

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

VILLEFRANCHE DE-ROUERGUE

par

J.P. BURG, B. ALABOUVETTE, A.F. LEYRELOUP,
T. PÉLISSIÉ, J.G. ASTRUC, A. LEFAVRAIS-RAYMOND

VILLEFRANCHE-DE-ROUERGUE

La carte géologique à 1/50 000
VILLEFRANCHE-DE-ROUERGUE est
recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'ouest : CAHORS (N°206)
à l'est : RODEZ (N°207)

St-Géry	Figeac	Decazeville
Cahors	VILLEFRANCHE- DE-ROUERGUE	Rieupeyroux
Caussade	Najac	Naucelle

MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE,
DE LA RECHERCHE ET DE LA TECHNOLOGIE
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
VILLEFRANCHE-DE-ROUERGUE À 1/50 000**

par

**J.P. BURG, B. ALABOUVETTE, A.F. LEYRELOUP,
T. PÉLISSÉ, J.G. ASTRUC, A. LEFAVRAIS-RAYMOND**

**avec la collaboration de
M. GUILLAUME, R. CUBAYNES**

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 : GUILLAUME M., BURG J.P., ALABOUVETTE B., LEFAVRAIS-RAYMOND A., ASTRUC J.G., LEYRELOUP A.F. (1998) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Villefranche-de-Rouergue (882). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Burg *et al.* (1998), 79 p.

pour la notice : BURG J.P., ALABOUVETTE B., LEYRELOUP A.F., PÉLISSIÉ T., ASTRUC J.G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., avec la collaboration de GUILLAUME M., CUBAYNES R. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Villefranche-de-Rouergue (882). Orléans : BRGM, 79 p. Carte géologique par M. Guillaume *et al.* (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 : 2-7159-1882-8

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - ÉVOLUTION DES IDÉES</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>TERRAINS CRISTALLINS ET MÉTAMORPHIQUES</i>	9
Séries gréso-pélitiques	11
Roches orthodérivées	14
Roches magmatiques tardi- et post-orogéniques	17
Roches filoniennes	20
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	23
Trias-Jurassique	23
Éocène	35
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	37
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	40
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	60
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	62
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	64
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	64
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	67
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	68
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	69
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	69
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	69
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	69
AUTEURS	75
ANNEXES	77
<i>COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES FORAGES</i>	77
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	78
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	79

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille à 1/50 000 Villefranche-de-Rouergue, située à la bordure sud-ouest du Massif central, est comprise pour sa plus grande part dans le département de l'Aveyron et à sa partie ouest dans le Lot et le Tarn-et-Garonne. La région, tributaire du bassin atlantique, est essentiellement drainée par l'Aveyron au Sud-Est et le Lot au Nord-Ouest. Le territoire de la feuille est facilement accessible grâce à l'axe routier D 911 qui, d'Est en Ouest, relie Rodez à Villefranche et par la N 122 qui, du Nord au Sud, relie Figeac à Villefranche et Albi.

La topographie générale est marquée par un talus à regard ouest, d'une centaine de mètres de dénivelée, qui est la trace morphologique de la faille de Villefranche-de-Rouergue. Cette faille prolonge vers le Sud le Sillon houiller et sépare le territoire de la carte en deux parties contrastées par leur substratum géologique, leur morphologie, leur hydrographie, leur agriculture et leur végétation, leur mode d'habitat et, dans une moindre mesure, leur climat. Ce sont :

– à l'Ouest, les causses du Quercy qui s'étendent sur les feuilles voisines jusqu'aux bordures du bassin tertiaire d'Aquitaine, avec un substratum de terrains sédimentaires jurassiques et morphologie de plateaux calcaires ou de faibles dépressions dégagées dans les terrains plus argileux du Lias (région du Terrefort) ;

– à l'Est, le plateau du Ségala qui comprend pratiquement tout le domaine métamorphique appelé par les géologues « Rouergue cristallin ». Ce plateau se présente comme une surface sensiblement plane, entaillée par les gorges étroites et profondes de l'Aveyron ; son altitude d'environ 500 m à l'Ouest, se relève progressivement vers l'Est jusqu'à plus de 1 000 m dans la région du Lévézou (feuilles Salles-Curan et Saint-Beauzély). Il représente une ancienne pénélaine décapée par l'érosion et antérieure aux « argiles à graviers » tertiaires conservées localement à sa surface. À l'Ouest du Rouergue cristallin, sur les feuilles Figeac, Decazeville, Villefranche-de-Rouergue, Riepeyroux et Najac, l'ensemble métamorphique est recoupé par le « granite de Villefranche », profondément arénisé, déterminant des dépressions dans la surface-enveloppe du plateau.

Le climat est soumis à deux influences dominantes, atlantique d'une part, avec une pluviométrie voisine de 800 mm assez régulièrement répartie, et une influence continentale d'autre part, due à l'éloignement de la côte et à l'altitude non négligeable du secteur, occasionnant des écarts thermiques relativement importants.

Les versants assez raides des cours d'eau sont généralement abandonnés à la forêt de feuillus (châtaigneraie et chênaie). Sur le plateau, le seigle, cultivé au siècle dernier (d'où le nom de Ségala), a laissé place d'abord au blé et à la pomme de terre, puis à la prairie d'élevage (bovins essentiellement) qui couvre maintenant le plus clair des surfaces. À présent, le maïs tend à s'implanter dans la région.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La cartographie des terrains cristallins de la feuille Villefranche-de-Rouergue à 1/50 000 a bénéficié des levés à 1/25 000 qui ont été réalisés entre 1985 et 1992. Ce travail détaillé avait pour but de reconnaître et mieux définir les différentes unités lithologiques, d'essayer de caractériser les métamorphismes qui les affectent et de dresser un report précis des microstructures rencontrées. Cet inventaire était nécessaire pour mieux comprendre les relations entre les différentes unités et, en particulier, reconnaître la façon dont on passait des directions structurales E-W dans le domaine médian de la carte aux directions subméridiennes connues dans le domaine occidental ; il était aussi nécessaire pour démêler les épisodes filoniens et les déformations cassantes associées à la faille de Villefranche. Il avait encore pour but de définir les isogrades, de documenter leur relation structurale avec les contacts anormaux et de déterminer l'importance du métamorphisme de contact réputé général dans cette région.

La compréhension des structures tectoniques et thermiques s'appuie sur la cartographie des régions adjacentes qui ont été menées de front avec celle de Villefranche-de-Rouergue : cartes à 1/50 000 Najac au Sud, Rieucpeyroux à l'Ouest et Naucelle au Sud-Est.

L'intérêt de la coupure Villefranche-de-Rouergue se révèle une fois restituée dans son contexte régional. Ce travail a fourni matière à divers sujets de recherche, tant sur le terrain qu'en laboratoire, que cette notice et cette carte essaient de synthétiser.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - ÉVOLUTION DES IDÉES

À cause d'abord de l'intense recristallisation due au métamorphisme de contact autour et au toit des plutons de Sanvensa et Peyrusse et, surtout, de l'abondant magmatisme filonien qui interrompt les quelques fils conducteurs que l'on peut suivre sur le terrain, la géologie de la région de Villefranche-de-Rouergue est difficile et a rebuté plus d'un géologue. De ce fait, elle est relativement mal connue.

M. Blavier (1806) est le premier à distinguer les schistes micacés et les granites anciens des formations sédimentaires et volcaniques des causses du Quercy à l'Ouest et des Grands-Caussés à l'Est.

H. de Barreau (1841) puis M. de Serres (1848) publient les premières notices géologiques du département de l'Aveyron, mais c'est A. Boisse (1852) qui fait paraître un peu plus tard la première esquisse géologique avec carte à 1/200 000 de la région (1858). Son mémoire de 1870 résume l'ensemble de ses travaux et ouvre réellement la période des recherches « modernes » qui disposent dès lors d'un document synthétique sur fond topographique relativement précis.

J. Bergeron (1889) reconnaît les principaux termes de la série cristallophyllienne et propose qu'un « métamorphisme général » affecte ces séries. C'est à lui que l'on doit la majeure partie des contours des terrains cristallins sur la première édition de la feuille géologique à 1/80 000 Rodez (Bergeron *et al.*, 1910) qui, en dépit de la simplicité des divisions adoptées (schistes, gneiss, amphibolites, granites), donne une première idée des grands ensembles lithologiques du Rouergue cristallin. Par comparaison avec les séries connues au Sud, dans l'Albigeois, J. Bergeron attribue les micaschistes au Cambrien, tout en admettant ne pas avoir de preuve irréfutable. Il découvre l'andalousite au voisinage du « granite de Villefranche » et mentionne les nombreux filons de « granulite » (au sens ancien du terme c'est-à-dire un granite à deux micas, riche en muscovite), de microgranite et de kersantite qui lui sont associés. En 1904, il indique l'âge antéstéphanien du métamorphisme et des « éruptions granitiques ». Au point de vue structural, il note l'existence de plusieurs failles NNE accompagnées de plis.

A. Demay (1931) reprend la 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 au gneiss du Rouergue. En accord avec J. Bergeron, il rapporte au Paléozoïque inférieur les séries cristallophylliennes et conclut sur l'âge hercynien du métamorphisme.

J. Durand (1932) définit l'existence, autour du « granite », d'une auréole de contact où les micaschistes sont feldspathisés. Cet auteur pense que le métamorphisme affectant les micaschistes encaissants, entre les failles de Villefranche et de Compolibat, plus à l'Est, pourrait avoir un âge antéhercynien.

Y. Boisse de Black (1933) publie une remarquable analyse des domaines sédimentaires de cette région et définit les principales étapes de son histoire géologique.

M. Roques (1941) interprète le Rouergue dans une optique zonéographique alors en faveur. Pour lui, le métamorphisme régional est tardi-silurien et résulte d'un processus en deux étapes : le premier épisode, mésozoonal, est suivi d'une rétomorphose générale dans l'épizone attribuée aux soulèvements d'âge calédonien. On sait maintenant que la zonéographie qu'il appliquait alors n'était qu'une hypothèse d'école erronée. Ses distinctions entre « embréchites » et « micaschistes supérieurs et inférieurs » sont donc à oublier. Retenons qu'avec les auteurs précédents, il admet que certains « porphyroïdes » sont des orthogneiss de rhyolite ou de microgranite. En outre, il compare la granodiorite de Villefranche au granite du Sidobre au Sud.

L. Delbos *et al.* (1964-1965) datent (âges recalculés avec $Rb = 1,4210^{-11}/an$) les micas des séries cristallophylliennes par méthode Rb/Sr (âges apparents) et mettent en évidence deux groupes d'âge : l'un autour de 360 Ma, l'autre autour de 300 Ma. En outre, ils datent à 514 ± 12 Ma le porphyroïde de Réquista (au Sud-Est de cette région), confirmant ainsi l'âge cambrien d'une partie des séries cristallophylliennes du Rouergue. Ces auteurs présentent aussi des âges apparents compris entre 291 (muscovite) et 307 Ma (biotite) pour le « granite de Villefranche » (plus exactement les termes leucogranitiques).

P. Collomb (1970) dresse une monographie régionale et individualise deux épisodes tectono-métamorphiques : il rattache le premier, qui se traduit par un métamorphisme de faible degré, à l'orogène calédonien (bien qu'il corresponde vraisemblablement aux âges 360 Ma de L. Delbos *et al.*). Le second, un peu plus sévère, est rattaché à l'orogène hercynien (et peut correspondre aux âges d'environ 300 Ma de L. Delbos *et al.*). Il est responsable pour l'essentiel du dessin des terrains cristallophylliens sur la 3^e édition de la carte Rodez à 1/80 000 (1969), sur laquelle se précisent les contours des plutons de Villefranche et les limites des auréoles de contact qu'ils développent. Il montre en particulier que la région est constituée d'un seul et même massif granodioritique qui affleure par le toit au Nord des gorges de l'Aveyron. Il pense aussi que l'encaissant de la granodiorite est essentiellement constitué de gneiss rétomorphosés à chlorite et muscovite (« gneiss chloriteux de Villefranche ») dans lesquels sont insérés, en lentilles plus ou moins importantes, tous les autres faciès : migmatites, orthogneiss, « mylonites œillées de Villefranche », quartzites graphiteux et « gneiss basiques » du Pont-de-Vézis (13 km en amont de Villefranche, sur l'Aveyron). Il suggère, pour ces derniers, une même lignée basique que pour les amphibolites de Morlhon et de Najac.

F. Lauzac (1974), J.M. Brosse (1975) et J. Bouladon (1977) étudient le système filonien métallifère associé à la granodiorite de Villefranche.

D. Bonijoly (1980) étudie la fracturation du plateau quercynois et, à partir des structures et microstructures, propose une reconstitution de l'évolution des contraintes et des principales phases tectoniques enregistrées par la couverture post-hercynienne.

P. Muon (1980) établit par gravimétrie que le pluton granodioritique est une lentille de faible épaisseur (environ 2 km) qui passe en continuité, sous les schistes du massif de Sanvensa, à celui de Peyrusse.

B. Muratet (1983), à partir de l'étude des petits bassins tertiaires qui jalonnent la faille de Villefranche, tente une reconstitution de l'évolution morphotectonique paléogène du secteur.

C. Tabeaud (1984) montre que la mise en place du massif de Peyrusse s'accompagne de déformations (orientation de minéraux du métamorphisme de contact en concordance avec ceux du granite lui-même).

À partir de 1985, R. Cubaynes, T. Pélissié, J. Rey et P. Fauré, renouvellent la connaissance du Jurassique quercynois par les méthodes modernes de sédimentologie et de stratigraphie séquentielle (Cubaynes *et al.*, 1989).

R. Simon-Coinçon (1989) présente une synthèse de l'évolution morphologique tertiaire de cette partie du Rouergue.

J.P. Burg *et al.* (1989a) intègrent les travaux précédents et les complètent pour présenter une synthèse et une analyse quantitative de l'histoire métamorphique des séries du Rouergue, en particulier celles que l'on retrouve sur la feuille Rieupeyroux.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS ET MÉTAMORPHIQUES

La partie orientale de la feuille Villefranche-de-Rouergue est constituée par l'affleurement du socle varisque (cristallisé entre 380 et 300 Ma environ) du Rouergue cristallin. Il comprend d'une part des séries métamorphiques (c'est-à-dire transformées à grande profondeur sous l'effet de la température et de la pression) : ce sont les micaschistes et les gneiss, représentant d'anciens sédiments marins, pélitiques et gréseux, et des orthogneiss provenant d'épanchements volcaniques rhyolitiques ; et d'autre part les grandes intrusions granodioritiques de Villefranche-de-Rouergue mises en place après le métamorphisme régional : le pluton de Sanvensa, au Sud, et de Peyrusse, au Nord.

Il n'est pas possible d'établir avec certitude l'âge des séries métamorphiques. On trouve vraisemblablement les termes les plus anciens dans les faciès paradérivés et orthodérivés constituant les panneaux préservés autour et sur les massifs plutoniques. La présence de quartzites noirs au sein des « porphyroïdes » permet de rattacher, avec une certaine confiance, ces niveaux au Paléozoïque inférieur (voir Roblot, 1972, pour une discussion des lithofaciès), Peucat *et al.* datant en 1986 les formations comparables de Vendée à 405 Ma, c'est-à-dire au Dévonien inférieur. Ces séries métamorphiques représentent l'autochtone relatif des klippes du Vibal, à l'Est (feuille Rodez), et de Najac-Carmaux dont les derniers affleurements apparaissent coincés entre la faille de Villefranche et le pluton de Sanvensa, au Sud de cette coupure (voir le schéma structural de la carte).

Les roches rattachées à la klippe de Najac, peu représentées sur la feuille Villefranche-de-Rouergue, se développent plus largement vers le Sud (feuille Najac) où leur caractère allochtone a été montré par J.L. Bodinier et J.P. Burg (1980-1981). Elles représentent un domaine où une sédimentation comparable à celle du parautochtone se serait déposée dans un bassin plus évolué ayant atteint au moins les premiers stades de l'océanisation, comme en témoignent les roches ultrabasiques à caractère océanique bien représentées sur la feuille Najac. Leur âge est inconnu même si on peut tenter de les rapprocher d'autres unités leptyno-amphiboliques du Massif central, par exemple de Marvejols où les datations approximatives de 490 Ma pour le magmatisme basique et de 415 Ma pour le premier métamorphisme de haute pression ont été avancées (Pin, 1979). Ces klippes de roches ultrabasiques, basiques et grauwacko-pélitiques métamorphisées à haute pression (plus de 13 kbar, qui sont équivalents à une profondeur dépassant 40 km) ont été charriées vers le Sud, pendant le métamorphisme régional (Delor *et al.*, 1986, 1987 ; Bodinier et Burg, 1980-1981 ; Burg *et al.*, 1986). L'époque de la mise en place de la nappe est aussi difficile à préciser. D'après J.L. Bodinier et J.P. Burg (1980-1981), cet événement accompagne un épisode métamorphique et aurait pris place au Dévonien (entre 390 et 350 Ma). La cartographie détaillée permet de préciser l'âge et la nature des séries impliquées sous les nappes varisques (mises en place entre 390 et 350 Ma), de définir les mécanismes de déformation et les structures formées pendant l'avancée de ces nappes, ainsi que déterminer les phénomènes métamorphiques (essentiellement thermiques) associés au magmatisme tardi-orogénique.

L'originalité géologique de la feuille Villefranche-de-Rouergue tient à la forte recristallisation tardive qu'ont subi ces séries à la suite du métamorphisme de contact autour et sur les plutons de Villefranche-de-Rouergue et peut-être aussi à l'important cortège filonien qui a ensuite envahi son environnement. Ce cortège filonien est peut être à relier à un épisode de réajustement du bâti hercynien qui engendre une fracturation complexe en contexte

de compression NW-SE à WNW-ESE. C'est cet épisode (dit tardi-hercynien) qui voit naître les grandes dislocations régionales comme la faille de Villefranche et, plus au Nord, le « Sillon houiller », et les structures localement effondrées où viendront se piéger les sédiments post-orogéniques du Stéphaniens. C'est le contexte de dépôt du bassin houiller de Decazeville plus au Nord, où les premières couches, à faciès conglomératique, contiennent des galets du granite de Peyrusse.

