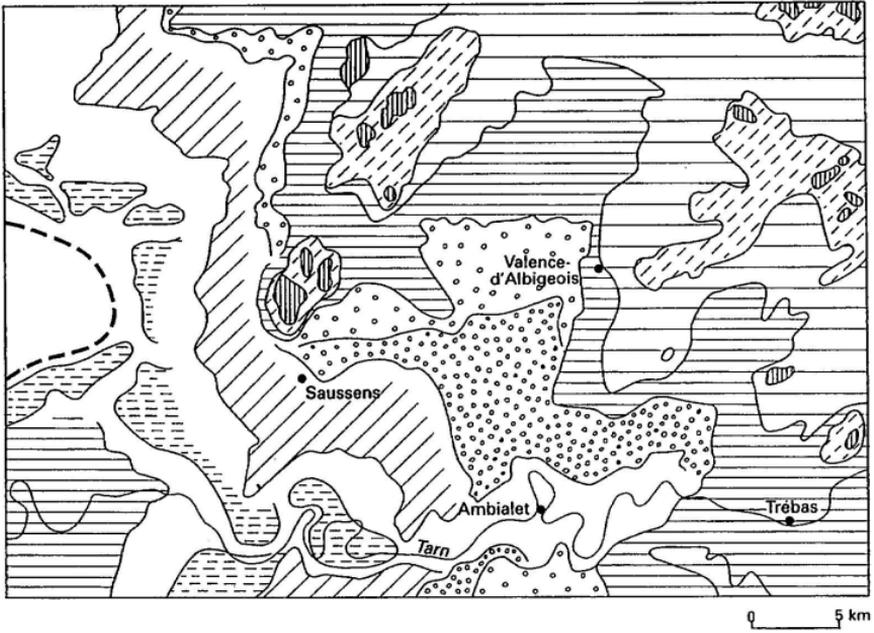
Une grande lacune d'informations se situe entre les derniers dépôts tertiaires et nos temps actuels. Au *Plio-Quaternaire* se dégage le paysage actuel creusé à la suite de la lente montée du Massif central et aux surfaces d'érosion basculées vers l'Ouest. La surrection de plus en plus active de la Montagne noire a eu de profondes répercussions sur les régions voisines, puisqu'elle a interféré avec le basculement du Massif central jusqu'en Carmausin. Seul le style tectonique qui commande ce basculement varie. Ce qui est observable sur les feuilles Mazamet et Castres ne l'est pas sur la feuille Réalmont. De même – ce qui peut être observé sur la feuille Réalmont au Sud du Tarn – le basculement entre deux phases d'ascension brutale est pro-

gressif et dégage de grands glacis d'érosion qui ne se retrouvent pas sur la feuille Carmaux où le basculement se fait par saccades. Peu à peu, le réseau hydrographique actuel se dessine, pour donner des vallées encaissées qui débouchent, en Albigeois, sur les importantes vallées du Tarn, de la Vère, du Cérou, avec leurs terrasses où se raccordent vallons et talwegs, aujourd'hui encombrés de colluvions. Les grandes étapes de ce basculement, marqué par des érosions et des accumulations de sédiments, sont au nombre de deux dans le fini- Pliocène–Pléistocène, quatre au Pléistocène inférieur, deux au Pléistocène moyen. Les temps plus récents voient une uniformisation régionale des érosions et des sédiments.

MORPHOLOGIE (fig. 6)

Le Carmausin se situe à la limite nord-orientale du bassin sédimentaire du Castrais et de l'Albigeois, tronqué au Sud par la faille limite septentrionale de la zone axiale de la Montagne noire. Il est isolé des autres bassins sédimentaires tertiaires, qui continuent à cerner, vers le Nord, le Massif central, par le dôme chevauchant de la Grésigne. Le contact entre les pays de molasses et de calcaires lacustres se fait dans la partie occidentale de la feuille Carmaux.

Presque tout le territoire de la feuille a la morphologie familière des terrains anciens. Dès que l'on se trouve sur les ségalas, sur le moindre point haut, le regard embrasse un panorama sur de grandes étendues plates ou faiblement moutonnées, incisées par un réseau de vides allongés, que l'on devine profonds, festonnés de redans et d'éperons. Ces vides allongés se révèlent, dès que l'on s'approche, des vallées dont on ne peut apprécier la profondeur avant d'y pénétrer. Ces encaissements remarquables, postérieurs au Pléistocène moyen, font oublier que les événements les plus intéressants de la genèse du paysage actuel se placent entre la fin du Tertiaire et le Pléistocène moyen. Les inselbergs du puy Saint-Georges, de Mont-Roc (feuille Réalmont) sont des formes déjà façonnées à la fin du Bartonien. Partout sur la feuille Carmaux, des formations polygéniques très caractéristiques sont présentes. Ce sont des épandages qui se glissent entre des formes résiduelles, parfois de petite taille. Tout cela s'est dégagé au détriment des altérites qui pouvaient être encore restées en place, à la fin du Tertiaire, sur le substratum paléozoïque. Les moutonnements des plâtitudes sont sages parce que les creux sont remblayés par tout ce qui a pu être arraché aux bosses émoussées. Celles-ci sont souvent recouvertes de sols squelettiques, aux matériaux renouvelés par les intempéries et qui glissent, peu à peu, le long des faibles dénivelés vers les zones déprimées dont la profondeur originelle s'est effacée peu à peu.



-  Inselberg
-  Surfaces d'érosion les plus anciennes, d'âge mal déterminé
- Surfaces d'érosion fini Pliocène - Pléistocène inférieur
-  1 - palier supérieur
-  2 - palier inférieur
- Surfaces d'érosion du Pléistocène inférieur médian
-  1 - palier supérieur
-  2 - paliers moyen et inférieur
-  Surfaces d'érosion du Pléistocène inférieur basal : palier inférieur
-  Basse plaine du Tarn, à Albi
-  Front de la cuesta rupélienne

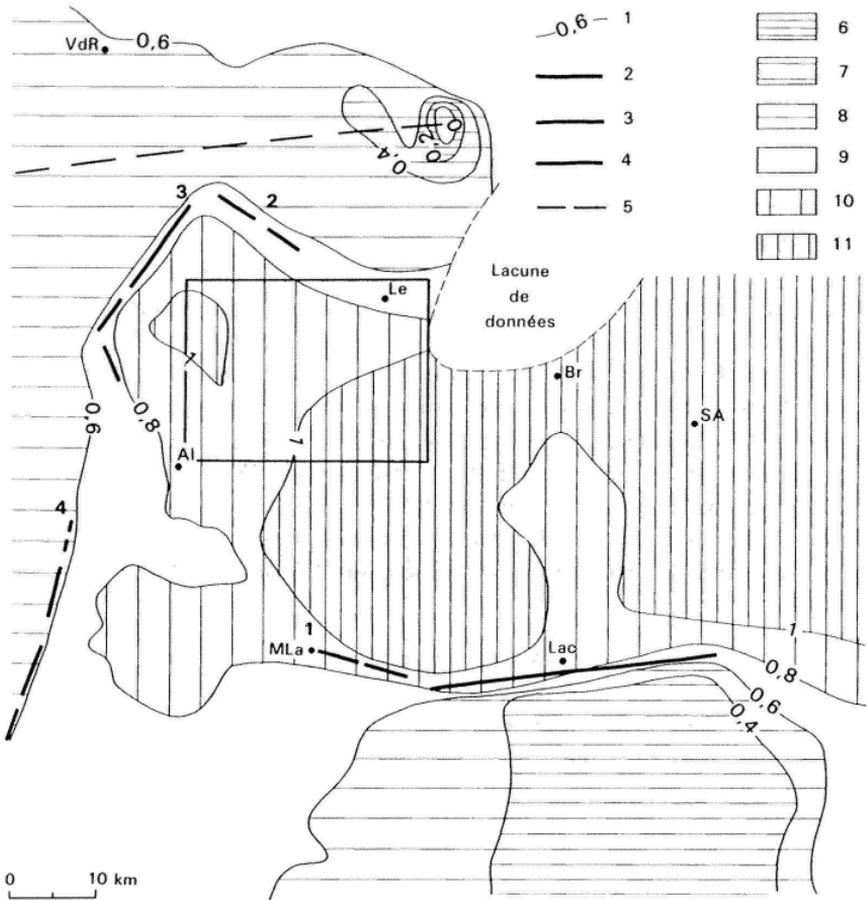
Fig. 6 - Schéma représentant l'emboîtement des surfaces d'érosion successives en Albigeois

La première esquisse du paysage actuel s'ébauche à la fin du Pliocène, peut-être déjà à la fin du Miocène ? De cette phase d'érosion demeurent de grands paliers cernés par des interfluves souvent allongés, au sommet plat. Ces paliers sont suspendus eux-mêmes en balcons au-dessus d'autres paliers à la morphologie de détail très semblable à celle de ceux qui les dominent. Ces paliers qui ont dû s'établir de la fin du Pliocène au tout début du Pléistocène inférieur, sont eux-mêmes creusés et remblayés avec des modalités qui ne changent toujours pas. Toute une série d'emboîtement de formes voisines va donner un ensemble gigogne. Dans les paliers de la fin du Pliocène et du tout début du Pléistocène inférieur s'emboîtent ceux des phases d'un Pléistocène inférieur plus récent. Dans ces derniers, s'individualisent en deux temps ceux du Pléistocène moyen.

Les derniers façonnements sont brutaux. Ils se traduisent par la genèse d'enfoncements dans les vallées étroites aux versants abrupts du Tarn et de ses affluents locaux. Tout porte la marque d'une tectonique active qui commande les dessins de détail des cours des ruisseaux et rivières. Ceux-ci vont abandonner un méandre, faire une capture, dégager une presque île ombilicale, percer un bref et nouveau chemin au cours de phases successives et rapprochées. Tout cela laisse des témoins, çà et là, qui se rattachent facilement aux formations alluviales supérieures, moyennes et inférieures de la plaine du Tarn à l'Ouest de Saint-Juéry et du glacis d'accumulation de Cunac. Il faut signaler que les buttes-témoins, qui à l'Ouest de la feuille sont couronnées des « calcaires de la Roque, Naussens et de la Crouzatié », sont dégagées dans leurs formes actuelles dès la fin du Pliocène. Certaines tables de calcaire portent les mêmes graviers et produits de démantèlement que les paliers creusés et remblayés du Pliocène et du Pléistocène inférieur.

NÉOTECTONIQUE

La carte isocine (fig. 7), établie à partir des nivellements (Lenôtre et Guérangé-Lozes, 1989) montre que l'ensemble de la feuille fait partie d'une même zone en élévation. Le passage au Nord-Est de la feuille à une zone en affaissement se fait par une discontinuité WNW-ESE qui correspond à la zone faillée de Lédergues.