D'après les observations de terrain, mais en l'absence de données géochronologiques absolues, on classera pour l'instant les unités précédemment définies de la façon suivante :

– les *séries grésopélitiques* sont représentées par une unité pélitique schisto-gréseuse, plus ou moins turbiditique, sur l'ensemble de la carte (S), et par une unité de gneiss fin ($P\zeta$), grauwackeuse, appartenant à la klippe de Najac au Sud-Ouest du domaine cristallin. Outre un degré métamorphique plus élevé, la proportion relative des métagrauwackes est nettement plus marquée dans la série des gneiss fins que dans la série schisteuse grésopélitique, à dominante pélitique. Les travaux menés dans les séries identiques des feuilles Naucelle, Réquista et Carmaux attribuent ces séries au Paléozoïque inférieur (Guérangé-Lozes et Alsac, 1986 ; Guérangé-Lozes et Burg, 1990). L'unité schisto-gréseuse contient des niveaux boudinés de quartzite graphiteux (χ_g) alors que les gneiss fins contiennent des amphibolites (δ) ;

– les *roches orthodérivées*. Les orthogneiss de type porphyroïde ($O_p\zeta$) pourraient être pénécontemporains des unités paradérivées, notamment ceux représentant d'anciennes coulées « rhyolitiques ». Rappelons qu'un âge à 514 ± 12 Ma a été mesuré par L. Delbos *et al.* (1964-1965) sur l'un d'entre eux. L'orthogneiss de Najac ($O\zeta N$) semble être un intrusif anté-tectonique dans l'ensemble des unités précédentes ;

– les *roches magmatiques*. Le « granite de Villefranche » (γ^4 pour le pluton de Sanvensa, ${}^L\gamma^{3CA}$ pour celui de Peyrusse) est intrusif, avec les termes plus leucogranitiques (${}^L\gamma^{3AL}$ et ${}^L\gamma^{\dagger AL}$ dans l'ensemble de ces terrains. Ces intrusions, clairement tardi-orogéniques, sont datées à 290-300 Ma et ont développé à leur contact avec les séries encaissantes, un métamorphisme de basse pression-haute température ;

– l'ensemble des *filons*.

Séries grésopélitiques

Les termes paradérivés constituent deux grandes unités lithologiques situées géométriquement au-dessus et au-dessous d'une zone de chevauchement bien individualisée sur la carte Najac, au Sud, mais oblitérée par la recristallisation et la silicification pénétratives dues au contact du pluton de

Sanvensa, au Sud de la feuille Villefranche-de-Rouergue, à l'Est de Floriac, ou totalement reprise par les nombreux plans de faille liés à celle de Villefranche-de-Rouergue, à l'Est de Souzils par exemple. Ces deux unités sont :

- les schistes et grauwackes indifférenciés qui apparaissent aussi en enclaves dans les plutons de Villefranche. Les niveaux de quartzites massifs sont associés à ces schistes ;
- les gneiss fins feldspathiques à passées schisteuses et micaschistes indifférenciés.

S. Schistes et métagrauwackes indifférenciés du parautochtone.

Ces roches grises, légèrement verdâtres, affleurent à l'état frais le long des cours d'eau encaissés de la région (la Doulouze notamment), mais elles sont très altérées sur le plateau. Dans les zones peu affectées par le métamorphisme de contact (domaine oriental), elles se débitent en grands feuillets caractéristiques. Monotones sur le terrain, elles montrent en lame mince un rubanement millimétrique de quartz et d'une faible quantité de plagioclase acide albitique d'une part, et de phyllites (chlorite verte, biotite et mica blanc potassique) d'autre part ; ce rubanement correspond aussi bien à la stratification, parfois reconnaissable à l'œil nu, qu'à la foliation régionale pour l'essentiel parallèle à la stratification. Tourmaline, souvent zonée, apatite, zircon et anatase ou brookite auxquels viennent parfois s'ajouter épidote et calcite dans les termes plus carbonatés, constituent les minéraux accessoires de cette série de roches.

Dans les zones recristallisées par l'auréole de contact, c'est-à-dire sur la majeure partie des terrains métamorphiques de cette carte, la schistosité tend à perdre son importance ; la roche ne se débite plus en feuillets mais en « crayons » à section irrégulière dans les axes marquant aussi les charnières d'une crénulation de faible longueur d'onde et de faible amplitude (centimétriques), ubiquiste dans cette région, et de direction NNE à ENE. Le fond phylliteux enserme des lentilles claires, irrégulières, quartzo-pélitiques, variables en dimension suivant les endroits, mais nettement mieux développées que dans les équivalents extérieurs à la zone de métamorphisme de contact. Ces lentilles sont déformées par la crénulation qui admet une schistosité de plan axial dans les niveaux les plus phylliteux.

En lame mince, les niveaux quartzo-feldspathiques ont une structure granoblastique fine (50 μm) englobant la chlorite et la muscovite. Les grains de quartz ont une extinction franche et tendent à s'associer en filonnets sinueux épousant la forme des microplis ; ce caractère résulte probablement de la recristallisation statique tardive qui finit le métamorphisme de contact ; il peut être associé à des paillettes de mica blanc fraîches et se disposant en contours polygonaux sur les plis de crénulation. La chlorite est déformée ; chargée de leucoxène et d'aiguilles de rutile, elle paraît dériver d'anciennes

biotites. Quelques blastes frais recoupant la foliation peuvent être associés à la muscovite. La pyrite est l'oxyde le plus commun.

Au contact de la granodiorite de Villefranche, ces roches s'indurent et biotite, andalousite, cordiérite et plus rarement sillimanite fibreuse se forment. Localement, elles prennent l'allure de véritables cornéennes traversées de filonnets pegmatitiques injectés dans la foliation.

Les enclaves sont nombreuses dans toute l'étendue de la monzodiorite de Peyrusse et atteignent des dimensions importantes, allant jusqu'à former des panneaux cartographiables (région de Maleville, par exemple). Dans ces panneaux schisteux, on observe en plus de la staurodite, du grenat, du feldspath potassique et parfois de la sillimanite prismatique, du spinelle, et du corindon, en particulier en bordure de la RD 269, une centaine de mètres en aval du Pont-de-Vézis où ces cornéennes, de couleur sombre, se distinguent difficilement des diorites monzonitiques avec lesquelles elles sont en contact. Nous y reviendrons plus tard.

Un métamorphisme antérieur au métamorphisme de contact, est discernable : dans les schistes les moins métamorphiques, à l'Est de la carte, des microlithons en amande, composés uniquement de chlorite verte et de mica blanc potassique, plus ou moins substitués, soulignent le plan de foliation principal. Ces minéraux constituent, avec le quartz et l'albite, la trame de la roche. En allant vers l'Ouest, on observe la formation locale de grenat avec ou sans biotite.

χ , χ_g . **Quartzites et quartzites graphiteux des séries parautochtones.** Ces roches de teinte claire, peu abondantes, peuvent constituer des niveaux d'épaisseur décimétrique à décamétrique, intercalés dans les schistes. Elles se débitent en plaquettes d'épaisseur centimétrique et de faible surface. Au microscope, tous les intermédiaires existent entre les quartzites purs (à 90 % de quartz et quelques rares micas) et des métagrauwackes fines acides, à petits éléments détritiques de quartz et de feldspath corrodés cimentés par une matrice à grain fin recristallisée. Leur puissance n'est souvent pas suffisante pour pouvoir les représenter.

Signalons cependant le(s) niveau(x) particulier(s) de quartzites noirs, tachant les doigts car ils sont chargés en graphite (χ_g), particulièrement abondants dans la région de Morlhon. La qualité des affleurements ne nous a pas permis de décider s'il s'agit d'un seul niveau multiplié cartographiquement par les plis et les failles ou s'il y a plusieurs horizons. Il s'agit d'une roche compacte et dure dont la foliation est marquée par des plans stylolitiques sur lesquels les opaques (pyrite et magnétite surtout) et la matière carbonneuse sont concentrés. Toutes les tentatives d'extraction de micro-organismes sont restées jusqu'à ce jour infructueuses. La présence de ces

quartzites est une des particularités de la région de Villefranche par rapport à l'ensemble du Rouergue.

Pζ. Paragneiss fins à passées schisteuses et micaschistes indifférenciés des séries charriées. Ces roches homogènes, à grain fin, se débitent en petites plaquettes centimétriques de lits quartzo-feldspathiques séparés par des lits réguliers plus micacés. Grise à la cassure, la couleur passe au brun par altération. Au microscope, les minéraux sont par ordre d'importance : le quartz qui constitue plus de 50 % de la roche ; le plagioclase albite-oligoclase et, plus localement, le feldspath potassique non ou mal maclé, sont inégalement répartis ; la biotite plus ou moins chloritisée et la muscovite dominent la composition minéralogique dans les lits les plus schisteux ; les inclusions de grenat dans le plagioclase sont un des caractères les plus typiques de ces roches ; magnétite, ilménite, leucoxène et zircon sont les minéraux accessoires. De petites aiguilles de tourmaline montrent l'influence des plutons granitiques.

Ces paragneiss se rattachent à la klippe de Najac qui contient les éclogites à glaucophane (Delor *et al.*, 1986) et les schistes blancs (Delor *et al.*, 1987) typiques du métamorphisme précoce de haute pression dont nous n'avons pas trouvé de traces sur les affleurements de cette carte.

Roches orthodérivées

Opζ. Porphyroïdes des séries parautochtones. Ces orthogneiss acides occupent une place importante parmi les formations du Rouergue cristallin. Depuis J. Bergeron (1889), presque tous les auteurs ont considéré qu'il s'agissait d'anciens termes effusifs acides (métarhyolites ou ignimbrites) ou de produits arkosiques de la destruction de tels épanchements volcaniques. Le nom de porphyroïde, donné de façon descriptive à des gneiss œillés à quartz bleus, a ensuite été étendu à de nombreuses lentilles dont les origines sont diverses. La qualité et la continuité des affleurements autant que la recristallisation tardive n'ont pas permis de séparer sur cette carte, de façon cohérente, les faciès œillés qui s'interpréteraient mieux comme des sills et des laccolites intrusifs, à tendance alcaline (Collomb, 1970 : p. 191), des porphyroïdes à grains fins qui sont peut-être effectivement d'anciennes coulées rhyolitiques ou ignimbritiques. La plupart du temps sans biotite, l'aspect des porphyroïdes à grain fin rappelle souvent celui des gneiss fins ; mais ils s'en distinguent par leur couleur et leur altération plus blanche.

Les *porphyroïdes à grain fin* sont des gneiss clairs, régulièrement foliés, présentant une grande homogénéité d'ensemble, avec, localement, des petits yeux de quartz et de feldspath potassique (1 à 5 mm). Ces formations évoquent une accumulation de matériel volcanique acide, tufacé et métamor-

phisé. Les termes les plus fins, sans biotite, ont un aspect leptynitique, voire « cinéritique ». Leur composition minérale est à quartz, feldspath potassique, albite ou oligoclase, mica blanc (muscovite et séricite), chlorite, très rarement biotite plus ou moins chloritisée selon la zone de métamorphisme, et opaques. Ces minéraux constituent une matrice microcristalline qui enveloppe des petits yeux de quartz golfé « faciès rhyolitique », de feldspath potassique (microcline) et ou de plagioclase plus ou moins damouritisé. Les accessoires sont l'apatite, le zircon et exceptionnellement l'épidote et le sphène. Vers l'Est, là où le métamorphisme de contact a une forte empreinte (région de Villefranche-de-Rouergue), la roche est plus grise ; elle est aussi plus pauvre en micas ce qui lui confère un aspect plus massif et un peu plus grossier.

La microstructure est granoblastique, mais la dimension des cristaux peut dépasser le millimètre. Le quartz présente souvent une extinction roulante, le plagioclase a des macles tordues et à extinction irrégulière. Ces faciès fins, lorsqu'ils sont métamorphisés dans la zone de contact de la granodiorite de Villefranche, paraissent généralement indurés avec formation de biotite ; plus rarement, andalousite et cordiérite apparaissent. En enclaves dans la granodiorite, ces porphyroïdes à muscovite, biotite, sillimanite et feldspath potassique, ont tendance à fondre. C'est semble-t-il aussi le cas entre Morlhon-le-Vieux et la limite nord-est du pluton de Sanvensa et aux abords des anciennes mines de la Baume, au Sud-Est de Villefranche. Loin des plutons, et dans les porphyroïdes en particulier, on observe une tourmalinisation générale.

Les *porphyroïdes œillés* sont des gneiss à matrice fine dont les yeux sont des clastes de feldspath centimétriques légèrement fusiformes ou des clastes de quartz bleuté souvent corrodés et légèrement étirés dans la foliation. En lame mince, le feldspath est généralement du microcline perthitique aux contours parfois automorphes. Le quartz, à extinction onduleuse marquée, semble plus déformé. Le fond de la roche, de teinte claire, se compose essentiellement de quartz, de feldspath alcalin, de rare oligoclase et en quantité variable de chlorite, muscovite, et parfois de biotite plus fréquente que dans les faciès fins. Cette biotite n'est pas nécessairement d'origine magmatique car ces faciès œillés se situent dans les domaines les plus métamorphiques de la carte. Grenat, apatite et zircon sont, avec quelques opaques, les minéraux accessoires les plus fréquents.

Tous les intermédiaires existent entre les deux faciès décrits ci-dessus, et le tracé de leur limite cartographique est rendu délicat. Ce passage continu et les enclaves de métapélites sont des arguments en faveur de l'hypothèse selon laquelle les porphyroïdes seraient d'origine volcanique.

$O\zeta N$, $O\zeta$. **Orthogneiss œillés des séries charriées.** L'extrémité nord d'un massif de gneiss leucocrates dérivant du métamorphisme et de la déformation d'anciens leucogranites, largement développés au Sud (notamment sous le château de Najac ; Collomb 1970), affleure à l'Ouest de Sanvensa. Ils forment une bande de quelques hectomètres de large qui s'allonge depuis le Nord de Villefranche où elle est tranchée par des failles satellites du décrochement majeur, jusqu'au contact du pluton de Sanvensa, au Sud de la feuille. Ce sont des roches compactes résistantes, de teinte claire, jaunâtre à gris assez sombre, chargées d'amandes fusiformes de quelques millimètres de long dans un fond à grain fin où brillent des paillettes micacées. Ces yeux sont constitués d'un monocristal d'albite ou de feldspath potassique faiblement perthitique et des amandes quartzieuses polycristallines, contenant éventuellement un peu de feldspath potassique. La taille moyenne du grain varie d'un affleurement à l'autre suivant l'intensité de la déformation, les faciès les plus fins dominant sur la feuille Villefranche. Au microscope, on constate que le quartz interstitiel domine dans la composition minéralogique, ce qui est un effet du métamorphisme de contact. Les feldspaths brisés et déformés sont du microcline et de l'albite perthitique, relictuels de la paragenèse magmatique initiale et montrant une surcroissance tardive. La muscovite, dans la composition chimique de ces roches, manifestement primaire pour l'essentiel des cristaux, est plus abondante que la biotite profondément chloritisée. Zircon, ilménite, rutile, apatite, leucoxène et tourmaline sont accessoires.

Les orthogneiss œillés se séparent en deux corps distincts par leur couleur (le corps inférieur, dit de Villefranche, est le plus clair) et que nous attribuons à l'unité charriée de Najac. Dans la partie méridionale de la carte, l'orthogneiss de Villefranche est coincé entre l'unité de Najac et les séries attribuées au parautochtone ; c'est pourquoi nous avons tendance à le rattacher à l'échelle inférieure de la klippe de Najac (Burg *et al.*, 1986). La forte teneur en potassium dans la composition chimique de ces roches, les différences des porphyroïdes plus riches en sodium. Le massif supérieur ($O\zeta N$), dit « orthogneiss de Najac », est un leucosyéno granite à gros grain plus pauvre en biotite que le massif intermédiaire ($O\zeta$) qui est un monzogranite à grain plus fin que le massif supérieur.

δ . **Amphibolites des séries charriées.** De minces et rares lentilles basiques se rencontrent au sein des paragneiss et des orthogneiss qui appartiennent à la klippe de Najac. Ce sont des roches sombres, à grain fin, mais la présence de minces lits feldspathiques plus clairs peut leur donner un aspect rubané. Au microscope on note une intense recristallisation, tous les minéraux étant secondaires, à l'exception peut-être d'un plagioclase anti-perthitique. La composition minéralogique comprend en proportions variables un plagioclase acide, de la clinzoïsite, une amphibole actinoli-

tique (parfois en rosettes), du grenat en petits cristaux automorphes, une chlorite et un peu de biotite, de l'apatite, du quartz, et des traînées de minéraux opaques. L'origine de ces roches est certainement liée à celle de l'ensemble basique de Najac.

Roches magmatiques tardi- et post-orogéniques

Une grande partie du territoire de la carte Villefranche, à l'Est de la faille, est occupée par deux plutons de composition différente distingués par P. Collomb (1970) : le massif de Peyrusse au Nord de l'Aveyron, et celui de Sanvensa, au Sud. Ces plutons se sont mis en place après les événements tectono-métamorphiques majeurs. De façon générale, ils sont profondément arénisés et les affleurements frais sont rares. L'âge de ces roches et des filons associés n'est pas connu avec certitude, aucune mesure récente n'ayant été faite depuis les datations à 290-300 Ma par L. Delbos *et al.* (1964-1965).

γ^4 . **Granodiorite de Sanvensa.** Le degré d'altération est tel que ce massif est mal représenté à l'affleurement. Il est observé uniquement dans de rares ravins qui le découpent et dans quelques tranchées suffisamment profondes pour dépasser la zone arénisée souvent plurimétrique. La roche, dont l'aspect est uniforme sur l'ensemble du pluton, présente une teinte gris bleuté à la cassure ; de texture grenue, à grain assez fin (1 à 2 mm), elle est constituée (Collomb, 1970 : p. 380) de quartz (25 à 30 %), orthose (15 à 20 %) parfois faiblement perthitique, plagioclase bien maclé et fortement zoné (An 25 en périphérie, à An 50 au cœur), biotite (10 %) qui peut présenter un début de chloritisation et contient souvent des inclusions de zircon et d'apatite et, localement (l'Ortal, au Nord-Ouest de La Bastide-l'Évêque), hornblende verte souvent épigénisée en biotite. Myrmékite, ilménite, et leucoxène, sont les principaux accessoires. Mentionnons à l'intérieur des faciès plus leucocrates, en particulier vers la bordure, et dans la région de Cabanes (au Nord de La Bastide-l'Évêque), les porphyroblastes centimétriques de feldspath potassique. Les enclaves sombres, petites et relativement peu nombreuses loin des contacts, sont à grain très fin et riches en biotite.

Le report des compositions modales sur le diagramme de Streckeisen (1967) ainsi que des compositions normatives d'après la composition chimique (analyses 1 et 3, en annexe) sur le diagramme de O'Connor (1965), permet de classer le pluton de Sanvensa parmi les granodiorites.