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

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

Fig. 7 - Carte isocline

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Végétation

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

Les sols qui caractérisent les formations géologiques affleurant sur la feuille sont acides et ont été cartographiés en deux grands ensembles : des sols argilo-siliceux (pH 6) correspondant aux formations tertiaires et quaternaires reposant sur le socle (couverture épaisse dans la moitié occidentale et en placage à l'Est) et des sols silico-argileux (pH 5,5) correspondant aux formations du socle sous-jacentes (moitié orientale et vallées).

L'ensemble du plateau s'incline doucement vers le Sud-Ouest ; il est formé, pour l'essentiel, par une couverture de terrains tertiaires recouverte par d'importantes prairies naturelles et terres cultivées. Dans les pentes des vallées, constituées de formations paléozoïques, la végétation naturelle reste sensiblement la même pour l'ensemble de la feuille. Il existe cependant quelques variantes dans les associations végétales en relation avec le relief et la pluviométrie.

Le **chêne Tauzin** est trouvé épars dans les chênaies. Il aime les sols acides et bien drainés, le climat doux et suffisamment pluvieux à l'extrême limite nord de la feuille.

Le **chêne pédonculé** qui recherche les sols frais, acides et argileux, est l'essence fondamentale représentée sur la feuille. D'origine atlantique, la série du chêne pédonculé atteint quasiment ici sa limite orientale. Au Nord-Est de la feuille, où l'altitude est la plus haute (700 à 600 m), l'humidité la plus importante (1 200 à 900 mm) et où la température est la plus fraîche (isotherme 11 °C), le pédonculé est associé au **hêtre**. La chênaie acide du pédonculé possède une strate arbustive de houx, bourdaine, chèvrefeuille (*L. periclymenum*) parfois de noisetier. Le **châtaignier** y est important, surtout dans les parties traitées en taillis (moitié nord-est de la feuille). La strate herbacée se caractérise par *Hypericum pulchrum*, *Veronica officinalis* et digitale. La lande est de type atlantique avec *Ulex europaeus*, l'ajonc nain, la bruyère cendrée, le genêt à balais, la callune, la fougère-aigle. L'ajonc d'Europe n'est abondant que dans le haut Ségala tarnais. La lande est très réduite par les défrichements. Terres cultivées et prairies des ségalas ont été prises en grande partie dans cette série.

Le **chêne pubescent** trouve dans la moitié sud-ouest de la feuille les conditions favorables à son développement : pluviosité modérée (900 à 600 mm) et température plus douce (isotherme 12 °C). La série du **chêne pubescent latéméditerranéen**, qui se développe dans les zones soumises aux influences atlantiques sur la bordure sud-ouest du Ségala, est dans cette partie de la feuille en compétition avec la série du pédonculé avec laquelle il est associé. Le pubescent, généralement en taillis, est accompagné par *Sorbus aria*, *Acer campestre* et en sous-bois par *Prunus mahaleb* et *spinosa*, *Coronilla emerus*. Les landes sont très souvent ouvertes à prunellier, genévrier, églantier, corroyère, spartium (sur molasses), *Eriaca scoparia*, *Cistus slaviacfolius* et callune. En particulier sur la molasse, des zones agricoles importantes ont été conquises sur cette série.

La série de l'**aune** reste localisée en bordure du Tarn, en aval de Saint-Juéry ; elle est associée à des frênes, des saules et des peupliers.

Le reboisement en résineux commence à se développer dans les terrains non cultivables à pentes fortes : forêt de Sérénac reboisée en pin noir d'Austriche, pin sylvestre, épicéa, sapin Douglas.

Économie

Le secteur de la feuille a une économie agricole. Les cultures dominantes sont le fourrage et le blé. La pomme de terre est cultivée sur les parties les plus hautes (tiers oriental).

La culture de la vigne se pratique dans le quart sud-ouest de la feuille. Dans le département du Tarn, le vignoble, de renommée internationale, occupe une place économique majeure. Une partie de ce vignoble, d'appellation d'origine contrôlée (A.O.C.) Gaillacois, se situe aux portes d'Albi, où elle constitue la moitié nord du vignoble de Cunac. Ce dernier, réparti sur 8 communes comprend 200 ha de vigne dont 10 à 20 % portent l'appellation A.O.C. et dont 100 ha sont commercialisés par la cave coopérative de Labastide-de-Lévis. Le vignoble gaillacois est l'un des plus anciens vignobles de France : il fut planté dans le Tarn dès le 1^{er} siècle de notre ère. En 1533, le roi de France, François 1^{er}, lors d'une visite à Gaillac, reçut en hommage 20 barriques de vin blanc et 30 de rouge.

La culture du tabac intéresse l'ensemble de la feuille. Les cultures fruitières (prunier et pommier) se situent dans les zones les plus basses de la feuille et les cultures maraîchères dans les alluvions du Tarn (à l'aval de Saint-Juéry). Le châtaignier, cultivé depuis une époque très ancienne, a joué un rôle important dans l'alimentation du Sud Massif central. Mal entretenues, les châtaigneraies sont actuellement en régression.

L'élevage a une place importante dans l'économie régionale, plus particulièrement l'élevage ovin (le Tarn est le cinquième département français) qui fournit du lait de brebis utilisé pour la fabrication du fromage de Roquefort.