γ^{3CA} . **Granite monzonitique de Peyrusse-le-Roc.** Ce massif doit son nom à la localité de Peyrusse-le-Roc sur la carte Figeac au Nord de celle de Villefranche. Moins homogène que celui de Sanvensa, il a une teinte rosée à l'affleurement et grise à la cassure ; les faciès porphyroïdes sont fréquents

et les cristaux de feldspath potassique, presque automorphes, peuvent atteindre 5 à 6 cm et montrer la macle de Carlsbad dans un fond à grain irrégulier mais ne dépassant guère 3 à 4 mm. La biotite est plus abondante au cœur du massif (zonation magmatique à l'échelle du pluton). Au microscope, on constate que les porphyroblastes de feldspath potassique incluent les autres minéraux ; ils peuvent être légèrement perthitiques et développent un peu de myrmékite au contact avec le plagioclase plus ou moins damouritisé, zoné de façon irrégulière (la teneur en anorthite varie de 40 % au cœur des grains, à 20 % en périphérie). Le quartz a une extinction ondulante ainsi que les cristaux de biotite, en voie de chloritisation, qui contiendraient (Collomb, 1970) moins d'inclusions de zircon que celles de la granodiorite de Sanvensa. La présence de muscovite est discrète mais constante, ce qui traduit le caractère plus acide de ce pluton. Zircon, ilménite, apatite et leucoxène sont les principaux accessoires.

L'analyse chimique 2 (en annexe) montre qu'il s'agit d'un granite monzonitique leucocrate, ce que confirme le calcul de la norme CIPW (Boutin, 1987).

γ_t^{3AL} , γ_t^{3AL} . **Leucogranites à biotite.** Dans l'angle sud-est de la feuille apparaît un massif de leucogranite profondément altéré à l'affleurement, qui se développe plus largement sur la feuille adjacente Rieupeyroux. Il présente deux faciès emboîtés dont les limites sur le terrain sont assez floues.

Le premier de ces faciès (γ_t^{3AL}) forme une auréole entre le faciès principal (γ_t^{3AL}) et la granodiorite de Sanvensa. Il s'agit d'une roche de teinte claire, gris-beige à l'altération, mouchetée de mica noir ; la structure est équate. Le quartz abondant se présente en plages polycristallines baignant les autres minéraux. Les feldspaths sont un plagioclase acide faiblement zoné, dominant, et de l'orthose perthitique. La biotite est le mica principal, mais quelques lames de muscovite primaire sont présentes. On note l'existence assez fréquente de cristaux automorphes de cordiérite, actuellement épigénisés par un enchevêtrement de mica blanc et de chlorite, ce qui, en l'absence d'analyse chimique, permet de reconnaître le caractère alumineux de ce granite.

Le faciès principal (γ_t^{3AL}) est celui d'un leucogranite potassique à muscovite et tourmaline. Il n'occupe qu'une faible étendue, tout à fait au Sud-Est de la feuille. Il constitue quelques petits corps allongés, d'allure filonienne, à l'intérieur même de la granodiorite de Savensa à laquelle il est donc sans doute postérieur. Cette roche à peu près fraîche est visible dans la carrière de Rieuprésens (à la limite orientale de la feuille) naguère exploitée pour l'empierrement. Elle est à grain fin, de teinte pratiquement blanche, légèrement grisâtre ou rosée suivant les points. La composition minéralogique comprend de l'albite faiblement zonée (An 5-10) en cristaux sensiblement

automorphes mais communément brisés et soudés par de l'albite limpide et une mosaïque de quartz et microcline, un feldspath potassique perthitique xénomorphe montrant en quelques endroits le quadrillage microcline, du quartz xénomorphe et fortement déformé baignant dans les autres cristaux, de la muscovite assez peu abondante en lames déchiquetées, très peu de biotite, de petites baguettes de tourmaline brune, de l'apatite enfin assez fréquente.

La composition chimique d'un échantillon frais (prélevé à la carrière du puech de Leguo, en bordure de la RD 911, sur la feuille Rieuepeyroux) est fournie par l'analyse 4 (cf. annexes). Il s'agit d'un leucogranite aluminopotassique.

η^M . **Monzodiorite du Pont-de-Vézis.** Les formations entaillées par les gorges de l'Aveyron aux environs du Pont-de-Vézis sont représentées pour une bonne part par des roches de teinte sombre, massives et résistantes, qui se désagrègent en boules et fournissent une arène par altération. Vers la bordure de ces roches, la microstructure grenue devient orientée, ce qui a conduit P. Collomb (1970) à les considérer comme des gneiss basiques. R. Boutin (1987) a montré qu'en réalité ils n'ont aucun rapport pétrologique et structural avec les formations basiques de Najac ou celles des séries parautochtones. Minéraux clairs et sombres sont mêlés, sans foliation et sans trace de déformation nette : l'orientation de bordure doit être interprétée en termes de fluidalité magmatique, ce qui est cohérent avec la structure granoblastique équi-granulaire (grain moyen de 1 mm) et l'aspect uniforme de ces roches. On remarque par endroits que les lames enchevêtrées de plagioclase témoignent d'une structure doléritique.

La composition minéralogique varie de façon continue suivant les affleurements. Le faciès le plus courant est à biotite xénomorphe, fréquemment à hornblende (surtout verte, quelques cristaux de hornblende brune rélictuelle ont été observés) partiellement épigénisée en biotite. Ces deux minéraux ferromagnésiens sont toujours associés au quartz en proportion assez faible (10 %), au plagioclase (environ 25 %) nettement zoné (An 75-85 au cœur, 40-50 en périphérie), parfois de l'orthose, de la muscovite, de la chlorite formée tardivement par altération de la biotite, et de l'épidote. Sphène, myrmékite, ilménite, monazite et allanite sont plus rares ; le zircon automorphe, particulièrement bien développé, inclut de la hornblende verte automorphe et du plagioclase. Cette blastèse tardive du zircon s'explique par une recristallisation attribuée aux effets de contact des plutons de Peyrusse et de Sanvensa.

L'étude des compositions modales ainsi que les compositions normatives calculées à partir des analyses chimiques de P. Collomb (1970 ; cf. annexes, analyses 19 et 20), sur les diagrammes de Streckeisen (1967) et de O'Con-

nor (1965) révèle que ces roches se situent dans la même lignée de différenciation magmatique que les plutons de Sanvensa et Peyrusse. Ceci permet de supposer que l'ensemble des granitoïdes de Villefranche est le résultat de la mise en place successive de venues magmatiques de plus en plus différenciées provenant d'une même source. La monzodiorite du Pont-de-Vézis correspondrait aux termes les moins différenciés tandis que les leucogranites seraient les termes ultimes de la série. Cette interprétation a l'avantage d'expliquer les âges très rapprochés obtenus par la méthode Rb/Sr par L. Delbos *et al.* (1964-1965).

Roches filoniennes

De nombreux filons recourent les terrains métamorphiques et les bordures des plutons, en particulier celui de Peyrusse. Ils sont particulièrement abondants à l'Est et au Nord-Est de Villefranche-de-Rouergue, dans les gorges de l'Aveyron et de l'Alzon. Leur puissance varie de quelques décimètres à quelques décamètres ; seuls les plus épais sont reportés sur la carte. La plupart des filons sont subverticaux et sensiblement parallèles entre eux, orientés NNW-SSE à NW-SE ; les autres directions et attitudes sont plus rares. Il est difficile d'établir une chronologie relative de la mise en place des différents types filoniens. Dans leur ensemble, ils sont postérieurs à la cristallisation des plutons de Sanvensa et Peyrusse qu'ils recourent avec un contact assez net. Faute de meilleur argument, on les classera en fonction de leur texture et de leur composition, bien que tous les intermédiaires compositionnels existent entre ces différents filons.

γ . Aplites, leucogranites. Les *aplites* forment des filonnets de quelques centimètres d'épaisseur dans le monzogranite de Peyrusse et au voisinage immédiat de ce pluton. Toujours claires, elles sont constituées d'un assemblage finement grenu de quartz, orthose et plagioclase, avec peu de mica blanc et parfois grenat (la Gasse).

Les filons de *leucogranites* diffèrent pétrographiquement assez peu de celui qui constitue le massif qui affleure dans le coin Sud-Est de la carte (γ_t^{3Al}), au sein de la granodiorite de Sanvensa. La roche de teinte claire est constituée de quartz, albite, orthose plus ou moins perthitique et microcline, muscovite, apatite, tourmaline, et rarement grenat.

$\mu\gamma$, $\mu\gamma\rho$. Microgranites et microgranites à texture granophyrique. L'ensemble filonien $\mu\gamma\rho$ est nettement distinct des autres par la couleur rosée à l'affleurement et la présence de phénocristaux de plagioclase zoné et de biotite plus ou moins chloritisée. La mésostase où les associations micropegmatitiques (granophyres) sont fréquentes, est riche en quartz et feldspath potassique.

Le filon leucocrate $\mu\gamma$ est caractérisé par sa teinte gris clair et les phénocristaux automorphes de feldspath potassique. Il s'étend sur environ 4 km depuis l'Est de Villefranche-de-Rouergue jusqu'aux abords de Morlhon-le-Vieux, parfois bordé par une roche, microgranodiorite doléritique, à hornblende brune, qui contient des esquilles du microgranite. Les phénocristaux de quartz corrodé, oligoclase et feldspath potassique sont millimétriques. La mésostase est fine et contient du quartz souvent automorphe associé à de l'orthose et un peu de muscovite.

Zones à pegmatites. Les pegmatites forment des filons qui peuvent dépasser 100 m de puissance, notamment dans les environs du Pont-de-Vézis, au Nord de La Bastide-l'Évêque, recoupant souvent les limites du monzogranite de Peyrusse ; les cristaux ont, de façon caractéristique, une taille de plusieurs centimètres, en particulier la tourmaline. Elles sont mentionnées ici à titre descriptif et apparaissent dans l'ensemble des zones filoniennes et granitiques. Leur tracé, difficile car mal réglé, a été volontairement négligé sur cette carte car ils en rendraient la lecture trop confuse.

ρ . Rhyolites, rhyodacites et laves de composition intermédiaire. Les microgranites de type $\mu\gamma\rho$ passent souvent à des faciès rhyolitiques et/ou dacitiques dont la mésostase très fine contient des sphérolites de verre dévitrifié. Leur minéralogie est dominée par le quartz golfé, le feldspath potassique et plagioclase albitique en phénocristaux. Les ferromagnésiens sont concentrés dans la biotite généralement chloritisée. Dans les filons de composition intermédiaire, la basicité du plagioclase est andésitique mais les ferromagnésiens restent représentés par les mêmes phases minérales, et accidentellement par de la hornblende.

η . Diorites, diorites quartzifères, gabbros. Les diorites forment un petit massif à l'entrée du méandre recoupé de Mousset (au Nord de La Bastide-l'Évêque). La roche a une teinte assez sombre à la cassure et se désagrège en boules revêtues d'une patine ocre. La structure est équante et l'on distingue à l'œil nu les cristaux d'amphibole pouvant atteindre 5 mm dans une matrice grenue, plus fine, où domine le plagioclase. Au microscope, le plagioclase est une andésine-labrador presque automorphe, maclée et peu zonée, souvent altérée en produits micacés, et une albite limpide, interstitielle. La hornblende qui tend à s'épigéniser en biotite constitue de grands cristaux pœcilitiques et des grains plus petits participant à la composition de la matrice. L'ilménite paraît primaire.

Un autre affleurement se trouve près de la ferme de Roumégous, 8 km en amont de Villefranche-de-Rouergue, dans la vallée de l'Aveyron. De teinte verte très sombre, sa structure est grenue et équigranulaire. Sa composition modale est 38 % de hornblende verte, 30,5 % de plagioclase parfois damou-

ritisé et saussuritisé, maclé et zoné (An 60 au coeur, 35 en périphérie), 20 % de biotite qui dérive le plus souvent de la hornblende, 9,5 % de quartz en plages xénomorphes et polycristallines, et 2 % de muscovite, apatite, sphène et minéraux opaques.

Sur la rive gauche de l'Aveyron, en face de la ferme de Roumégous, un pointement de gabbro est trop petit pour être cartographiable. Dans un fond gris sombre, on distingue quelques phénocristaux de plagioclase basique (An 80) fortement altéré et entouré d'une couronne albitique, et de pyroxène incolore et orthorhombique en voie de remplacement par de la hornblende, et de la biotite.

Des lentilles basiques à rapprocher de ces faciès forment, en particulier au voisinage de Morlhon, des petites intrusions dans des porphyroïdes à grain fin (l'Estang-Roux, Durcu). Elles sont connues par les agriculteurs pour être particulièrement dures, une qualité qui leur a valu d'être exploitées pour la construction en pierre d'angles des fermes avoisinantes. De teinte généralement claire, verte plus ou moins jaunâtre à l'affleurement, ces roches sont finement foliées à leur bordure, mais il s'agit encore d'une fabrique magmatique (parfois franchement doléritique au cœur des filons) et en aucun cas ces roches peuvent être rapprochées des roches basiques métamorphiques. La hornblende brune auréolée de biotite est le minéral dominant, accompagné en proportion variable d'un plagioclase relativement acide (andésine zonée), d'un peu de quartz, de chlorite d'altération, de séricite, de sphène, d'ilménite parfois d'apatite, avec leucoxène, hydroxydes de fer et calcite d'altération. Ces minéraux s'accompagnent parfois de clinopyroxène augitique relictuel. Signalons encore, dans une lentille située 1 km environ au Sud de Morlhon, les amandes décimétriques constituées de pyroxène associé à une scapolite dans un fond de plagioclase largement recristallisé. La présence d'amphibole brune pargasitique et de clinopyroxène suggère que ces magmas ont pu commencer à cristalliser dans des conditions profondes, voire du faciès granulite ; à l'appui de cette remarque, P. Collomb (1970) signale des faciès gabbroïques à orthopyroxène probablement similaires à ceux signalés sur la rive gauche de l'Aveyron.

μη. **Microdiorites, microdiorites quartzifères, microgranodiorites.**

On a regroupé sous ces termes des roches sombres à phénocristaux de plagioclase saussuritisés ou calcitisés, dont la taille et l'abondance varient suivant les filons. Ces plagioclases sont zonés, le cœur est plus calcique que la périphérie, et les teneurs variables impliquent les différences de composition globale et la terminologie pétrographique énoncée en titre. Les minéraux ferromagnésiens sont surtout de la biotite partiellement chloritisée, et de la hornblende souvent épigénisée en biotite et chlorite et semblant pseudomorphoser un pyroxène. La mésostase, au plagioclase dominant, a parfois

une structure doléritique. Quartz (représenté seulement dans les termes les plus acides), apatite, ilménite, épidote, magnétite et leucoxène secondaires sont les accessoires les plus fréquents.

v². **Faciès lamprophyriques (kersantites).** Certains filons, de même composition que les précédents, tendent vers des aspects lamprophyriques et sont généralement de type kersantite. Résistants à l'érosion, ils apparaissent souvent en relief et ont été exploités en carrière pour l'empierrement et le gravillon.

Deux ou trois filons, dont le plus important est situé sur la rive droite de l'Aveyron, près du moulin de Recoules, ont des caractères particuliers. À côté des phénocristaux automorphes de biotite, on remarque des cristaux arrondis de hornblende brune, verdie à sa bordure. Le plagioclase est chargé de gouttelettes de feldspath potassique. Dans la mésostase, des micropegmatites forment des bourgeons dont les filaments de quartz et de feldspath potassique irradient autour d'un petit cristal central de quartz automorphe.

Q. **Quartz.** Des filons de quartz d'épaisseur variable ont été reconnus en plusieurs endroits de la feuille et forment presque toujours des reliefs marqués (« murs »). Il faut signaler la grande fracture WNW-ESE qui au Sud de la feuille se prolonge vers l'Est sur la feuille Naucelle en traversant gneiss, granodiorite, leucogranite et schistes depuis la faille de Villefranche jusque dans un encaissant varié. Ces filons peuvent contenir de la barytine, des sulfures (galène argentifère, pyrite, chalcopryrite), des métaux (cuivre altéré en malachite et azurite), des oxydes de fer et de manganèse. Les sulfures ont été autrefois exploités pour l'argent et le cuivre.

L'âge de ces filons est postérieur au Lias qui est recoupé par l'un au moins de ces filons à l'Ouest de la faille de Villefranche, à Sautou, sur la feuille Najac. Il est antérieur aux derniers jeux de cette faille qui les recoupe.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Trias-Jurassique (fig. 1)

Les terrains post-hercyniens les plus anciens représentés à l'affleurement ou dans les rares sondages réalisés sur le territoire de la feuille, appartiennent au Trias. D'après ce que l'on connaît de la subsurface sur les feuilles voisines par sondage ou exploration géophysique, il est vraisemblable que le Permien soit présent en profondeur dans une partie au moins de ce territoire et appartiendrait à un grand bassin du Nord-Est aquitain.

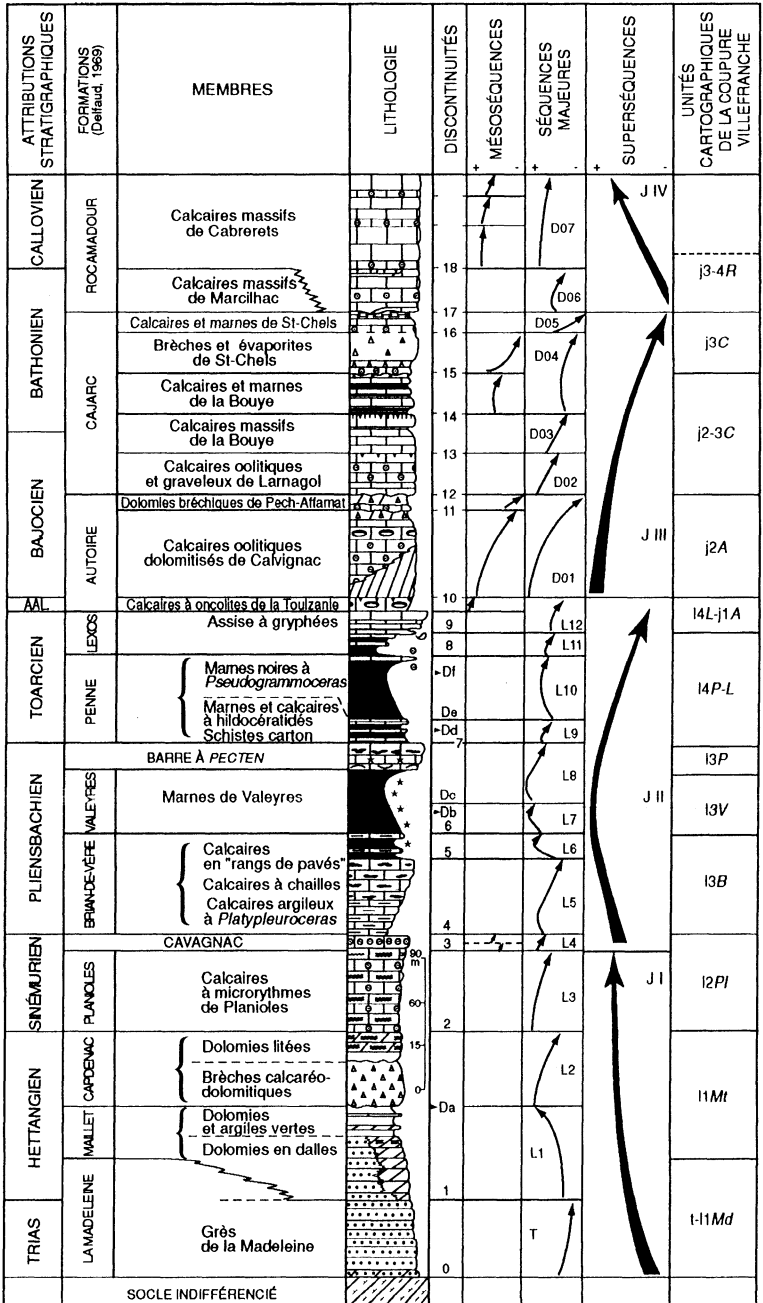


Fig. 1 - Unités lithostratigraphiques et organisation séquentielle du Trias et du Jurassique du Quercy (Cubaynes et al., 1989)

t-11Md. Formation de la Madeleine (Trias–Hettangien basal) : argilites et grès. Cet ensemble détritique vivement coloré, attribué par les anciens auteurs au Trias ou au Rhéto-Trias, a livré plus au Nord (Carrère, 1960 ; Grignac, 1983) des microflores indiquant pour sa partie supérieure au moins un âge hettangien. À l'ENE (1/50 000 Rieucpeyroux), l'extrême base de la formation a fourni des empreintes végétales (*Otozamites*) et une microflore dépourvue d'espèces triasiques, militant pour un âge également hettangien. Plus au Sud-Ouest en revanche, (1/50 000 Nègrepelisse) et au Sud en Grésigne, on a décrit dans le même ensemble des microflores du Trias supérieur (Boutet, 1981 ; Grignac, 1983).

On admet donc que ces faciès hétérochrones précèdent la progression de la transgression mésozoïque sur la marge du Massif central, avec des âges évoluant de Trias supérieur au Sud, Trias terminal et/ou Hettangien basal ici, et Hettangien inférieur (voire moyen) au Nord-Est.

La puissance de l'ensemble évolue dans le même sens avec un maximum au Sud (et Sud-Ouest), 50 m environ dans la vallée de l'Assou, 25 à 40 m à Saint-Igest. Plus à l'Est (casse de Montbazens) et au Nord (région de Nausac, 1/50 000 Figeac) la formation peut localement se réduire à quelques mètres, voire disparaître.

La succession, variée dans le détail, comprend une alternance de faciès fluviatiles : grès moyens ou grossiers, grès à dragées, conglomérats à quartz dominant, et de faciès de plaine d'inondation : argilites lie-de-vin, argilites gréseuses et horizons dolomitiques ou grésodolomitiques.

• **Argilites bariolées** (t-11Md(11)). Quand les conditions d'affleurement sont favorables, on peut individualiser au sommet de la série un ensemble relativement constant, d'une vingtaine de mètres d'argilites verts et rouges à minces bancs de dolomie ocre ou blanchâtre, et à peu près dépourvu d'horizons gréseux.

Cet ensemble sommital se retrouve avec des caractéristiques et des puissances voisines dans une grande partie du détroit de Rodez, où il lui arrive quelquefois de surmonter directement le substratum anté-mésozoïque.

11Mt. Formations du Maillet et de Capdenac (Hettangien) : dolomies. La limite inférieure de cette unité qui succède en continuité à l'ensemble détritique de base, a été fixée à la disparition des horizons argileux rouges et des intercalations gréseuses.

Les puissances varient considérablement : de 40 à 100 m dans la région de Saint-Igest, 60 m environ dans la vallée de l'Assou. Vers l'Ouest, au Sud de Saint-Martin-Labouval (1/50 000 Saint-Géry), l'ensemble atteindrait

200 m. Cette série en apparence monotone est constituée par une succession rythmique de séquences élémentaires régressives (bien que le contexte général soit transgressif), de puissance décimétrique à pluridécimétrique, dans lesquelles les faciès évoluent de dolomies bioclastiques localement oolitiques, à des dépôts cryptalgaires puis à des laminites algaires, et enfin à des brèches de dissolution évaporitiques, brèches de dessiccation ou à des argiles vertes ou grises à débris végétaux.

Trois ensembles principaux peuvent être définis dans cette succession de séquences dolomitiques bien réglées, le premier correspondant à la Formation du Maillet, les deux autres à la Formation de Capdenac.

- **Formation du Maillet.** La partie inférieure est caractérisée par la fréquence des intercalations d'argiles vertes (terme sommital de chaque séquence élémentaire). L'ensemble atteint une vingtaine de mètres près de Saint-Igest et une trentaine de mètres au Sud de la feuille. Plus à l'Ouest, le faciès serait progressivement remplacé par des dolomies en dalles d'ambiance moins confinée.

- **Formation de Capdenac.** Le second ensemble est caractérisé par la fréquence des brèches de dissolution évaporitique à faciès « cargneule », soit en intercalation au sommet des séquences, soit en occurrences plus massives. Localement, on rencontre en sondage de l'anhydrite massive (10 m à Saint-Igest). Cet ensemble à tendance évaporitique atteint 30 à 60 m à Saint-Igest et paraît se réduire au Sud (25 m en Grésigne). Il augmente en revanche vers l'Ouest et atteindrait 150 m au sondage de Saint-Martin-Labouval.

La partie sommitale de la série dolomitique présente le faciès commun de dolomies litées ou varvées où les termes les plus régressifs de chaque séquence sont représentés par des faciès de dessiccation à « mud cracks » et brèches de dessiccation, plus rarement par quelques brèches de dissolution cargneuliformes. Vers le sommet apparaissent des faciès plus calcaires amenant la transition avec les dépôts sinémuriens. La puissance varie de 20 à 50 m à Saint-Igest et de 20 à 30 m au Sud de la feuille.

La sédimentation hettangienne traduit des conditions de dépôt de marge lagunaire confinée et un climat chaud et aride conditionnant un assèchement périodique avec formation de bassins évaporitiques côtiers de type sebkha. L'hétérochronisme des formations et la distribution des faciès traduiraient la progression de cette marge de l'Aquitaine vers le Rouergue progressivement submergé.

En dehors des restes de microflore à *Classopollis* et d'algues calcaires, les fossiles sont rares. Plus au Sud, aux abords de la Grésigne, ont été décou-

verts (Durand-Delga et Olive, 1959, *in* Fabre, 1971) quelques lamelli-branches : *Cuneigervilleia* aff. *hagenowi*, *C. rhombica*, *Eumiodon* aff. *menkei*, *Pteromya vaurensis*, *Parallelodon hettangiensis*, *Modiolus hillanus*.

l2Pl. Formations de Planioles et de Cavagnac (Sinémurien) : calcaires et calcaires gréseux. On a regroupé dans cet ensemble les formations de Planioles (Sinémurien inférieur) et de Cavagnac (Sinémurien supérieur = Lotharingien), aisément identifiables ponctuellement mais dont l'individualisation cartographique ne saurait être qu'artificielle du fait de leur puissance extrêmement réduite (quelques mètres).

• **Formation de Planioles (Sinémurien inférieur) : calcaires fins à lits oolitiques.** Au-dessus des derniers horizons à cargneules de l'Hettangien sommital, les couches attribuées sans faune caractéristique au Sinémurien inférieur, présentent une organisation séquentielle comparable mais traduisant un milieu nettement plus ouvert, avec des faciès calcaires lithographiques (micrites) et souvent des brèches de remaniement en base des bancs, puis des faciès oolitiques ou granulaires, des « tapis stromatolitiques » (attribués à l'activité de cyanobactéries) et, en sommet de séquence, des surfaces à ripple-marks, à fentes de dessiccation (et « algal chips ») et dans certains cas, des niveaux à argiles noires et débris ligniteux.

La puissance peut être estimée à 60-70 m aux environs de Villefranche où plusieurs carrières sont ouvertes dans ces niveaux. Elle serait moindre dans la région de Toulonjac où les faciès oolitiques, voire bioclastiques, paraissent plus abondants.

En général, la série finement stratifiée est terminée par une surface durcie et/ou perforée.

• **Formation de Cavagnac (Sinémurien supérieur) : calcaires gréseux et calcaires oolitiques.** Au-dessus de la discontinuité qui couronne la Formation de Planioles, on attribue au « Lotharingien » un ensemble de calcaires gréseux lités à la base, massifs au sommet avec stratification entrecroisée. L'ensemble, puissant au maximum de 7-8 m, peut se réduire à 2 m et se terminer par une surface perforée. Plus au Nord (1/50 000 Figeac), la découverte à ce niveau d'un *Paltechioceras* (Lefavrais-Raymond *et al.*, 1990) atteste l'appartenance au Sinémurien terminal (Zone à *Raricostatum*).

l1-2. Lias inférieur carbonaté indifférencié. Dans la région de Saint-Igest on n'a pu distinguer les divers horizons de l'Hettangien au Sinémurien, regroupés dans le même ensemble où dominent les dolomies litées.

l3B. Formation de Brian-de-Vère (Pliensbachien inférieur) : calcaires argileux, calcaires à chailles, calcaires et marnes à « rangs de pavés ». Cet ensemble, inégalement représenté sur le territoire de la feuille,

surmonte la surface durcie et/ou ferrugineuse du sommet du Sinémurien. Il comprend généralement la succession de trois termes :

- calcaires argileux à *Platypleuroceras* ;
- calcaires à chailles (Zone à Jamesoni et Zone Ibex) ;
- calcaires et marnes à « rangs de pavés » (Zone à Davoici et base de la Zone à Stokesi).

Cette succession est bien observable au voisinage même de l'agglomération de Villefranche avec une puissance de 5 à 10 m et un développement exceptionnel des faciès à chailles. Des puissances similaires se rencontrent vers le NNE dans les sondages de Saint-Igest où dominent les marno-calcaires, et la série pourrait atteindre une vingtaine de mètres au Sud de la feuille. Les puissances relativement modestes de la série et ses variations rapides (pour la partie septentrionale de la feuille du moins), suggèrent un contexte de hauts-fonds tels qu'il en est signalé plus au Nord dans la région de Figeac-Capdenac, et marque une nette opposition avec la Grésigne au Sud où la série, plus homogène, atteint une cinquantaine de mètres.

Les dépôts, riches en macrofaune (céphalopodes, avec les principales formes guides d'ammonites, brachiopodes, échinodermes, lamellibranches) et en microfaune (foraminifères, ostracodes), correspondent, pour la première fois dans la succession jurassique, à des conditions de plate-forme distale franchement marine, et inaugurent la grande séquence d'ouverture du Lias moyen-supérieur.

l3V. Formation de Valeyres (Pliensbachien supérieur) : marnes grises à amalthées. Cet ensemble relativement constant (30-40 m) et homogène, affleure médiocrement sur le territoire de la feuille. Il comprend essentiellement des argilites grises micacées et faiblement carbonatées à la base, devenant à la fois plus carbonatées et plus riches en bioclastes au sommet. Les faunes d'ammonites caractérisent la Zone à Stokesi (déjà représentée dans les derniers horizons des calcaires et marnes à rangs de pavés) et la base de la Zone à Margaritatus (Sous-zone à Gloriosus) dans les argilites de base, la Sous-zone à Gibbosus et la base de la Zone à Spinatum dans les argilites bioclastiques carbonatées du sommet.

La faune est riche en lamellibranches brachiopodes et crinoïdes avec une microfaune abondante de foraminifères et ostracodes.

Les horizons inférieurs des marnes à amalthées, à contexte de vasière circalittorale, correspondraient au maximum d'approfondissement et à l'homogénéisation du bassin quercynois, tandis qu'avec les faciès supérieurs plus bioclastiques s'amorcerait sa déstabilisation.

13P. Formation de la « barre à *Pecten* » (Pliensbachien supérieur) : calcaires roux. Cet ensemble puissant de 15 à 20 m est constitué d'une succession de bancs décimétriques de calcaires bioclastiques à stratification grossière et irrégulière, à altération rousse caractéristique. À la partie inférieure de la formation, les séquences calcaires admettent des intercalations de marnes grises rappelant les faciès de la formation sous-jacente. La fréquence et l'importance de ces intercalations marneuses décroissent progressivement vers le haut où les faciès calcaires deviennent largement dominants. Le sommet de la formation est marqué par la présence d'un ou de plusieurs hardgrounds ou surfaces durcies et perforées à croûte ferrugineuse.

L'ensemble est caractérisé par l'abondance des pectinidés (*Pseudopecten aequivalvis* notamment) souvent de grande taille et bien conservés, des bélemnites et des brachiopodes (*Lobothyris punctata*) et une microfaune de foraminifères abondante. Les débris d'échinodermes constituent l'essentiel du matériel bioclastique.

À partir de Saint-Igest, vers le Sud, les calcaires de la « barre à *Pecten* » sont envahis par un faciès d'oolite ferrugineuse lie-de-vin, l'« oolite de Veuzac » (Dufrenoy et Elie de Beaumont, 1848). Ce faciès souvent lumachellique se développe parallèlement à la faille de Villefranche sur une largeur de 4 à 5 km et s'atténue ou disparaît vers l'Ouest à partir de Savignac et Sainte-Croix. L'orientation des lignes de faciès suggère une activité syndométrienne de l'accident de Villefranche.

Ces dépôts de moyenne énergie marquent un retour à des conditions infralittorales de faible profondeur. La faune d'ammonites au demeurant peu abondante permet de caractériser à la base le Domérien supérieur (Zone à *Spinatum*) et, à l'extrême sommet, le Toarcien basal (Zone à *Tenuicostatum*, Sous-zone à *Paltus*).

En raison des conditions très médiocres d'affleurement, les limites cartographiques de cet ensemble ne sont qu'approximatives, en particulier à sa base arbitrairement fixée à l'apparition des premières occurrences calcaires notables. Celles-ci, en fait, appartiendraient paléontologiquement à la formation sous-jacente.

14P-L. Formations de Penne et de Lexos p.p. (Toarcien) : « schistes carton » et marnes grises. Cet ensemble essentiellement marneux affleure très médiocrement et ce n'est qu'à la faveur de quelques excavations artificielles, travaux routiers ou anciennes exploitations pour briqueterie, et de rares forages, que son contenu peut être observé. Trois termes principaux y peuvent être distingués.

- À la base, les « **Schistes carton** » de puissance métrique (1,5 à 2 m), à faciès classique d'argilites schisteuses finement stratifiées riches en matière organique et pyrite. L'ensemble débute le plus souvent par un horizon de calcaire gris-noir organogène et micacé (Horizon à *Elegantulum*) et admet de minces intercalations calcaires micritiques. La faune comprend des restes de poissons, des lamellibranches (*Propeamussium pumilus*) et quelques ammonites : *Harpoceratoides* gr. *strangwayesi* et *Hildaites* sp. (Cubaynes, 1986). À Saint-Igest, en sondage est rencontré un faciès biodétritique à oolites phosphatées.
- À la partie moyenne, l'ensemble des « **marnes et calcaires à hildocératidés** », puissant de 10 à 15 m, comprend surtout une succession de marnes grises homogènes dont le tiers inférieur s'intercale de multiples horizons centimétriques à décimétriques de marno-calcaires plus ou moins bioclastiques et localement à oolites phosphatées. Les ammonites abondantes caractérisent les zones à Bifrons et Variabilis.
- À la partie supérieure, les « **Marnes noires à Pseudogrammoceras** » constituent une succession monotone de 25 à 40 m de marnes gris sombre finement litées et micacées. Vers le haut, un horizon à concrétions pyriteuses et à miches calcaires constitue un bon repère régional. L'ensemble se termine par quelques niveaux à oolites ferrugineuses et un horizon de calcaire bioclastique ferrugineux à concentrations de bélemnites, tronqué par un hard-ground. Cet horizon repère à *P. fallaciosum* constitue la limite entre les formations de Penne et Lexos. Les faunes abondantes d'ammonites caractérisent essentiellement la Zone à Bonarelli avec au sommet l'Horizon à *Fallaciosum*.

La succession se termine par quelques mètres de marnes micacées noires ou grises qui s'enrichissent vers le haut en intercalations de calcaire argileux. Ces niveaux, peu différents lithologiquement des assises précédentes, constituent en fait la base de la Formation de Lexos sus-jacente (zones à *Dispansum* et *Pseudoradosa*).

l4L-j1A. **Formation de Lexos p.p. – Formation d'Autoire p.p. (Toarcien terminal – Aalénien) : assise à gryphées et calcaires à oncolites.** On a regroupé dans cette unité deux ensembles qui s'intercalent entre le talus marneux du Toarcien et la corniche calcaire du Dogger. De puissance trop réduite (3 à 10 m au total) pour que l'on puisse les individualiser cartographiquement, ils sont en revanche bien caractérisés paléontologiquement, et comprennent l'« assise à gryphées » (partie supérieure de la Formation de Lexos, Toarcien terminal : Zone à *Aalensis*) et les « calcaires à oncolites » (base de la Formation d'Autoire, Aalénien inférieur et moyen : Zone à *Opalinum*).

- L'**assise à gryphées** est constituée d'une succession de marnes et calcaires argileux en bancs décimétriques riches en gryphées (dont *G. sublobata*), brachiopodes (dont *Homeorhynchia cynocephala*), et ammonites abondantes au sommet de l'assise. Celle-ci se termine en général par un niveau à faune remaniée de la Sous-zone à Buckmani. Les oolites ferrugineuses sont fréquentes. Tous les horizons paléontologiques de la Zone à Aalensis sont représentés, les horizons sommitaux (Lugdunense et Buckmani) étant souvent très condensés.

Une tendance à l'épaississement se manifeste d'Ouest en Est entre Laumière (1-2 m) et Saint-Rémy (5-7 m), et vraisemblablement du Nord au Sud. Localement, l'assise à gryphées peut faire totalement défaut comme à Janas près de Promilhanes et dans la zone de Saint-Igest le long de la faille de Villefranche.