Les villes de Carmaux et d'Albi, en limite occidentale de la feuille, sont les deux pôles industriels de la région. Carmaux reste encore dominée par l'exploitation des mines de charbon, malgré la quasi-fermeture des houillères. Ce bassin, déjà exploité au XIII^e siècle, prit une importance capitale au milieu du XVIII^e siècle. L'arrêt de l'exploitation en 1987, dû à la concurrence de nouvelles sources d'énergie et surtout à l'épuisement de ses réserves techniquement ou économiquement exploitables, ainsi que la mise en œuvre d'un type nouveau d'exploitation « à découvert » avec suppression d'emplois, ont profondément modifié le paysage économique de cette région.

À Albi, sur le site de Saint-Juéry, au saut du Tarn, fut implanté un centre métallurgique. La fonderie (boulets de canon), prévue sous la Révolution, construite seulement en 1824 et développée à partir de 1832 (sabres et outillages) fut, jusqu'en 1980, un de plus importants pourvoyeurs d'emplois du département. En 1983 la société cessa ses activités qui furent réparties dans de nouvelles sociétés. La Verrerie ouvrière d'Albi (V.O.A.), implantée en 1896 à l'initiative de Jean Jaurès reste un secteur d'activité important.

Cette région, qui offre pourtant une grande diversité de paysages et de monuments, cathédrale, ville fortifiée, musée,...), reste plus une zone de passage qu'un lieu de séjour touristique.

RESSOURCES EN EAU

Si la région ne renferme pas de grandes réserves en eau, les terrains de la feuille sont favorables à la formation de lacs collinaires qui empêchent le ruissellement trop rapide des eaux pluviales vers l'aval du bassin.

La partie septentrionale de la feuille est drainée par le Cérou et le Céret, la partie méridionale par le Tarn qui a creusé une vallée encaissée. Le débit spécifique du Tarn est de 17 à 19 l/s/km². Ces cours d'eau se caractérisent par un régime irrégulier, par des étiages sévères en été et de violentes crues au printemps car abondamment alimentés par les pluies de fin septembre à avril.

Formations paléozoïques

Grès, schisto-gréseux, schistes et tufs rhyolitiques du Paléozoïque inférieur sont imperméables dans leur masse. La frange d'altération superficielle

est très peu épaisse, de l'ordre du mètre. Cependant, les zones d'altération et de fracturation peuvent présenter une certaine perméabilité et constituer des aquifères. Les écoulements s'effectuent suivant les pentes et donnent de nombreuses petites sources de vallon à faible débit (toujours inférieur à 1 l/s). Le débit des puits dans ces niveaux altérés est également faible, quelques mètres cubes par jour. Ces captages à faible débit contribuent à l'alimentation en eau de hameaux et de fermes isolées. L'eau de ces réservoirs épidermiques est peu minéralisée et très sensible à la pollution.

Les fractures (failles et fissures) peuvent jouer le rôle de drains préférentiels. Sur la feuille, les grandes structures filoniennes quartzzeuses de direction N90° à 120°E que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres et qui recourent les formations du socle, constituent des drains donnant des sources de débordement de plusieurs mètres cubes par heure. Ces filons sont généralement minéralisés. L'eau qui circule dans la caisse filonienne en ressort trop minéralisée pour de l'eau potable.

L'existence des **eaux fortement minéralisées de Trébas** est liée à l'intersection d'une de ces grandes structures minéralisée, perméable et drainante, par un système de fractures de la famille N-S qui la décroche et fait barrage. L'eau de Trébas est sulfatée calcique et magnésienne ; elle contient du cuivre, du fer et du fluor en quantité importante. Trois sources sourdent à un niveau d'exutoire naturel (point bas à l'intersection du filon et du vallon), au mur de la caisse filonienne. Le système aquifère s'effectue à l'Est des sources, d'une part depuis la surface du sol (zone affleurante du filon), d'autre part par des drainances des formations encaissantes du socle le long des parois du filon. Le débit global des sources est de 2 à 3 m³/h. L'utilisation des eaux de Trébas remonterait à l'époque gallo-romaine : monnaies et médailles ont été retrouvées près des captages. Pendant la guerre de Cent Ans, les guerres de religion, du milieu du XVIII^e siècle au milieu du XIX^e siècle, ces eaux servirent à soigner de nombreux blessés de guerre. Un captage par sondage des eaux cuivreuses est envisagé. L'objectif serait le développement d'une unité de conditionnement de produits dermatologiques et cosmétiques qui utiliseraient les propriétés spécifiques de ces eaux.

Formations cénozoïques

La **molasse tertiaire** (argiles à graviers) est connue pour son indigence en eau. Les niveaux sableux rencontrés à différentes profondeurs à l'intérieur de la molasse constituent de petits niveaux aquifères qui n'ont qu'un intérêt local.

Les **calcaires lacustres tertiaires**, tendres et peu fissurés, s'intercalent dans les terrains argileux continentaux. De faible superficie et perchés, ils ne présentent aucune capacité de retenue d'eau. Les sources sont peu nombreuses et de faible débit.

À l'aval de Saint-Juéry, les **alluvions quaternaires** du Tarn (basse plaine et basse terrasse) constituent un aquifère important exploité pour l'alimentation en eau potable d'Albi. À l'amont de Saint-Juéry, les alluvions n'existent plus qu'en lambeaux de très faible superficie.