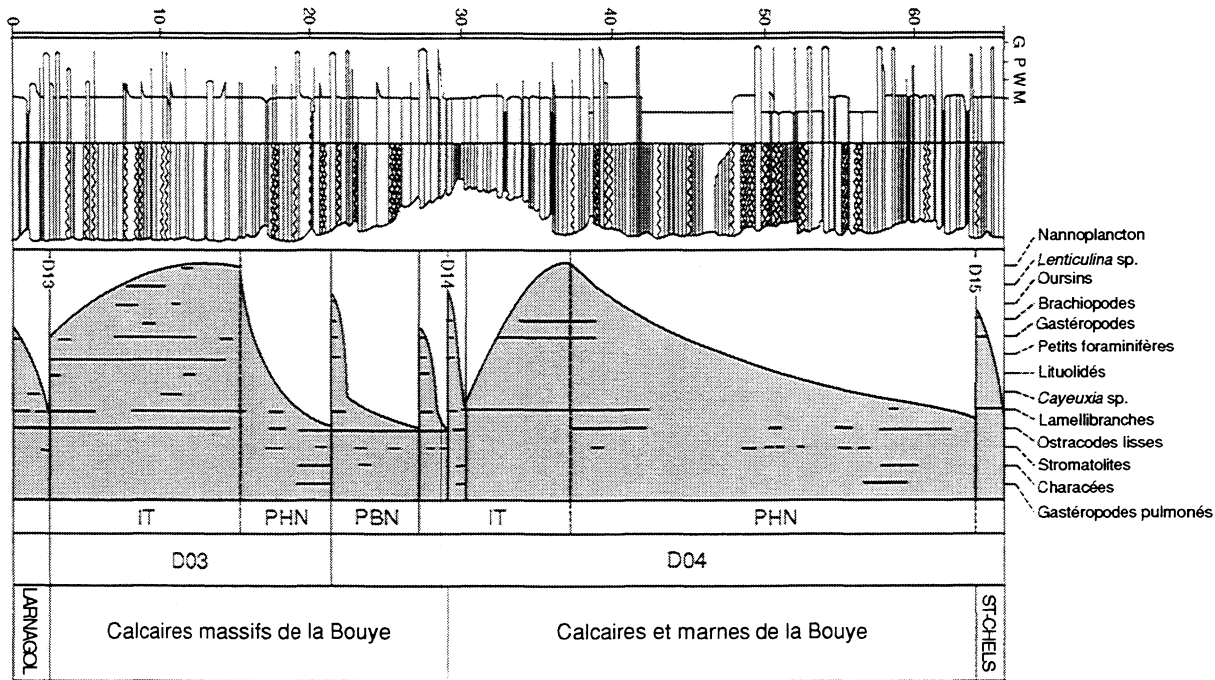
- Les **calcaires à oncolites**, caractérisés notamment par *Leioceras opalinum*, *L. opaliniforme*, et dans la vallée du Lot (Pélissié, 1982) *Monsardithyris trilineata* (Aalénien inférieur et moyen), comprennent en général 2 à 4 m de calcaires bioclastiques à lamellibranches remaniés où persistent à la base les mêmes gryphées que dans l'assise précédente, et où se multiplient vers le haut de petits nodules algaires (oncolites). Ces faciès de plus haute énergie que l'assise à gryphées sont en outre caractérisés par de nombreuses figures de tempête indiquant un milieu marin ouvert médio- à infralittoral. Les calcaires à oncolites se terminent localement par 1,5 m de dolomie microcristalline à nodules de calcite et de quartz avec un niveau sommital à géodes de calcite et quartz bipyramidé.

L'ensemble manifeste une tendance à l'amincissement en direction de la faille de Villefranche et disparaît pratiquement à partir de Saint-Rémy et, dans tout le secteur Farrou-Saint-Igest, le Bajocien repose directement sur des faciès marneux du Toarcien où l'assise à gryphées n'est identifiée que très localement et avec doute.

j2A. Formation d'Autoire, membres de Calvignac et de Pech-Affamat (Bajocien inférieur ?) : calcaires oolitiques et dolomie « roucat ». Cet ensemble débute par 40 à 50 m de calcaires oolitiques (Membre de Calvignac) autrefois exploités à Mauriac, avec en général à la base des faciès de dolomie cristalline rougeâtre, le « roucat ». Il se poursuit (Membre de Pech-Affamat) par 15 à 20 m de calcaires granulaires à laminations entrecroisées surmontées de micrites à fenestras, à lentilles de lignite, paléosols et dolosparites bréchiqes à nodules de calcite fibroradiée.

Cet ensemble, tronqué à son sommet par une belle discontinuité (D12 intra-bajocienne) particulièrement visible du Sud du mas de Mouysset (558,8 - 238,2), est attribué au Bajocien inférieur (Cubaynes *et al.*, 1989).

Fig. 2 - Coupe de la Bouye



j2-3C. **Formation de Cajarc, membres de Larnagol et de la Bouye (Bajocien supérieur-Bathonien inférieur) : calcaires et calcaires argileux.** Une des coupes de référence de cette formation est située sur le territoire de la feuille Villefranche : la Bouye (501,85 - 239,4 à 561,65 - 239). Cette coupe (fig. 2) concerne les deux tiers supérieurs de l'ensemble dont la base affleure médiocrement mais avec des faciès identiques à ceux décrits plus au Nord-Ouest (1/50 000 Saint-Géry) par T. Pélissié (coupe de Larnagol) :

- un premier terme (« **calcaires de Larnagol** ») comprend une succession variable latéralement de calcaires oolitiques ou graveleux à intraclasts, de micrites parfois à laminations, quelques niveaux ligniteux, des laminites et des brèches de dessiccation. L'ensemble est organisé en séquences souvent tronquées et se termine par un hardground (discontinuité D13) ;
- un second terme (« **calcaires massifs de la Bouye** ») est constitué de calcaires micritiques en bancs métriques souvent terminés par des hardgrounds et comportant sur le sommet de fréquentes intercalations stromatolitiques, puis des faciès d'eau douce à microbrèches, calcaires crayeux à gastéropodes pulmonés et characées (discontinuité D14) ;
- un troisième terme (« **calcaires et marnes de la Bouye** ») comprend des calcaires à laminations algaires, des alternances de calcaires et de marnes à brachiopodes, puis des calcaires recristallisés, des laminites, des microbrèches à cailloux noirs, des micrites à pseudomorphoses d'évaporites renfermant parfois des chailles et des marnes à nodules de calcite fibroradiée. La partie sommitale plus marneuse de cet ensemble se traduit par un net replat morphologique jalonné par un certain nombre de sources dont la Roucalière à Anglars (563,3 - 238,75).

Le Membre de la Bouye est interrompu à son sommet par une discontinuité (D15) limitée au seul Quercy et qui paraît d'origine tectonique.

La coupe des termes de la Bouye, avec des séquences de dépôt plus ou moins complètes, illustre bien l'organisation des séries du Dogger quercy-nois au passage Bajocien/Bathonien :

- succédant à une discontinuité discrète (D13), une première séquence (Do3) cyclique mais tronquée à sa base débute par un intervalle transgressif marqué, avec des biomicrites à échinodermes et quelques fines passées argileuses à nannoplancton. Le prisme de haut niveau, formé de calcaires, dolomies et marnes, va jusqu'à l'émersion avec des dépôts à faune et flore dulçaquicoles et des microkarstifications ;
- la seconde séquence (Do4) est plus complète. Après un prisme de bas niveau à dépôts inter- à supratidaux, l'intervalle transgressif débute par deux pulsations traduites par un comblement et séparées par une discontinuité (D14). Viennent ensuite des biomicrites à brachiopodes et nannoplancton couronnées par une surface perforée encroûtée d'huîtres, niveau de conden-

sation traduisant une remontée rapide des eaux. Le prisme de haut niveau est particulièrement développé avec de nouveaux dépôts inter- à supratidaux. Subdivisé en deux sous-ensembles par la discontinuité (D15), il se poursuit au-delà dans les brèches et évaporites du Membre de Saint-Chels.

Le terme médian (calcaires massifs de la Bouye) est daté du Bajocien supérieur par des brachiopodes (*Rugitela lingulata*) et des nannofossiles. Il a livré par ailleurs des oursins (*Acrosalenia pustulosa*).

Les alternances marno-calcaires qui surmontent la discontinuité D14 ont fourni des brachiopodes du Bathonien inférieur (Cubaynes *et al.*, 1989) : *Burmirthynchia termierae*, *Arethyris veziani*, *Tubithyris whatleyensis* et *Millithyris arvierensis*.

j3C. Formation de Cajarc, Membre de Saint-Chels (Bathonien moyen-supérieur) : calcaires à lamines, marnes et brèches évaporitiques. Particulièrement visible sous le village d'Anglars, cet ensemble est très proche de la coupe type décrite par T. Pélissié (1982) à Saint-Chels (1/50 000 Figeac) :

– un premier terme comprend, au-dessus de niveaux oolitiques et de micrites à pseudomorphoses, une trentaine de mètres de calcaire cristallisé massif, mal stratifié dont la structure bréchiq ue est vraisemblablement liée à la dissolution d'évaporites ;

– un second terme, puissant de 25 à 30 m, comprend des calcaires granulaires, des micrites laminées à pseudomorphoses d'évaporites et fenestras, et des calcaires argileux et marnes à faune et flore d'eau douce connues dans tout le Quercy. Ces niveaux émergifs matérialisent une discontinuité majeure (D17) et constituent un horizon imperméable jalonné par de nombreuses sources, notamment sur Saint-Jean-de-Laur.

La base du membre renferme *Kallirhynchia concinna*, brachiopode du Bathonien moyen. Le terme supérieur a livré *Orbitamina elliptica* du Bathonien supérieur (Dépêche, 1968).

j2-3. Bajocien supérieur–Bathonien indifférenciés. Dans la partie orientale de la feuille, les différents membres de la Formation de Cajarc n'ont pas pu être distingués et ont été représentés par un ensemble compréhensif.

j3-4R. Formation de Rocamadour, Membre de Marcihac (Bathonien terminal à Callovien basal ?) : calcaires oolitiques et calcaires micritiques. Cet ensemble largement tronqué par l'érosion constitue le dernier terme de la série jurassique conservée sur le territoire de la feuille. Il débute par quelques mètres, à faciès très variable latéralement, de calcaires oolitiques, de microbrèches, micrites, laminites, et se poursuit par une vingtaine

de mètres de calcaires micritiques massifs en bancs métriques, interrompus par une passée oolitico-graveleuse de puissance très variable.

Ces derniers sont riches en *Trocholina gigantea* et *T. palastiniensis*, tandis que les calcaires massifs livrent à leur base des brachiopodes : *Burmiorhynchia proteiformis*, *Ornithella digonoides*, *Arcethyris diptycha*, *Tubithyris globata*, de rares hexacoralliaires et une microfaune variée : *Pseudocyclamina maynci*, *Pfenderina salernitana*, *Lituonella mesojurasica*, *Trocholina palastiniensis* et *Nautiloculina* gr. *oolithica-circularis*. Cet ensemble faunistique caractérise le Bathonien terminal (Cubaynes *et al.*, 1989), mais le sommet de l'ensemble, azoïque, est peut-être déjà callovien.

Éocène

Des formations continentales variées sont conservées au Nord-Est de la feuille, à la fois sur le socle hercynien du Rouergue et à l'Ouest de la faille de Villefranche sur le substratum mésozoïque.

Deux ensembles principaux ont été distingués : le premier, attribué au Bartonien, est uniquement représenté à l'Ouest de la faille de Villefranche dans le prolongement du bassin d'Asprières (1/50 000 Figeac) ; le second, attribué au Priabonien (Ludien), est présent de part et d'autre de cet accident.

On doit mentionner en outre les dépôts karstiques à phosphorites exploités autrefois vers Saint-Jean-de-Laur et Villeneuve-d'Aveyron. Ces dépôts, avec l'importante faune de vertébrés qu'ils renferment, font la preuve de l'ancienneté de l'évolution karstique du plateau quercynois : la plupart des sites recouvrent l'Éocène supérieur et l'Oligocène tandis que celui de Villeneuve, le plus ancien connu à ce jour, se situerait à la limite Éocène inférieur/Éocène moyen.

e6B. Formation fluviatile de Brugidou (Bartonien). Cette formation est conservée dans une paléovallée N-S bordée à l'Est par la faille de Villefranche et à l'Ouest par plusieurs accidents bien exprimés plus au Nord dans la zone d'Asprières.

Recouvrant le substratum jurassique karstifié, cette formation comprend une succession de type fluvio-lacustre avec à la base des conglomérats à éléments du socle cristallin en chenaux ravinants, des argiles rouges à graviers de quartz et pisolites ferrugineux, des grès arkosiques fins bien triés et des calcaires palustres roses souvent gréseux à traces de racines. Cette succession, sans doute répétitive, montre une évolution entre un régime fluviatile et des conditions de plaine marécageuse à ambiance carbonatée.

Plus au Nord (1/50 000 Figeac), l'équivalent de cette série a fourni une faune de vertébrés attribuable au Bartonien inférieur (Auversien). La puissance de l'ensemble atteint quelques dizaines de mètres et a été recoupée en sondage plus au Nord sur 50 m.

e7 ; e7C. Argiles à graviers ; calcaires de la Coste (Priabonien ?). Cet ensemble, qui déborde largement l'aire de dépôt des sédiments bartoniens, repose à l'Ouest de la faille de Villefranche sur ces derniers quand ils existent ou sur la couverture mésozoïque dont il scelle d'anciennes poches karstiques (karst à phosphorites de Claunac, 1/50 000 Figeac). À l'Est de la faille, il recouvre directement le socle hercynien.

L'appellation traditionnelle d' « argiles à graviers » recouvre en fait des faciès variés fluviaux à palustres qui doivent beaucoup de leur aspect uniforme rouge aux évolutions (altérations, pédogenèses) ultérieures. En dépit de conditions très médiocres d'affleurement et d'un agencement complexe dans le détail lié à des paléotopographies marquées, une succession type peut être proposée :

- la base de la série correspond à des faciès fluvio-torrentiels grossiers à galets, boulders et sables ou grès arkosiques ;
- plus haut se rencontrent de manière discontinue des horizons palustres carbonatés dont les calcaires à microcodium de la Coste (e7C) localisés apparemment en marge des reliefs constitués alors par les abrupts de la faille de Villefranche et du dôme de Saint-Igest. Ailleurs, et notamment sur le plateau à l'Est de la faille, se rencontrent des horizons carbonatés plus fugaces, grès marneux, calcaires de calcitisation ;
- l'essentiel de la formation, au-dessus de ces termes inférieurs, consiste en accumulations fluviales à fluvio-palustres peu évoluées d'argiles gréseuses silteuses ou graveleuses, d'argiles à silex localement à empreintes de roseaux (*Typha*) entrecoupées d'horizons de paléosols rouges. Les éléments où domine le quartz montrent des apports très variés, silex tertiaires, roches diverses du socle rouergat, calcaires et dolomies jurassiques. On peut remarquer en outre la présence assez fréquente de grès siliceux inframésozoïques (t-1Md) dont on connaît un certain nombre de reliques sur le socle du Rouergue.

Vers Martiel et plus au Nord en direction de La Capelle-Balaguier, des placages résiduels épars de teinte rougeâtre, riches en sables grossiers et dragées de quartz piégés dans les topographies karstiques du Dogger, ont été attribués à cette formation.

L'ensemble n'a fourni ici aucun élément de datation. Par comparaison avec la région nord du bassin d'Asprières, mieux documentée (Muratet,

1983), en particulier sa superposition aux dépôts bartoniens de Brugidou, un âge priabonien a été retenu.

La puissance des dépôts est extrêmement variable avec sans doute plus de 100 m à la terminaison méridionale du bassin d'Asprières, une cinquantaine de mètres dans l'axe de la « gouttière » de Villeneuve, et guère plus de 30 m sur le Rouergue où ils sont le plus souvent pelliculaires.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Altérites du socle ancien. En situation de plateau surtout, les formations métamorphiques et granitiques sont affectées par une intense altération d'origine ancienne, absente dans les entailles récentes du relief (gorges de l'Aveyron notamment), dont la profondeur peut dépasser une dizaine de mètres.

Une altération en boules affecte les massifs granitiques de Sanvensa et Peyrusse, sur les bordures sud et nord des plateaux qui dominent les gorges de l'Aveyron ainsi que les leucogranites de l'extrême Sud-Est de la feuille. Elle s'observe particulièrement sur le sommet des collines et aux ruptures de pente là où les boules ont été mises à nu par le dégagement de l'arène granitique (Pargazan, La Bastide-l'Évêque, Sud de Morlhon : région de Lugan, Lonnac, La Loubière). Le processus de la formation des boules granitiques est classiquement interprété par l'action des eaux s'infiltrant dans un réseau de diaclases suborthogonales. L'altération chimique progressant à partir des diaclases peut aboutir à une arénisation totale de la roche. Le faciès à boules représentant un stade intermédiaire où subsistent au cœur du réseau de fracturation des nuclei non encore altérés. Le contact entre la roche altérée friable et le nucleus sain est relativement brutal, une mince zone à écailles concentriques à la surface des boules montrant un début d'hydratation des minéraux et une microfissuration croissante de l'intérieur à l'extérieur.

Les altérites proprement dites se développent au-dessus de ces faciès à boules sur substratum granitique ou avec en général moins d'ampleur sur des autres types de substratum, gneissique ou micaschisteux. On a tenté cartographiquement de rendre compte des caractéristiques variées de ces altérites en définissant trois faciès principaux :

– des altérites où la structure initiale de la roche est encore décelable mais où la roche a perdu sa cohérence. Ce faciès est caractérisé par une désagrégation mécanique des niveaux, un début d'hydrolyse des feldspaths, une déferrification des micas et quelques apparitions de minéraux argileux (illite, chlorite) ;

- des altérites sablo-argileuses, à altération chimique plus poussée. On y observe un lessivage des alcalins, la destruction des biotites et l'apparition de minéraux argileux néoformés et d'oxydes ;
- des altérites plus évoluées à dominante argileuse, où le quartz présente des traces de corrosion et où les argiles sont dominantes, avec kaolinite (jusqu'à 90 %) sur substratum granitique, avec smectite et illite sur substratum de leucogranite, et avec interstratifiés illite-smectite, ou chlorite-vermiculite, sur substratum de micaschistes et gneiss.

FT. Alluvions tourbeuses. La petite vallée qui s'amorce près du Batut au Nord-Ouest de Villeneuve est comblée par des alluvions tourbeuses. Les vallées de ce secteur, dont la largeur s'accorde mal au débit des ruisseaux qu'elles empruntent, sont vraisemblablement héritières d'anciennes morphologies karstiques et ont dû fonctionner en bassins fermés ou lacs temporaires propices au développement de la tourbe.

F. Dépôts alluviaux. Peu développés sur le territoire de la feuille, ces dépôts sont surtout représentés dans la vallée de l'Aveyron à l'aval de Villefranche-de-Rouergue où ils constituent une belle plaine alluviale. Leur épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres. Les matériaux, galets graviers et sables avec limons de débordement, sont surtout empruntés aux roches siliceuses du Rouergue, schistes gneiss, granites et quartz. Les éléments calcaires originaires du domaine sédimentaire sont très minoritaires.

Les dépôts localisés dans les vallées secondaires sont en général d'extension et de puissance très limitées. Ils sont surtout constitués de limons argileux. Les galets et graviers calcaires n'abondent que dans la vallée de l'Oule au Nord-Ouest, alimentés par les éboulis des versants bathoniens.

KB. Formation à blocs des cheminées karstiques. Au Nord de la feuille, près du village de Mirabel se rencontrent, au sein des surfaces d'affleurement des marnes toarciennes, des concentrations de blocs métriques à plurimétriques de calcaires et dolomies de nature variée. Ces blocs comprennent notamment des calcaires à oncolites de l'Aalénien et des calcaires à trocholines du Callovien. Les conditions locales d'affleurement ne permettent pas de définir précisément, leurs dimensions exactes (50 à 100 m), leur morphologie, ni leurs rapports avec les terrains environnants. Une origine tectonique (panneaux effondrés et pincés le long d'un accident), suggérée par l'alignement des concentrations, est difficilement compatible avec la disposition chaotique des blocs et surtout avec leur hétérogénéité lithologique. Par ailleurs, un tel dispositif, peu en accord avec le style tectonique de cette région, ne pourrait se concevoir qu'en accompagnement d'un accident (décrochement) majeur, dont il n'existe ici aucune évidence.

Par comparaison avec nombre d'observations similaires effectuées à travers tout le Quercy, ce type de formation a été interprété (Astruc, 1988) comme des remplissages de cheminées de soutirage karstiques recoupées par l'érosion. Ces cheminées, traversant tout le Lias marneux, se seraient formées à partir d'un paléokarst développé dans le Lias inférieur carbonaté. La lithologie des blocs de remplissage montre qu'à cette époque l'érosion de la couverture calcaire n'avait pas dépassé le sommet du Dogger.

K. Formation résiduelle des causses et remplissage des dolines.

Dépôts composites à la surface des plateaux calcaires associant des argiles de décalcification, des alluvions caillouteuses ou argileuses et des résidus siliceux d'anciennes couvertures alluviales démantelées ou de formation sidérolitique. Ces dépôts sont souvent constitués d'argiles brun-rouge avec un pourcentage irrégulier d'éléments siliceux, des graviers ou pisolites ferrugineux et localement de fragments calcaires plus ou moins décalcifiés.

Ont été cartographiés sous la même notation les produits de remplissage des nombreuses petites dolines qui parsèment la surface des causses calcaires.

H. Limons des plateaux à pisolites ferrugineux. Des dépôts limoneux fins à pisolites ferrugineux se rencontrent localement à la surface des plateaux calcaires et ont vraisemblablement une origine résiduelle. Des dépôts analogues existent plus rarement à la surface du Ségala, vraisemblablement dérivés d'anciens placages tertiaires ou d'altérites évoluées.

SG. Grèzes (éboulis cryoclastiques). À l'aval de Villefranche, les flancs rive gauche de l'Aveyron sont couverts localement par des amas de matériel cryoclastique. Ces éboulis calibrés et grossièrement stratifiés suivant la pente, se sont formés pendant la dernière période froide du Quaternaire par gélifraction des calcaires sinémuriens surincombants. Le matériau relativement classé est constitué par des fragments calcaires anguleux de la taille des graviers et galets, médiocrement cimentés par une matrice argileuse peu abondante, qui laisse au dépôt un pourcentage de vides important.

E. Éboulis et colluvions de bas de pente. Le relief de faille déterminé par l'accident de Villefranche est jalonné par une série de dépôts de pente qui évoluent suivant leur position par rapport au relief entre de véritables éboulis jusqu'à des épandages de type colluvial au niveau de la plaine alluviale. Essentiellement alimentés par les terrains du socle cristallin ou métamorphique, ils sont caractérisés par une matrice argileuse ou argilo-sableuse souvent limitée, à arènes granitiques remaniées, et de blocs ou fragments des diverses roches du socle, quartz, schistes, gneiss ou granites.

X. Dépôts anthropiques. Ces dépôts d'extension très limitée sont constitués par les stériles provenant de l'exploitation de la mine de la Baume (Zn, Pb, Ag) 2 km au Sud de Villefranche-de-Rouergue, et contiennent tous les minéraux présents dans les filons métallifères de la région.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

TECTONIQUE ET MICROTECTONIQUE HERCYNienne

Géométrie d'ensemble

La structure d'ensemble est illustrée par la coupe, en marge de la carte. La foliation régionale est une foliation composite S1-2 telle qu'elle a été décrite au Sud du Lévézou (feuille Réquista) par P. Matte et C. Nicollet (1976) puis J.P. Burg et C. Teyssier (1983) dans les séries parautochtones, par J.L. Bodinier et J.P. Burg (1980-1981) pour les séries charriées de la klippe de Najac. Cette foliation et les microstructures associées sont déformées par des plis d'échelle kilométrique et des plis secondaires en chevron déversés de façon variable et certainement dus aux interférences de déformation entre les plutons de Sanvensa et Peyrusse. La profonde vallée de l'Aveyron permet de couper en plusieurs endroits l'interface entre porphyroïdes et séries schisteuses. Cette rivière cisèle ainsi dans les anticlinaux de phase 3 des boutonnières qui permettent de définir sans ambiguïté la superposition de la séquence grésopélitique sur les porphyroïdes et les orthogneiss associés. Par comparaison avec l'Albigeois, on peut supposer que les porphyroïdes représentent un horizon lithologique de référence, d'âge cambrien probable (Guérangé-Lozes, 1987).

Au-delà des plis tardifs responsables de la succession de flancs normaux et déversés séparés par des zones de charnières assez aiguës, on note l'aspect globalement incliné vers l'Ouest de la séquence ainsi que le caractère très plat du toit de la granodiorite de Sanvensa. Les plis sont rattachés à la phase 3 et sont responsables de la géométrie régionale. L'allure générale inclinée vers l'Ouest permet l'affleurement de niveaux de plus en plus profonds vers l'Est et la préservation des termes charriés contre la faille de Villefranche.

On remarque que l'aspect des plis tardifs et des pendages généraux évolue à l'approche du grand décrochement de Villefranche, suggérant ainsi des effets de déformations souples associés au mouvement senestre de cet accident. Vers l'Est, les foliations se redressent et deviennent voisines de N-S au voisinage de la bordure de la granodiorite de Villefranche. Cette intrusion est sans doute en partie responsable de l'allure générale de flanc plat avec dôme centré sur les granitoïdes. La torsion des directions de foliation au voi-

sinage des intrusions de Villefranche laisse encore supposer une composante régionale senestre lors du plutonisme.

Analyse microtectonique

Pour des raisons rhéologiques, la diversité lithologique et pétrographique déjà décrite se retrouve au niveau microtectonique.

• **Dans les séries grésopélitiques et dans les porphyroïdes.** Trois familles de microstructures superposées correspondent à trois phases majeures de plissement :

– la *phase 1* est responsable de la schistosité de flux S1 née subhorizontale puisqu'elle est subparallèle à la stratification S0 encore reconnaissable dans les termes épizonaux des séquences paraautochtones. Cette schistosité est marquée par l'alignement des micas blancs et contient des lentilles de quartz d'exsudation. Elle est plan axial de rares plis isoclinaux aigus, P1 décimétriques, dont la direction de charnière est dispersée du N-S à N60E. La linéation L1 d'intersection S0/S1 est parallèle à de fines linéations minérales de micas blancs et aux axes des plis P1. Les niveaux les plus compétents (plus quartzo-feldspathiques) et les filons d'orthogneiss alcalins dans les gneiss fins sont boudinés dès ce premier stade ;

– la *phase 2* est aussi une phase tangentielle représentée par un plissement, isoclinal de S1 des lentilles de quartz associées, et des linéations L1. Ce replissement d'axe N80E à N150E s'effectue dans des conditions synfoliales. Dans les charnières arrondies des plis P2, une foliation de crénulation S2 matérialise la trace moyenne du plan axial de ces plis ; mais, de façon générale, on ne peut la distinguer de S1 puisque ces deux plans sont nés subparallèles, et la foliation régionale doit être considérée comme une foliation composite S1-2. La linéation minérale et d'étirement la plus répandue est parallèle à l'axe des plis P2 décimétriques à hectométriques. La linéation indiquée sur la carte est donc attribuée à cette phase. Dans les porphyroïdes, cette linéation minérale est parallèle aux fibres de quartz cristallisées entre les tronçons de feldspath fracturé, ce qui indique que dans ce matériel au moins, L2 est aussi une linéation d'étirement Lc ;

– la *phase 3* correspond à un plissement en chevrons serrés, déversés de façon variable suivant les endroits. Les plans axiaux de ces plis P3 centimétriques s'accompagnant parfois d'une schistosité de crénulation, S3, fruste dans les flancs des plis, mais bien marquée dans les zones de charnière. Les axes de ces plis matérialisent une linéation L3 de crénulation. Une analyse précise de ce plissement P3 permet de séparer trois régions :

- à l'Ouest, quand on se rapproche de la faille de Villefranche, les structures tournent vers une direction subméridienne et les plans axiaux se verticalisent. Les plis, à axes N-S serrés (angle d'ouverture d'environ 40°) ont un déversement apparent vers l'Est. On peut rapporter cette

rotation et cette intensité du plissement 3 au jeu senestre, tardi-hercynien, de la faille de Villefranche,

- la région centrale est affectée par une crénulation plus ouverte (plis en genoux, angle d'ouverture de 90° environ), les axes sont orientés NW-SE et le sens de déversement apparent est plutôt vers le Nord-Est. Ces déformations peuvent être attribuées à des interférences entre les plutons de Sanvensa et de Peyrusse,
- à l'Est, dans la région du Pont-de-Vézis et au contact de la monzodiorite, la crénulation est très fortement exprimée. Les plis sont serrés (20 à 40° d'angle d'ouverture), d'orientation proche de E-W, à déversement vers le Sud. Dans cette région, la S3 peut même devenir subparallèle à S1-2. Il s'agit une fois encore d'un effet conjugué des déformations liées à la mise en place des petits corps monzodioritiques sur lesquelles se sont ajoutées celles des plutons de Peyrusse et Sanvensa..

• ***Dans les séries charriées attribuées à la klippe de Najac, en particulier les orthogneiss œillés.*** Dans ces orthogneiss on peut déchiffrer les mêmes phases de déformation que dans les paragneiss et les porphyroïdes à grain fin. De rares charnières isoclinales qui plissent une foliation S1 sont parallèles à la linéation minérale et d'étirement approximativement E-W à NW-SE. Ces charnières et cette linéation concordante à la linéation prédominante des séries paradérivées, sont attribuées à la phase 2. Les microstructures de phase 3 sont plus rares, ce que nous attribuons à la rigidité de ce type de matériel, sauf à la proximité immédiate des failles principales et des filons. De par leurs similitudes en direction et/ou en styles, nous considérons, en l'absence d'autres marqueurs, que les phases 1, 2, 3 dans l'orthogneiss correspondent aux phases 1, 2, 3 décrites dans les séries paradérivées.

L'observation des plans parallèles à la linéation et perpendiculaires à la foliation majeure (plans XZ de la déformation finie) permet de constater, à partir de la présence somme toute assez fréquente de bandes de cisaillement et la dissymétrie de zones de cristallisations aux extrémités de clastes de feldspath potassique, que ces orthogneiss ont subi une déformation globalement cisaillante à vergence sud.

L'ensemble des microstructures tangentielles 1 et 2 de cette région est donc attribué au charriage des unités de haute pression sur une autochtone moins métamorphique. Les complications rassemblées dans la phase 3 sont nettement reliées aux intrusions.

TECTONIQUE POST-HERCYNIEUNE

Annexée au domaine stable du Massif central dès le Carbonifère inférieur, la région va réagir de manière essentiellement cassante aux phases de déformation ultérieures. La plupart des grands accidents qui contrôlent cette évolution trouvent leur origine dans les réajustements « tardi-hercyniens » jouant au début (Stéphanien) en décrochement senestre (SSW-NNE), ou dextres (E-W) et évoluant ensuite (Permien) en failles normales synsédimentaires. C'est dans ce contexte que s'installe à l'emplacement du Quercy un vaste fossé à remplissage permien (et peut-être également stéphanien) dont l'extension, mal connue, sous la couverture quercynoise pourrait atteindre une partie au moins de la feuille Villefranche.

Les rejeux ultérieurs d'ampleur plus limitée s'effectuent essentiellement suivant les directions héritées de la structuration tardi-hercynienne. L'importance de ces décalages ne peut se lire clairement que dans les assises de la couverture mésozoïque et tertiaire.

Déformations cassantes

Le domaine sédimentaire de la feuille Villefranche est compris dans un grand panneau triangulaire délimité par deux grands accidents qui se rejoignent au niveau du massif de la Grésigne au Sud du Quercy :

- à l'Est, l'accident de Villefranche, prolongement du grand Sillon houiller d'orientation NNE-SSW, qui joue principalement en décrochement senestre au tardi-Hercynien et à l'Éocène au cours de la phase pyrénéenne ;
- à l'Ouest, (hors des limites de la feuille), l'accident ou linéament « ouest-quercynois », le plus souvent masqué, qui manifeste un rejeu décrochant dextre durant la phase pyrénéenne.

Entre ces deux accidents, la couverture mésozoïque du Quercy présente une structure globalement tabulaire. Elle n'est perturbée que très localement par un redressement des couches (10 à 30°) au contact de l'accident de Villefranche surtout, et le long de quelques accidents ou couloirs faillés tels ceux de Toulonjac, de Mémer, ou de Puylagarde-Promilhanes.

La faille de Villefranche, en plus du coulissage horizontal senestre pluri-kilométrique qui lui est généralement imputé, montre ici un rejeu apparent vertical en faille normale abaissant le compartiment ouest d'au moins 300-400 m.

Les accidents secondaires s'organisent suivant deux directions principales : une direction N-S à NNE-SSW subparallèle à la faille de Ville-

franche, la seconde WNW-ESE à NW-SE, toutes avec des rejeux modestes de quelques dizaines de mètres.

Ces deux familles d'accidents possèdent des répliques dans le socle et reflètent sans doute pour une large part l'héritage d'une structuration antérieure du substratum. Les microstructures associées aux fractures subméridiennes indiquent un mouvement décrochant senestre à l'origine et dextre dans une phase ultérieure (pyrénéenne ?). Les fractures mineures senestres, d'orientation NNW-SSE, branchées sur l'accident de Villefranche, peuvent être interprétées comme des fractures de Riedel liées au jeu originel (tardihercynien) de cet accident.

Dans la couverture mésozoïque, ces accidents dont le rejet apparent est à dominante normale montrent régulièrement dans le Quercy (Bonijoly, 1980), en plus des indices de mouvements distensifs en faille normale, des témoignages de rejeux compressifs en faille inverse et décrochement. À ce dernier style s'accorde bien le tracé anastomosé des accidents du faisceau de Toulonjac, mais dans la plupart des cas, du fait de la disposition horizontale des couches, l'évidence de tels mouvements ne peut être recherchée que dans les mini- ou microstructures associées.

Déformations souples

Les déformations souples sont très peu exprimées sur le territoire de la feuille. Elles se manifestent surtout le long de la faille de Villefranche par le demi-dôme de Saint Igest à cœur de Trias-Hettangien basal, adossé à cet accident et scellé par la sédimentation priabonienne. Ailleurs, les bombements N-S à NW-SE responsables des boutonnières liasiques du Mas-de-Mouysset, Promilhanes, Laramière, et des invaginations successives qui affectent la limite cartographique Lias/Dogger, associent vraisemblablement des ondulations très légères de la couverture à des jeux de faille normale (et/ou en décrochement).

MÉTAMORPHISME

Près de 200 lames minces ont été nécessaires pour :

- caractériser la minéralogie des roches métamorphiques ;
- avoir une idée réaliste de la répartition géographique des diverses associations minérales ;
- essayer de caractériser les zones d'isométamorphisme, les isogrades et les types de métamorphisme.

Zonéographie

Les roches métamorphiques forment des panneaux de métapélites et de porphyroïdes au toit et en enclaves dans les plutons de Villefranche (Peyrusse et Sanvensa) et du Pont-de-Vézis. Elles présentent toutes des associations polymétamorphiques puisque la plupart de leurs minéraux sont synfoliaux et certains (staurotide et grenat) ne se retrouvent pas dans les associations post-tectoniques telles que qu'elles sont connues au contact des plutons de Villefranche sur les feuilles Rieupeyroux, Naucelle et Najac. Au contraire, biotite, andalousite et cordiérite sont à la fois syn- et postfoliales et il est parfois difficile (surtout pour la cordiérite parce qu'elle est toujours pinitisée) de séparer les blastèses liées à l'événement thermique précoce de celles liées au métamorphisme de contact, tardif. Si on ignore les blastèses post-tectoniques, exprimées à peu près partout, on se rend compte que les associations les plus anciennes, synfoliales, définissent quatre zones d'isométamorphisme (fig. 3) individualisées à partir de l'étude exclusive des métapélites :

- une zone à sillimanite, à quartz, plagioclase \pm muscovite \pm feldspath K, biotite \pm grenat \pm staurotide \pm cordiérite ($Z^{\text{sil} \pm \text{ms}}$), sillimanite souvent prismatique, centrée sur la vallée de l'Aveyron et bien exprimée aussi dans les panneaux inclus dans le monzogranite de Peyrusse. Le degré de métamorphisme atteint l'anatexie et localement le faciès des granulites de basse pression (zone à sillimanite sans muscovite avec, localement, blastèse de corindon et de spinelle) au contact même et dans les enclaves métapélitiques de la monzodiorite du Pont-de-Vézis ;

- une zone à staurotide, biotite \pm andalousite \pm grenat \pm cordiérite ($Z^{\text{and, bt}}$), et encore quartz et muscovite. Pour autant qu'elles soient exprimées, les chlorites ne coexistent plus qu'avec l'andalousite, la cordiérite et la biotite, jamais avec la staurotide ;

- une zone à staurotide, biotite \pm grenat \pm cordiérite ($Z^{\text{st, bt}}$), et encore quartz et muscovite. Quelques rares chlorites existent localement en équilibre avec la staurotide et la biotite ;

- une zone à quartz, plagioclase, muscovite, chlorite et épisodiquement grenat ($Z^{\text{chl, ms} \pm \text{grt}}$), moins métamorphique que les précédentes.