Alimentation en eau potable

Pour l'alimentation en eau potable de la feuille, les communes se sont regroupées en syndicats de distribution d'eau. Les eaux proviennent de prélèvements d'eaux superficielles, de prises en rivière, de barrages (syndicat Carmausin : barrages de la Roucarié et de Fontbonne, syndicat Pamplonne : barrage de Thuriès). Les communes libres d'Albi, d'Arthès et de Lescure assurent elles-mêmes leur distribution d'eau grâce à des puits dans les alluvions ou des prises d'eau dans le Tarn.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Les grès et les tufs rhyolitiques du Paléozoïque inférieur ont toujours été utilisés pour des usages locaux en pierre de construction. Les nombreuses petites carrières, épisodiquement exploitées à proximité des bâtiments, en témoignent. Anciennement, ils ont servi à la construction de granges, de maisons (maisons des XVI^e et XVII^e siècles de Lescure-d'Albigeois), de châteaux et remparts (château du XVI^e siècle et restes de remparts de Trébas, vestiges d'enceinte et ancienne porte de ville de Lescure-d'Albigeois,...) et de chapelles et églises (chapelle prieurale de N.-D.-de-l'Oder à Ambialet... ; à Padiès, chapelles rurales St-Marcel et Ste-Catherine,...). Actuellement, ils sont utilisés pour la construction de belles demeures ou la restauration de monuments ou édifices publics.

En zone montagneuse, les schistes du socle sont utilisés pour la couverture des toits (ardoises, lauzes).

Dans la plaine, les argiles tertiaires ont été utilisées pour la fabrication de tuiles et de briques : briqueterie de Rozières, briqueterie au Sud de la Coudère (Sud-Est de Carmaux), briqueterie de Tubricar au Nord-Ouest de la Barryrie (terre cuite).

Quelques exploitations des calcaires de Saussenac, ouvertes dans des temps plus ou moins anciens, ont cessé leur activité à la moitié de ce siècle. Elles ont été exploitées pour fournir du tout-venant à empierrer les routes, du matériau de limoussage et de la matière première pour les fours à chaux. Les carrières de Pouzonnac et du puech du Bar furent exploitées, comme un certain nombre de carrières de molasse (Assac, Cadix), pour fournir du tout-venant.

Les alluvions du lit du Tarn (Saint-Juéry, Ambialet) sont exploitées pour la production de sables et de graviers destinés principalement à la confection des bétons.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Si aux XVIII^e et XIX^e siècles les exploitations artisanales de fer étaient florissantes, l'histoire minière contemporaine débute dans les années 1940 avec les travaux de recherches et d'exploitation pour la fluorine (Pechiney, Ugine, Sofluor, Sogerem,...).

Les minéralisations en fluorine de la feuille Carmaux sont essentiellement filoniennes. Elles appartiennent au domaine fluoré du Nord Albigeois et sont liées à de grands accidents de direction E-W à fort pendage sud, soulignés par des brèches tectoniques quartzieuses (BTH). Les minéralisations sont principalement des composés de fer (sidérite et hématite souvent oxydés en goëthite et limonite), de quartz, de fluorine et accessoirement de barytine, de manganèse, de sulfures de cuivre et d'argent.

Au Sud-Ouest de la feuille, au Nord du Village de Trébas, une grande structure filonienne minéralisée s'allonge sur une dizaine de kilomètres. Reconnue en 1951 par Sofluor, elle a été exploitée par cette société puis par la Société minière de Trébas. La paragenèse comprend : fluorine, cuivre (chalcopyrite, chalcosine, bornite,...), fer (sidérite, hématite et oxydés), barytine. Seule la fluorine a donné lieu à une exploitation intensive. Ainsi il a été extrait entre 1958 et 1974, 175 000 t de spath fluor.

Des travaux de recherche menés systématiquement par Ugine, puis Ugine-Kuhlman et enfin Sogerem ont conduit à la découverte des indices de la Broncarié (1965), Padiès (1970), la Vergnas, la Ramondié, le Pouget (1971).

La structure filonienne de Padiès, de direction NW-SE, semble être le prolongement oriental de la structure quartzieuse de la Bessière-Cadoul minéralisée en fer et en cuivre. Plusieurs indices ont été reconnus : Cors, Peyrouse, la Boussanne. Seul l'indice central (Est de Peyrouse) a fait l'objet d'une reconnaissance en travaux souterrains, puis d'une exploitation à ciel ouvert (Sogerem). Ainsi 150 000 t de fluorine ont été exploitées de 1989 à 1992.

De nombreuses occurrences filoniennes de même direction, de moindre importance, se placent entre les grandes structures de Trébas et de Padiès-Cadoul. Le filon de la Broncarié minéralisé en Ba, Cu, F, Fe affleure

sur 750 m ; il a été exploité par Sogerem pour la fluorine ; 3 000 t en furent extraites en 1970.

Le filon d'Albespeyres, que l'on suit sur deux kilomètres, est minéralisé en F, Cu, Ag, Ba. Citons pour mémoire de petits indices reconnus au Nord de la vallée du Tarn, toujours associés à des filons quartzeux ; ils affleurent sur quelques dizaines de mètres : le Vergnas (F) le Pouget et Ferrière (Ba). Mais aussi au Sud : Saint-André, le moulin de Tournioure.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE

La faible densité en sites archéologiques du territoire de la feuille Carmaux peut s'expliquer par une carence de la recherche archéologique plus que par une discrète occupation humaine. Les vallées du Tarn et du Cérou furent probablement des axes de circulation privilégiés pour les populations préhistoriques dans leur conquête des territoires situés à l'Est des plateaux calcaires tertiaires. Ces derniers furent pendant des millénaires le lieu de prédilection des habitats temporaires ou permanents, selon le mode de vie propre aux chasseurs-cueilleurs de la préhistoire ou aux premiers agriculteurs néolithiques.