Les trois dernières zones de degré métamorphique de moins en moins élevé vers le Sud-Est, ceinturent à demi, au Sud de l'Aveyron, la zone à sillimanite. Ces quatre zones dans lesquelles les minéraux index sont clairement synfoliaux, mais qui contiennent aussi, selon le cas, biotite, andalousite et cordiérite pinitisée postfoliales, sont la plupart du temps limitées par des failles ou des contacts anormaux. Compte tenu de la mauvaise qualité des affleurements, de la présence de porphyroïdes chimiquement très quartzofeldspathiques et, bien évidemment, des associations minérales dues au

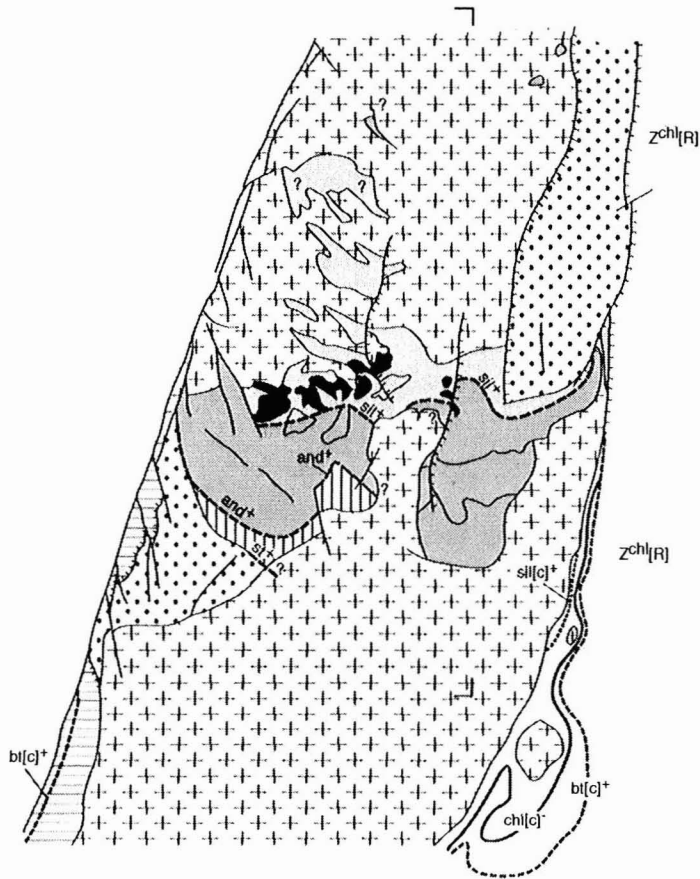
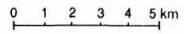
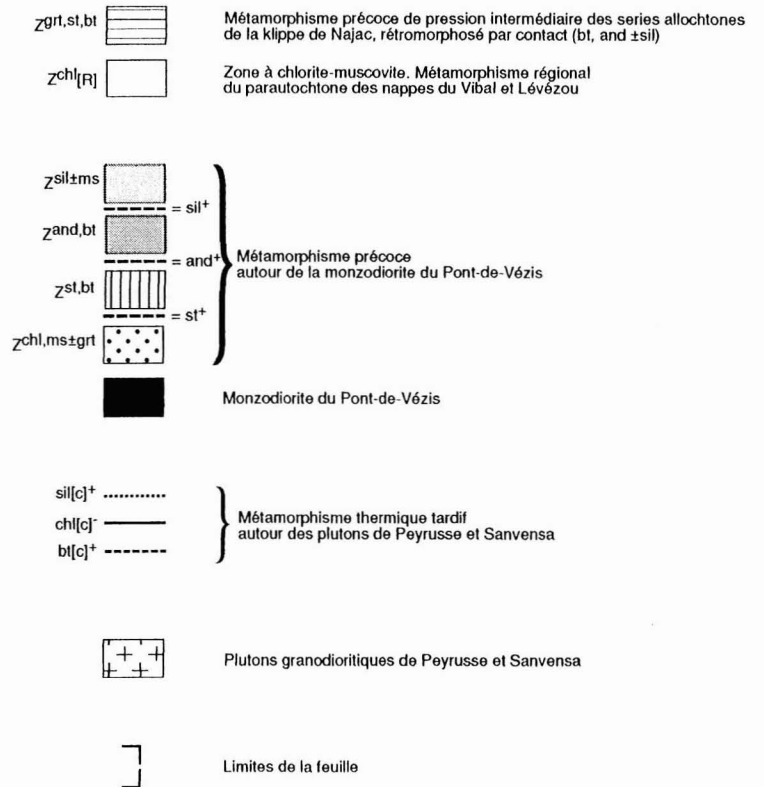


Fig. 3 - Métamorphisme



métamorphisme de contact tardif générées par l'intrusion des magmas granitiques de Peyrusse et Sanvensa, il s'est révélé très difficile de cartographier précisément les isogrades liées à ce premier métamorphisme thermique (cf. fig. 4) : seuls les tracés approximatifs sur la topographie des réactions discontinues (st^+) $grt + chl \rightarrow st + bt$, (and^+) $st + chl \rightarrow and + bt$ et (sil^+) $and \rightarrow sil$, et les zones d'isométamorphisme correspondantes, ont pu être représentés sur la figure 3.

Ce dispositif, centré sur l'Aveyron, ne peut être rattaché de façon simple à la mise en place des plutons de Peyrusse et Sanvensa. Sa relation géographique autour de la monzodiorite du Pont-de-Vézis semble inéluctable puisque les températures de solidus de ces magmas basiques sont plus élevées que celles de la granodiorite et du monzogranite. Ceci explique pourquoi la tectonique associée à la mise en place de ces deux derniers plutons oriente fortement les cristallisations liées aux magmas basiques précoces découverts sur cette carte. Cette observation contraste avec celles faites dans les autres régions rouergates (feuille Salles-Curan) où les paragenèses du métamorphisme régional ont été mieux préservées et où les caractères tardifs du métamorphisme de contact sont mieux marqués (Najac, Naucelle, Rieupeyroux).

Les granitoïdes de Peyrusse et Sanvensa, plus tardifs puisqu'ils recourent et remontent à la fois la monzodiorite du Pont-de-Vézis et les séries métapelitiques et de porphyroïdes qui l'encaissent, génèrent à leur tour un métamorphisme de contact complètement postfolial à muscovite, chlorite, biotite, andalousite, cordiérite, et localement fibrolite. Compte tenu de l'absence de staurotide et de grenat dans les auréoles de contact de ces deux intrusifs, ce métamorphisme semble de plus basse pression. Il n'a pas été possible, du fait de la complexité des associations obtenues, de cartographier, sur la feuille Villefranche, les isogrades ($bt|c|e^+$), ($chl|c|e^+$) et ($sil|c|e^+$) de ce métamorphisme, telles qu'elles ont été définies sur les feuilles Naucelle et Rieupeyroux et à la figure 5. Pour autant que l'on puisse en juger, les quatre zones définies plus haut ont toutes recristallisé dans le domaine où \pm chlorite \pm biotite \pm cordiérite \pm andalousite peuvent être stables ou co-stables.

Enfin, à l'extrême Sud de la carte, à l'Est du hameau des Millets, le long du ruisseau du même nom, on retrouve sporadiquement la zone à grenat, biotite, staurotide \pm andalousite \pm fibrolite de contact dans les paragneiss fins des séries charriées, composées ici essentiellement par l'orthogneiss induré de Najac. Le lecteur intéressé par la minéralogie et la géologie de ces roches se reportera aux descriptions données dans la notice de la feuille Najac, dans laquelle les diverses catégories de roches composant la klippe sont présentées en détail (Burg *et al.*, 1989b).

Minéralogie, relations cristallisation-déformation

La relation qui existe entre métamorphisme et phase de déformation est énoncée grâce à la détermination optique des minéraux anté-, syn-, et post-tectoniques (Bard, 1980).

Phyllites

- La **chlorite** se présente sous trois habitus. La plupart du temps elle est de couleur verte, on la trouve alors dans les microlithons de phase 1 dans les zones les plus éloignées de la monzodiorite. En s'en rapprochant, les blastes sont syn- à post-phase 2, altérant parfois le grenat ou en queue de cristallisation des opaques et des grenats, voire plus rarement syn-phase 3 où elle peut matérialiser la S3, avec la muscovite. Localement elle devient brune à brun-vert, et sa biréfringence augmente parfois jusque dans le second ordre ; il s'agit alors d'oxychlorite. De la chlorite magnésienne ($X_{Mg} > 0,40$), presque incolore en lumière naturelle, cristallise pendant et après la phase 3 en blastes sécants sur la foliation. L'oxychlorite ($X_{Mg} = 0,4$) apparaît également par rétro-morphose des grenats et des biotites dans les enclaves.

- Le **mica blanc** se présente comme la chlorite, soit syn-phase 1, soit syn- à post-phase 2 et localement syn-phase 3, ou encore en blastes post-tectoniques. Il disparaît dans les termes granulitiques. Sa composition varie depuis les phengites jusqu'aux muscovites *s.s.* Une séricite apparaît par altération des silicates d'alumine, de la staurotide et du plagioclase.

- La **biotite** synfoliale est souvent altérée en chlorite ou en oxychlorite (perte de K_2O , d' Al_2O_3 et de SiO_2). De ce fait, les valeurs mesurées de son X_{Mg} (de 0,38 à 0,46 en se rapprochant de la monzodiorite) restent anormalement faibles. Elle coexiste selon les zones d'isométamorphisme avec tous les autres minéraux décrits dans les panneaux et les enclaves mais reste très rare dans la $Z^{chl, ms \pm grt}$. Il est d'ailleurs possible que les biotites observées dans cette zone soient en fait des biotites de contact. Les biotites qui ont cristallisé sans orientation particulière autour de la granodiorite présentent, quant à elles, des X_{Mg} de l'ordre de 0,41.

Feldspaths des métapélites

- Le **plagioclase** est la plupart du temps albitique. Les blastes deviennent plus calciques (60 à 75 % d'albite) dans les roches associées à la monzodiorite.

- Le **feldspath K** est de l'orthose anté- à syn-phase 2, parfois albitisé. Dans les roches à staurotide et à sillimanite il y a blastèse d'albite vraisemblable-

ment par destruction de la molécule de paragonite du mica blanc. En microscopie optique, il s'est révélé impossible de caler cette blastèse par rapport à la foliation principale S1-2.

Plagioclase et feldspath K sont souvent altérés en sérícite et/ou kaolinite. Les feldspaths des porphyroïdes n'ont pas été étudiés.

Grenat

Dans les paragneiss de la klippe de Najac, le grenat apparaît en clastes pris dans la foliation et moulés par les cristaux de biotite et de muscovite. Il paraît anté- à syn-S2 et ne montre aucun zonage (alm 66 %, prp 5 %, grs 27 %, sps 2 %). Très souvent, il est inclus dans le plagioclase.

Dans les schistes et micaschistes indurés au contact ou en enclaves dans la monzodiorite, le grenat paraît également anté- à syn-phase 2. C'est un almandin-spessartine de grande taille, souvent pœcilitique, et légèrement zoné avec un cœur légèrement moins ferreux et plus manganésifère que la périphérie (e.g. cœur : alm 68 %, prp 9 %, grs 1 %, sps 22 % ; bordure : alm 74 %, prp 8 %, grs 1 %, sps 17 %).

Staurotide

La staurotide apparaît dans les panneaux de micaschiste et dans les enclaves de la monzodiorite mais jamais dans l'auréole de contact externe à la granodiorite. Elle semble contemporaine de la foliation majeure, mais les déformations complexes associées à l'intrusion ne permettent pas d'être catégoriques puisque ces foliations peuvent enregistrer une partie de l'histoire intrusive.

Andalousite

On la rencontre, à la fois dans l'auréole de contact et, comme la staurotide ou le grenat, dans les panneaux au toit des plutons où elle se transforme progressivement en sillimanite. Dans l'auréole proprement dite, elle se présente en grands blastes statiques sur la foliation S1-2, mais à inclusions sigmoïdes d'ilménite, de biotite et de muscovite se raccordant à la foliation S1-2 à l'extérieur du cristal. Dans les panneaux micaschisteux, elle forme des blastes synfoliaux fortement pœcilitiques, allongés dans la foliation S1-2 et souvent associés à staurotide et grenat.

Sillimanite

Elle est syn- à post-foliation dans les schistes indurés au contact de la granodiorite de Villefranche. Elle se présente alors toujours sous forme de

fibrolite qui, ou bien croît à partir des andalousites, ou bien se retrouve aussi en association dactylitiques avec la biotite. Dans les panneaux de mica-schistes plus ou moins anatectiques, remontés au toit de ce pluton et ceinturant la monzodiorite, elle se développe non seulement à partir des andalousites et peut-être des staurotides, mais aussi à partir des muscovites. Dans la zone à sillimanite-muscovite (cf. fig. 3) elle est généralement fibrolitique mais a tendance à devenir prismatique en se rapprochant de la monzodiorite. Dans les roches de faciès granulite à feldspath K blastique ($Z^{\text{sil}} \pm \text{ms}$), en enclaves dans ce pluton, la sillimanite est typiquement prismatique.

Cordiérite

Comme la sillimanite, elle n'est présente qu'à proximité des intrusifs, (cf. fig. 3). Toujours altérée en pinite, elle se présente sous la forme de grandes plages envahissantes qui cristallisent à côté ou à partir de tous les minéraux ferromagnésiens et notamment des chlorites. Cette forte altération oblitère considérablement les relations cristallisation-déformation mettant en jeu ce minéral, et il est parfois impossible de dire si tel ou tel blaste est syn- ou post-tectonique. C'est en partie pour cette raison que la cordiérite n'a pas été prise en considération dans le tracé des isogrades liées au métamorphisme thermique de la monzodiorite.

Minéraux accessoires

Les ilménites et les oxydes titanés (anatase ou brookite) sont syn-S1 et anté-S2 dans les zones les moins métamorphiques, puisqu'ils permettent le développement d'ombres de cristallisation à chlorite verte. On les retrouve sporadiquement dans les zones de plus haut degré à sillimanite où ils sont parfois remplacés par le rutile. La forte recristallisation qui affecte ces roches interdit toute étude des relations cristallisation-déformation. Le spinelle (variété hercynite) et le corindon se développent souvent dans la cordiérite exprimée dans les cornéennes hyperalumineuses de faciès granulite, au contact et en enclaves dans la monzodiorite. Une blastèse envahissante de tourmaline et localement de mica blanc syn- à post-S3 accompagne la mise en place du pluton granodioritique tardif de Villefranche.

En résumé, et avec les réserves de rigueur, on peut proposer l'ordre chronologique suivant :

- la **phase 1**, régionale, n'est plus observable lorsque le degré de recristallisation est important. Seuls quelques microlithons à mica blanc et chlorite des zones loin de la monzodiorite montrent encore les traces de cette phase qui a eu lieu sous des conditions épizonales sur l'ensemble de la feuille ;
- c'est au cours de la **phase 2** que cristallisent les autres minéraux décrits autour de la monzodiorite qui se met en place dans les séries épizonales, à

Contact monzodiorite
+ quartz + muscovite + plagioclase acide + H₂O

+ quartz, feldspath K
+ plagioclase acide + H₂O

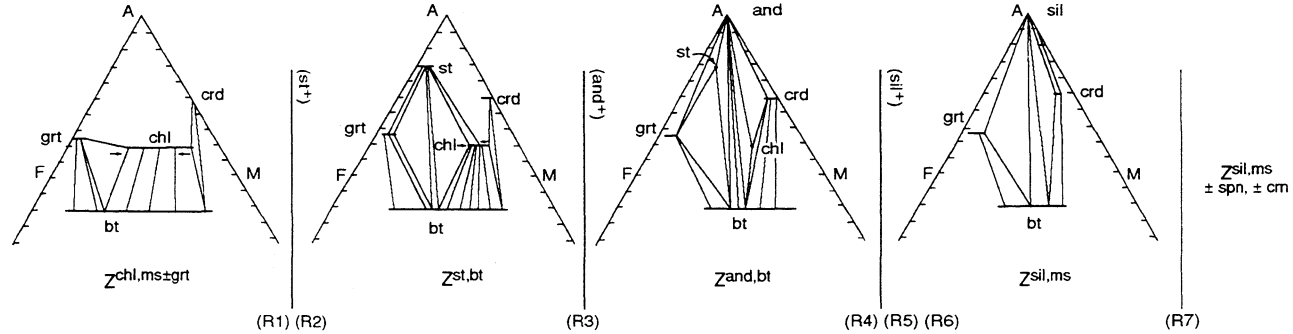


Fig. 4 - Projections AFM par le quartz, la muscovite et l'eau, avec plagioclase acide en excès, visualisant les diverses réactions continues et discontinues déduites des associations minérales observées dans les panneaux métapélitiques cornéliés au contact de la monzodiorite du Pont-de-Vézis. Seules les isogrades (st⁺), (and⁺) et (sil⁺) de ce métamorphisme thermique précoce ont pu être cartographiées. La projection par le feldspath K (Z_{sil, ms}⁻) n'a pas été représentée volontairement. (R1) grt + chl → st + bt (st⁺); (R2) Mg-chl + ms → Mg-crd + Mg-bt + qz + H₂O; (R3) st + chl → and + bt (and⁺); (R4) chl → and + bt + crd; (R5) st → grt + and + bt; (R6) and → sil (sil⁺); (R7) ms + qz → sil + kfs + H₂O

cette époque. Les conditions sont donc plus sévères que pour la phase 1 puisque le faciès amphibolite profond, voire granulite de basse pression, est atteint lors de ce premier métamorphisme thermique. Après ce paroxysme métamorphique synfolial, ces conditions perdurent. La température décroît toutefois légèrement mais reste encore relativement forte, puisque chlorite, muscovite, biotite et grenat continuent de cristalliser de façon statique sur S2 ;

– la **phase 3** est pour partie associée à l'intrusion de la granodiorite de Villefranche (plutons de Peyrusse et de Sanvensa), à l'Est de la feuille. Là, elle s'accompagne à nouveau de conditions plus sévères dues à l'effet thermique de l'intrusif ; ce nouveau métamorphisme thermique reprenant le précédent.

Analyse paragenétique, degré et type de métamorphisme

L'analyse paragenétique des roches à dominante pélitique a été faite à partir du système KFMASH projeté par la muscovite, le quartz, l'eau et le plagioclase (fig. 4 et 5). Les paragenèses granulitiques, très localisées dans les enclaves ou au contact même de la monzodiorite, visualisables sur une projection à partir du feldspath K (fig. 4), n'ont pas été représentées.


Métamorphisme thermique précoce lié à la mise en place de la monzodiorite du Pont-de-Vézis

Les réactions métamorphiques sont difficiles à cerner car, comme nous l'avons vu, les associations minérales rencontrées sont métamorphiques. Muscovite, chlorite, biotite, grenat, staurotide, andalousite, cordiérite, sillimanite, feldspath K et plagioclase y sont *pro parte* synchrones de la foliation majeure qui, compte tenu du contexte de ces roches, peut être aussi bien S2 que S3. Cette première génération de minéraux synfoliaux définit un groupe de paragenèses de première génération représentées dans les projections à la figure 4 et dans lesquelles staurotide et cordiérite ne semblent jamais co-stables. La suite réactionnelle mise en évidence par cette étude paragenétique est corroborée par l'étude des microstructures. Sans rentrer dans le détail, on peut proposer la suite réactionnelle suivante à partir des chloritoschistes épizonaux, pélitiques plus ou moins grauwackeux.

La formation de biotite à partir des chlorites épizonales pourrait être due aux réactions : $\text{feldspath K} + \text{chlorite} \rightarrow \text{biotite} + \text{muscovite} + \text{quartz} + \text{eau}$ et/ou : $\text{phengite} + \text{chlorite} \rightarrow \text{muscovite} + \text{quartz} + \text{eau}$.