Les vestiges lithiques les plus anciens sont répartis aux abords de la vallée du Tarn, à la surface de la moyenne terrasse et des argiles à graviers. Quelques stations de plein air ont livré des industries du Paléolithique moyen apparentées au Moustérien de tradition acheuléenne. À la surface d'épandages de galets quartzeux, des artisans ont établi il y a quelque 50 000 ans des ateliers de taille. Les galets de quartz et de chailles ont subi un débitage approprié, les tailleurs abandonnant sur place nuclei et éclats corticaux en nombre. On note la présence d'éléments importés : silex dit « du Verdier », originaire des ateliers de la vallée de la Vère. Ces industries se différencient des séries moustériennes récoltées sur les terrasses du Tarn en aval d'Albi par la quasi-absence des outils sur galets.

Les rigueurs climatiques de la fin des temps glaciaires ont dû constituer un obstacle à une fréquentation régulière du Ségala par les groupes humains du Paléolithique supérieur, bien que quelques vestiges de cette époque aient été découverts dans la vallée du Viaur au Nord de la feuille.

Les conditions climatiques s'améliorant du 4^e au 2^e millénaire avant notre ère, les populations du Néolithique et du début des âges des métaux s'y installent progressivement et durablement. Les sites sont encore trop rares pour analyser les modalités du peuplement. Quelques dolmens disséminés sur le

plateau sont réduits aux grandes dalles limitant la chambre sépulcrale. L'acidité du sol a rongé les restes osseux contenus dans les chambres sépulcrales. Les constructeurs des dolmens ont utilisé des matériaux issus des formations lithologiques proches, propices à la formation de grandes dalles aisément récupérables. Il s'agit de quartzite pour le dolmen du Gouty (commune de Valdériès) et de quartzite, tuf rhyolitique et microgranite pour le dolmen de Peyro Levado à Crespin.

Les métabasites ont vraisemblablement été employées pour la fabrication de l'outillage en pierre polie.

La datation et la signification de quelques cupules et signes en sabot, gravés sur une plate-forme rocheuse près de Marsal ne sont pas connues (Néolithiques ? protohistoire ?).

Aucune exploitation des gîtes de cuivre durant la protohistoire n'est attestée à ce jour, a surtout été l'oeuvre des Romains. Dès le 1^{er} siècle avant notre ère et la première moitié du 1^{er} siècle de notre ère, on assistera à une intense exploitation des gisements de cuivre et de fer. Sur quelques sites l'activité minière est attestée au III^e siècle de notre ère. De nombreux vestiges ont été découverts au cours de travaux miniers du XIX^e et XX^e siècle dans les travaux souterrains ainsi que dans les haldes (lampes à huile, amphores,...). La technique minière romaine consistait à creuser des cuvettes ou des tranchées ou bien à percer des puits et des galeries. La morphologie souvent capricieuse et irrégulière des galeries témoigne de la méthode d'extraction : les mineurs retiraient la minéralisation en touchant le moins possible l'encaissant stérile (dépilage). Les sites miniers les plus importants sont : Labenq (commune de Carmaux), les Combes et la Marquisié (commune de Trébas) pour le cuivre et le Trou-des-Anglais (commune d'Ambialet), Courris, le Puy-Ferrat (commune de Crespin) pour le fer. Aux abords des mines antiques ont été décelés des vestiges ou des installations liés à une intense activité métallurgique : amoncèlements de scories considérables, mattes de cuivre rouge,...

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

La vallée du Tarn (en longeant la rive droite) offre, en plus de son intérêt touristique, une coupe géologique remarquable et relativement complète car elle traverse d'Ouest en Est toute la feuille. Elle recoupe d'une part, à la faveur de la terminaison septentrionale de l'antiforme D5 de Montredon-Labessonnié, la base de la nappe de Saint-Sernin-sur-Rance et traverse, d'autre part, toutes les formations constituant les deux grandes nappes albigeoises de Saint-Sernin-sur-Rance et Saint-Salvi-de-Carcavès.

À Saint-Juéry, un grand accident met en contact la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance–Condamines, à l'Est, et les formations tertiaires. De Salignan à Serres, on observe l'empilement de plis D2.

De Cahuzaguet à Larroque, la route recoupe l'ensemble des tufs rhyolitiques.

De Condamines à la Tonasse, la route recoupe l'ensemble de la Formation de Saint-Sernin-sur-Rance–Condamines typique (série de référence).

Pour observer la base de la nappe du Saint-Sernin-sur-Rance : prendre la D 74 à Ambialet vers Saint-Cirgue. La Formation de Saint-Sernin-sur-Rance repose sur les schistes noirs ordoviciens. Le contact est marqué par un filon quartzeux de 30 à 50 cm d'épaisseur, ondulé par la phase D5. Seul le jeu en faille normale tardi-hercynien est visible. Observer de part et d'autre du contact les nombreux cisaillements satellites et la cataclase.

D'Ambialet à Gaycre, la coupe recoupe le cœur du synclinal du Dadou (mégastructure interne de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès), constitué de schistes noirs et d'abondants et puissants sills de « roches vertes ». L'ensemble est intensément plissé par la phase D5.

À la Terrisse, la route recoupe la série schisto-gréseuse verte (flanc inverse du mégasyndinal D1 du Dadou).

Voir l'ancienne mine de fluorine de Trébas. Pour observer la grande structure filonienne quartzeuse et minéralisée, prendre la route du mas Brunet.

À l'écart de la vallée du Tarn, à l'Est de Valderiès, le puy Saint-Georges émerge dans les formations tertiaires. Il est constitué des quartzites blancs plissés attribués à l'Ordovicien. Le site est également touristique par son petit relief dominant le plateau et par sa chapelle.

DOCUMENTS CONSULTABLES

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

BIBLIOGRAPHIE

- ALSAC C., CABANIS B., GUÉRANGÉ-LOZES J., BÉZIAT D. (1987) - Caractères magmatiques du volcanisme basique ordovicien de la nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès dans l'Albigeois cristallin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, (2), p. 1199-1205.
- ASTRE G. (1959) - Terrains stampiens du Lauragais et du Tolosan. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, 94, p. 8-168.
- BERGERON J. (1889) - Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Massif central (thèse Paris) *Ann. Soc. géol. Nord*, 22, 362 p.
- BIROT P. (1955) - Les méthodes de la morphologie. Paris : P.U.F., 177 p.
- BODINIER J.L., BURG J.P. (1980-1981) - Évolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. BRGM* (2), sect. I (4), p. 315-339, 1 carte h.-t.
- BOUCHEPORN M. (DE) (1848) - Carte et explication de la carte géologique du Tarn. Paris : Imprimerie nationale, 114 p.
- BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1984) - Structures tangentielles en Rouergue oriental : arguments tectoniques et métamorphiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, sér. II, n° 8, p. 375-378.
- BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1986) - Le massif du Lévézou et les séries adjacentes du Rouergue oriental (Massif central). Nouvelles données pétrographiques et structurales. *Géologie de la France*, n° 3, p. 227-272.
- BURG J.P., GUILLAUME M., ALABOUVETTE B., ASTRUC J. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Najac (906). Orléans : BRGM, 68 p. Carte géologique par J.P. Burg *et al.* (1989).
- CARAVEN-CACHIN A. (1898) - Description géographique, géologique, minéralogique, paléontologique, paléoethnologique et agronomique du département du Tarn et Tarn-et-Garonne. Paris : Masson, 684 p.
- CAVELIER C. (1976) - La limite Éocène-Oligocène en Europe occidentale. Thèse État, Paris, 353 p.
- COLLOMB P. (1970) - Étude géologique du Rouergue cristallin. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 419 p.
- CORPEL J., DEBÉGLIA-MARCHAND N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) - Apport de la gravimétrie à la cartographie géologique et structurale de l'Albigeois. Rapport BRGM 87 DT 015 GPH.
- COSTA S. (1990) - De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Thèse doct. univ. Montpellier II, 441 p.

- DÉCHOMETS R. (1978) - Le gîte de fluorine de Trébas (Tarn, France). Pétrographie, tectonique, gîtologie, métallogénie. Thèse 3^e cycle, Lyon, 254 p.
- DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-1965) - Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). *Sci. de la Terre*, Nancy, 10 (3-4), p. 329-342.
- DELOR C., LEYRELOUP A., BODINER J.L., BURG J.P. (1986) - Découverte d'éclogites à glaucophane dans la klippe de Najac (Massif central, France), nouveaux témoins océaniques d'un stade haute pression dans la chaîne de collision varisque. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, 2, p. 739-744.
- DELSAHUT B. (1981) - Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-Permien des environs (entre Réalmont et Najac). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- DEMAY A. (1931) - Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne anté-stéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5 (1), p. 663-696
- DUFRÉNOY P., ÉLIE DE BEAUMONT L. (1841) - Explication de la Carte géologique de la France. Paris : Imprimerie royale, t. 1, 825 p.
- DURAND J. (1937) - Sur la structure du pays cristallin du Rouergue et de l'Albigeois. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 205, p. 160-162
- ENJALBERT H. (1952) - Les plateaux et les gorges du Viaur. Étude morphologique. *Rev. géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, t. 23, fasc. 2, p. 118-141 et fasc. 4, p. 265-301.
- FILHOL H. (1876) - Note sur un nouveau gisement de mammifères fossiles de l'Éocène supérieur découvert à Arthès (Tarn). *Bull. Soc. sci. phys. nat. Toulouse*, t. III, p. 145-147.
- GÈZE B. (1949) - Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XIXX, 62, 215 p.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. (Thèse État, Toulouse). Documents BRGM, n° 135.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., BURG J.P. (1990) - Les nappes varisques du Sud-Ouest du Massif central (cartes géologique et structurale à 1/250 000 Montpellier et Aurillac). *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 71-106, 7 fig., 4 tabl., 3 cartes h.-t.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B. (1984) - Les nappes de charriage de l'Albigeois cristallin (Tarn et Aveyron, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris 299, II, p. 471-474.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., BURG J.P., VINCHON C., DEFAUT B., ALABOUVETTE B. (1996a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Réquista (934). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Guérangé *et al.* (1995), 71 p.

- GUÉRANGÉ-LOZES J., GUÉRANGÉ B., MOULINE M.P., DELSAHUT B. et coll. (1996b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Réalmont (959). Orléans : BRGM, 78 p. Carte géologique par J. Guérangé-Lozes *et al.* (1996).
- GUILLON J.H. (1963) - Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région d'Alban - Trébas (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris, 74 p.
- LENÔTRE N., GUÉRANGÉ-LOZES J. (1989) - Mouvements verticaux actuels dans l'Albigeois cristallin (Tarn, Aveyron, France) : corrélation entre les nivellements et données géologiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, (2), p. 1105-1113.
- MALUSKI H., MONIÉ P. (1988) - ³⁹Ar/⁴⁰Ar laser probe multi-dating inside single biotites of a Variscan orthogneiss (Pinet, Massif central, France). *Chem. Geol. (Isotope Geosc. Sect.)*, 73, p. 245-263.
- MEYZINDI C. (1985) - La jonction Albigeois cristallin-Rouergue cristallin (Tarn, Aveyron) et son interprétation géodynamique dans l'évolution du Massif central français. Thèse 3^e cycle, Bordeaux, 348 p.
- MILLOT G. (1964) - La géologie des argiles. Paris : Masson, 499 p.
- MOULINE M.P. (1989) - Sédimentation continentale en zone cratonique : le Castrais et l'Albigeois (France) au Tertiaire. Thèse État, Bordeaux III, 878 p.
- NICOLET B. (1963) - Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois. La région d'Alban - Saint-Jean-de-Jeanne. Thèse 3^e cycle, Paris, 89 p.
- NOULET J.B. (1868) - Mémoire sur les coquilles fossiles des terrains d'eau douce du Sud-Ouest de la France (1^{ère} éd.). Paris : Masson, 200 p.
- SCHOELLER H. (1941) - Parallèle entre les molasses et le Sidérolithique. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5^e sér., t. X, p. 32-34.
- SERVELLE C. (1979) - Le rôle géomorphologique de la faille de Gédoul (près de Réalmont, Tarn). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, p. 197-208.
- SIMON COINÇON R. (1989) - Le rôle des paléo-altérations et des déformations dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central) (thèse État, Paris). *Mém. des sciences de la Terre (E.N.S.M.P.)*, n° 9, 291 p.
- THIÉBAUT J., VETTER P. (1960) - Les amphibolites du bassin houiller de Carmaux. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 95, fasc. 1 et 2, p. 181-191.
- VATAN A. (1945) - Étude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5^e sér., t. 15, p. 657-668.
- VIALLEFOND L. (1963) - Étude géologique et métallogénique de l'Albigeois, région de Montredon-Labessonnié (Tarn). Thèse 3^e cycle, Paris, 73 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Albi* : 1^{ère} édition (1904), par G. Vasseur, J. Blayac, Repelin, J. Bergeron, Dereims ; 2^e édition (1939), par M. Thorat, J. Durand.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Albi*, par M. Mouline, B. Delsahut, M. Durand-Delga, P. Olivier, P. Collomb, J.P. Paris, H. Gras, J. Roche (1989).

Feuille *Bédarieux*, par J.F. Becq-Giraudon, A. Boiteau, S. Bogdanoff, A.M. Boulanger, M. Demange, M. Donnot, F. Ellenberger, P. Freytet, J.F. Ildefonse, L. Latouche, M. Paunac, P. Pinna, J. Rolet, M. Santarelli (1982).

Feuille *Camarès*, par M. Donnot, A. Lefavrais, G. Lablanche, C. Greber (1991).

Feuille *Salles-Curan*, par J.P. Burg, A. Leyreloup, C. Delor, C. Teyssier (1989).

Feuille *Naucelle*, par B. Alabouvette, J.P. Burg, A. Leyreloup (1991).

AUTEURS

J. GUÉRANGÉ-LOZES, ingénieur géologue au BRGM : formations paléozoïques.

M.P. MOULINE, maître de conférences, université Bordeaux II, avec la collaboration de G. SENGÈS, professeur de sciences naturelles au collège d'enseignement général de Saint-Juéry (Tarn) : formations cénozoïques.

Avec la collaboration de :

A. DAVID, ingénieur géologue à Sogerem (Tarn) : gîtes et indices minéraux.

C. SERVELLE, ingénieur, circonscription des antiquités préhistoriques de Midi-Pyrénées : archéologie préhistorique.

Coordination : J. GUÉRANGÉ-LOZES.

Présentation au CCGF : 8 décembre 1994.

Acceptation de la carte et de la notice : 6 décembre 1996.

Impression de la carte : 1998.

Impression de la notice : 1998.

DOMAINES PLISSÉS ET SCHISTOSÉS IMPLIQUANT DES FORMATIONS D'ÂGE CAMBRO-SILURIEN

- 1 - Grandes nappes cristallines internes à matériel ophiolitique et éclogitique
- 2 - Orthogneiss, 3 - Ceinture leptyno-amphibolique, a - sous couverture tertiaire
- 3 -
- a -

- Nappe de Saint-Sernin-sur-Rance; a - sous couverture tertiaire

- Nappe de Saint-Salvi-de-Carcavès; a - sous couverture tertiaire

- Domaine des écailles des monts de Lacaune

DOMAINES PLISSÉS ET SCHISTOSÉS IMPLIQUANT DES FORMATIONS D'ÂGE CAMBRIEN-NAMURIEN A

- Nappes du versant sud

ZONE AXIALE CRISTALLINE DE LA MONTAGNE NOIRE

- 1 - Orthogneiss
- 2 - Paragneiss
- 3 - Granite précoce du Montalet

GRANITOÏDES

- 1 - Orthogneiss de type Pinet (Rouergue)
- 2 - Orthogneiss du massif de Rodez
- 3 - Orthogneiss du massif des Palanges

- Granites hercyniens
- Granite en voie d'orthogneissification (Mendic)
- Orthogneiss de Montredon-Labessonnié

- Volcanisme effusif

- Chevauchement

- Base de nappe

- Limite des feuilles à 1/50 000