La formation de biotite et de grenat est due à la réaction continue : $\text{chlorite} \rightarrow \text{grenat} + \text{biotite}$ mais les compositions de roches totales font que la plupart du temps seules les paragenèses à chlorite-grenat ou chlorite-biotite sont exprimées.

Contact granodiorite
+ qz + ms + pl + H₂O

 Compositions chimiques des chlorites analysées dans les épischistes métamorphisés régionalement avant l'intrusion des plutons de Villefranche.

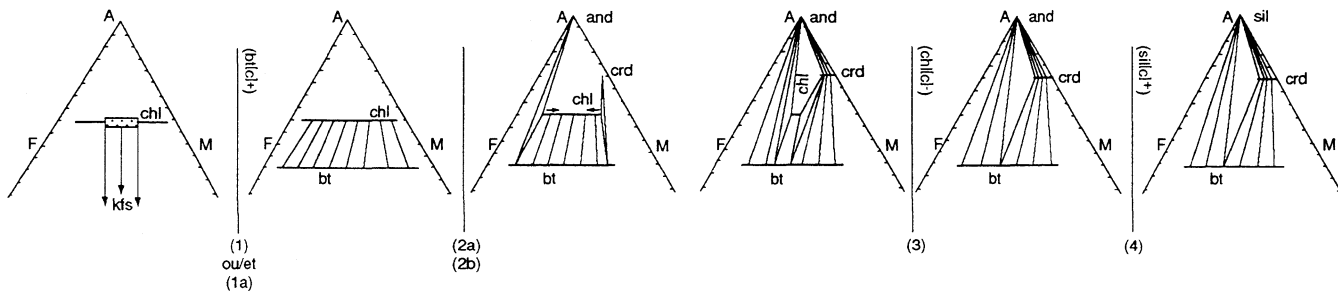


Fig. 5 - Projections AFM par le quartz, la muscovite et l'eau, avec plagioclase acide en excès, visualisant les diverses réactions continues et discontinues déduites des associations minérales observées dans les épischistes cornéifiés au contact des plutons monzogranitique et granodioritique de Peyrusse et Savensa.

- (1) $kfs + chl \rightarrow bt + ms + qz + H_2O$ ou/et (1a) $phg + chl \rightarrow ms + qz + H_2O$ (bt/cl^+);
 (2a) $Fe-chl + ms \rightarrow and + Fe-bt + qz + H_2O$ et (2b) $Mg-chl + ms \rightarrow Mg-crd + Mg-bt + qz + H_2O$;
 (3) $chl + ms + qz \rightarrow crd + and + bt + H_2O$ (chl/cl^-); (4) $and \rightarrow sil$ (sil/cl^+)

Dans ces conditions, la staurotide ne peut se former qu'à partir des paragenèses à grenat-chlorite selon la réaction R1 (isograde st^+) : *grenat + chlorite* → *staurotide + biotite* car sinon, quelle que soit la réaction envisagée (e.g. *chlorite + muscovite* → *staurotide + cordiérite + biotite + eau*), la staurotide coexisterait avec une cordiérite synfoliale.

Dans le même temps, la cordiérite synfoliale hypothétique peut se former par la réaction continue R2 : *Mg-chlorite + muscovite* → *Mg-cordiérite + Mg-biotite + quartz + eau*.

De la même façon, l'andalousite a commencé à se former par la réaction discontinue R3 (isograde and^+) : *staurotide + chlorite* → *andalousite + biotite* ; puis par la réaction (R4) de disparition totale des chlorites : *chlorite + quartz* → *andalousite + biotite + cordiérite*.

Concomitamment, la staurotide disparaît à son tour par la réaction (R5) : *staurotide + quartz* → *grenat + biotite + andalousite*.

Il est très possible qu'en fait, ce soit *pro parte* de la sillimanite qui se forme à la place de l'andalousite puisque dans le même temps l'andalousite s'inverse en sillimanite selon la transition polymorphique (R6, isograde sil^+). Le passage très localisé au faciès des granulites se fait par la réaction R7 : *muscovite + quartz* → *sillimanite + feldspath K + eau*.

Les réactions de formation du spinelle hercynite ou du corindon posent problème. Il ne s'agit à l'évidence pas des réactions classiques : *muscovite* → *corindon + feldspath K + eau* ou *grenat riche en almandin + sillimanite* → *spinelle hercynite*, généralement évoquées en pareils cas, puisque ces deux minéraux ont été observés uniquement en inclusions dans la cordiérite.

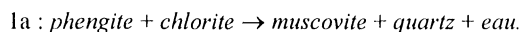
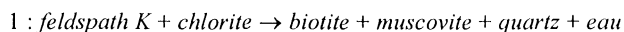
Dans cette séquence réactionnelle, l'isograde d'anatexie peut être franchie entre les réactions R5 et R7, mais seule l'isograde marquant la transition andalousite/sillimanite (R6, sil^+) est cartographiable (cf. fig. 3) pour les raisons évoquées au début de ce chapitre. Cette séquence correspond à un épisode métamorphique de basse pression dans le domaine de la cordiérite et de la staurotide, minéral que l'on ne retrouve ni dans les métapélites, ni dans les porphyroïdes encaissant directement les plutons de granitoïdes et métamorphisés par contact sur leur bordure. Cette polarité des températures ainsi que la disposition en demi-auréoles des zones d'isométamorphisme est en continuité avec celles reconnues sur les feuilles adjacentes Rieucpeyroux et Naucelle et donc, à grande échelle, centrée sur la monzodiorite du Pont-de-Vézis. Ceci nous amène à penser que ce métamorphisme est lié à l'intrusion précoce de cette monzodiorite à des pressions comprises entre 2 et 4 kbar (d'après le calibrage de Newton et Haselton, 1981, de la paire grenat-plagioclase) c'est-à-dire à des profondeurs de 6 à 13 km pour des températures de l'ordre de 750 à 800 °C (calibrage de Ferry et Spear, 1978 et de Hodges

et Spear, 1982, sur la paire grenat-biotite). Ces estimations sont en accord avec celles calculées à partir de l'association biotite-muscovite-plagioclase-grenat permettant d'estimer à la fois la pression et la température selon le modèle de Ghent et Stout (1981).

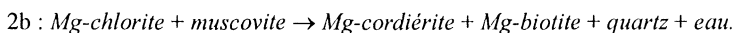
Métamorphisme thermique tardif lié à la mise en place post-tectonique des plutons de Peyrusse et de Sanvensa

Il se traduit par des blastèses statiques et donc tardives de chlorite, muscovite, biotite, andalousite, cordiérite et localement sillimanite, fibrolite, qui sont à associer à la mise en place post-tectonique à encore plus basses pressions des plutons granodioritiques et leucogranitiques de Sanvensa au Sud et du monzogranite de Peyrusse au Nord. Ces dernières se surimposent aux paragenèses précédentes et viennent les oblitérer. La suite réactionnelle mise en évidence par l'étude paragenétique des roches de l'auréole de contact externe du pluton de Sanvensa est présentée à la figure 5. Elle est corroborée par l'étude des microstructures. Sans rentrer dans le détail, on peut proposer la suite réactionnelle suivante à partir des chloritoschistes épizonaux péli-tiques plus ou moins grauwackeux.

La formation de biotite (isograde bt^+ , cf. fig. 3) se fait par les mêmes réactions simultanées 1 ou/et 1a déjà évoquées précédemment :



Ensuite, dans un modèle général, l'andalousite va se former dans les compositions les plus ferreuses (réaction continue 2a) alors que la cordiérite va se former dans les compositions les plus magnésiennes (réaction continue 2b) :



À ce stade les chlorites épizonales du Rouergue sont encore stables uniquement à cause de leur composition chimique ferromagnésienne (fig. 5). Mais, comme ces deux réactions continues antagonistes réduisent petit à petit le champ de stabilité des chlorites à celui des chlorites présentant un X_{Mg} de l'ordre de 0,5, les chlorites précoces apparues lors du métamorphisme régional inverse (cf. feuille Rieupeyroux) vont enfin se déstabiliser par le jeu combiné de ces deux réactions et de celui de la réaction discontinue terminale (réaction 3) : $\text{chlorite} + \text{quartz} + \text{muscovite} \rightarrow \text{cordiérite} + \text{andalousite} + \text{biotite} + \text{eau}$.

C'est la trace de cette réaction (isograde chl[c]) qui a été reportée figure 3 et sur les feuilles Naucelle et Rieupeyroux.

Enfin, l'isograde ($\text{sil}_{[c]}^+$) correspondant à la formation de la sillimanite fibrolite à partir de l'andalousite (réaction 4), connue dans l'auréole externe du pluton de Sanvensa (cf. fig. 3), a vraisemblablement été franchie ponctuellement mais n'a pas pu être cartographiée sur la feuille Villefranche. La température maximale atteinte est de l'ordre de 600 à 630 °C. L'absence de staurotide (Bickle et Archibald, 1984) dans cette auréole montre que la pression n'a pas excédé 2 kbar à ces températures, quelle que soit la réaction 4 envisagée (Holdaway, 1971 ; Salje, 1987). La profondeur maximum de mise en place de la granodiorite est donc inférieure à 6 km.

SYNTHÈSE

Évolution tectono-métamorphique hercynienne

En conclusion, l'analyse structurale et métamorphique détaillée de la région de Villefranche-de-Rouergue permet de distinguer trois phases de plissement synmétamorphiques que l'on peut résumer en deux grands épisodes tectoniques majeurs.

Épisode de tectonique tangentielle polyphasée, associée à la mise en place synmétamorphique vers le Sud, des nappes mieux représentées sur les cartes voisines

La **phase 1** se traduit par la genèse d'une schistosité subhorizontale puisque parallèle à la stratification. Les linéations d'intersection et d'étirement de direction proche de Nord-Est et le sens de déversement apparent des rares plis clairement attribuables à cette phase définissent son orientation et sa vergence vers le Sud-Ouest. Les cristallisations reconnues sur S1 suggèrent que cette première étape de déformation tangentielle s'est faite sur l'ensemble de la carte dans des conditions épizonales. L'absence de plis dans les orthogneiss les plus anciens a pour cause le manque de marqueur planaire initial dans ce type de roche, et aussi la forte recristallisation lors du paroxysme du métamorphisme mésozonal ultérieur.

La **phase 2** se manifeste par le plissement tangentiel de la foliation 1 dans des conditions synfoliales et synmétamorphiques. Dans les charnières des plis isoclinaux P2, la déformation est marquée par le développement d'une schistosité de crénelation ; dans les flancs des plis et à l'échelle régionale, la fabrique planaire majeure est composite puisque S1 et S2 sont parallélisées. Le paroxysme du métamorphisme dans les conditions du faciès amphibolite est atteint pendant cette phase et s'accompagne de l'établissement du métamorphisme inverse d'Ouest en Est, dans la vallée de l'Aveyron. Les critères de sens de cisaillement relevés dans les orthogneiss indiquent un cisaillement bien réglé vers l'WNW. L'omniprésence d'une

linéation minérale d'allongement subparallèle aux axes de plis P2 (direction moyenne NNW et/ou SSE) atteste de l'importance et de la généralité de cet épisode de déformation synmétamorphe, à vergence WNW à l'Est du décrochement de Colombières, SSW à l'Ouest.

Dans l'histoire géologique régionale, ces déformations tangentielles sont considérées d'âge dévonien inférieur à moyen (390-370 Ma) et sont attribuées à la mise en place complexe des nappes dont les vestiges, en klippes, sont trouvés sur les cartes voisines Rodez à l'Est et Najac au Sud-Ouest.

Épisodes composites de plissements tardifs

La **phase 3** s'oppose aux deux phases tectoniques précédentes. En effet, bien qu'il s'agisse encore d'un épisode de déformation souple et synschisteuse, ses caractères essentiels sont ceux d'une tectonique de moins grande profondeur, relevant typiquement des stades tardifs de l'évolution orogénique. Les plis, généralement en chevrons, sont plus ouverts et ont des plans axiaux redressés ; ils ne sont accompagnés que de façon locale par une schistosité, parfois assez fruste, de crénulation. L'intensité, l'orientation et la répartition des plis attribués à cette (ces) phase(s) dépend de l'importance des mouvements tardifs le long des accidents les plus importants. Ces plis et les basculements associés sont responsables des redressements des foliations 1 et 2 et des contacts lithologiques.

Ces déformations souples de grande amplitude et les déformations cassantes associées, parfois en relation avec la mise en place des granitoïdes tardifs, sont généralement datées du Carbonifère (350 à 325 Ma ; Burg *et al.*, 1989a).

La mise en place, mal datée vers 300 Ma, des granitoïdes vient achever l'histoire des déformations souples en même temps que celle du refroidissement de cette région que le plutonisme perturbe : en effet, ces plutons intrudent un bâti déjà refroidi et partiellement induré puisqu'ils induisent un métamorphisme de contact. Ce métamorphisme est lié à l'intrusion syntectonique de la monzodiorite qui engendre un métamorphisme de basse pression dans le domaine de la staurodite, entre 2 et 4,5 kbar et environ 750 °C, conditions de température qui permettent la fusion partielle des enclaves. D'autre part, ce métamorphisme est lié à l'intrusion tardive de la granodiorite et des leucogranites. La température maximale atteinte en bordure de cette granodiorite est de l'ordre de 600 à 630 °C. L'absence de staurodite montre que la pression ne dépassait pas 2 kbar, ce qui fournit une profondeur d'intrusion inférieure à 6 km.

Évolution tectonique post-hercynienne

Le simple examen des accidents qui affectent la couverture et de leurs rejeux apparents attestent donc de mouvements successifs de sens et de style variés, mais ne nous renseigne guère sur l'histoire des déformations successives. En revanche, l'étude conjointe des manifestations qui les accompagnent à toutes les échelles, plis, fractures, stries, a permis de définir régionalement une succession d'événements tectoniques majeurs (Bonijoly et Blès, 1983) :

– faute d'affleurements sur le territoire de la feuille, on ne peut que déduire du contexte régional l'existence, au **Permien**, d'une phase distensive de direction N-S à NNE-SSW responsable de la formation d'un bassin (Brive-Grésigne) NW-SE sous une partie du plateau quercynois ;

– au **Jurassique inférieur et moyen**, une phase de distension approximativement E-W se serait manifestée avec des rejeux en faille normale des accidents subméridiens. La sédimentation du Lias et du Dogger traduit à plusieurs reprises (Lias moyen, Lias terminal notamment) l'existence de tels mouvements dont la direction s'accorde bien avec les principales variations paléogéographiques ;

– un régime de distension N-S se manifeste à partir du **Jurassique supérieur** et au **Crétacé**, que l'absence de dépôts de cet âge dans la région ne permet pas d'appréhender clairement ;

– pendant l'**Éocène** anté-Priabonien, se succèdent, en relation avec l'orogénèse pyrénéenne, plusieurs phases de compression de direction NW-SE à NE-SW. Elles se manifestent par des bombements et ondulations, notamment par la naissance du dôme de Saint-Igest dont la structuration serait relativement précoce (anté-bartonienne ; Muratet, 1983).

C'est au Bartonien que la tectonique semble la plus active avec des rejeux principaux en décrochement des accidents subméridiens et la naissance aux abords de ces accidents de zones effondrées piégeant la sédimentation détritique des petits bassins type Asprières et Villeneuve-d'Aveyron, dont certains dépôts sont manifestement syntectoniques. Ces mouvements sont ensuite scellés par la sédimentation priabonienne discordante et non affectée ;

– à la **fin de l'Éocène** et au **début de l'Oligocène**, s'installe un régime de distension de direction NW-SE entraînant des rejeux en faille normale des principaux accidents dont le plus spectaculaire provoque un rehaussement du Rouergue le long de la faille de Villefranche et les rejeux en faille normale des principaux accidents du plateau. C'est à cette époque et suivant les accidents subméridiens que se produit la structuration tardive des bassins tertiaires de Villeneuve et Asprières ;

– les déformations postérieures offrent peu d'évidence dans la région, on peut imputer à un rehaussement général du bloc Massif central, vers l'ex-

trême *fin du Tertiaire* voire au *début du Quaternaire*, la réorganisation et l'encaissement du réseau de drainage.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Cette histoire complexe ne peut être déchiffrée qu'à la lumière des données fournies par les cartes environnantes.

La région épizonale de la feuille Villefranche-de-Rouergue se rattache à l'autochtone relatif de la klippe de Najac. Cette klippe est caractérisée par des roches ayant subi un métamorphisme de haute pression-basse température au Paléozoïque inférieur. Ces roches ont été charriées vers le Sud sur les micaschistes et porphyroïdes de cette région. L'ensemble des déformations tangentielles dans ces séries, et le métamorphisme associé, est attribué à l'avancée de ces nappes, qui s'accompagne d'ailleurs de la rétromorphose des séries charriées. L'intrusion du « granite de Villefranche » vers 300 Ma, outre le métamorphisme qu'il provoque, scelle ces déformations. Le tout est replissé de façon souple pendant l'exhumation. L'ensemble des déformations souples et des métamorphismes est achevé au Stéphanien.

Le bâti hercynien désormais consolidé est soumis à partir du Carbonifère supérieur à une intense érosion dont les produits vont alimenter, au cours du Stéphanien, des bassins limités, au voisinage de grands accidents tardifs. C'est le cas de Decazeville au Nord-Est, Najac et Carmaux au Sud-Est.

Au Permien, un régime de distension s'établit et entraîne à la périphérie de la chaîne l'installation de larges aires de sédimentation dans un environnement de lacs ou de marécages où divaguent des chenaux fluviaux.

Un de ces bassins occupe vraisemblablement une grande partie du Quercy entre Brive et la Grésigne. Il a été reconnu avec des accumulations de plusieurs milliers de mètres par le sondage de Saint-Martin-Labouval au Nord-Ouest de Villefranche et s'étend probablement sous une partie au moins du territoire de la feuille. Vers l'Est, les mêmes dépôts s'accumulent dans la gouttière du détroit de Rodez et dans la dépression de Saint-Affrique de part et d'autre du Rouergue. L'évolution du climat de type équatorial humide au Carbonifère à des conditions plus arides à précipitations intermittentes au Permien, favorise l'affaiblissement du couvert végétal sur les zones émergées et le démantèlement de la couverture paléozoïque et des altérites développées à la surface du socle. Les produits de cette érosion constituent les faciès caractéristiques des pélites et grès rouges.

Vers la fin du Permien ou le début du Trias, une phase de distension crustale permet l'individualisation en Aquitaine d'une importante zone de subsidence et provoque ici un rajeunissement des reliefs toujours émergés. Les

derniers reliefs seront progressivement arasés au cours du Trias et la transgression marine qui atteint le Quercy au Trias supérieur ne déborde le domaine oriental qu'à la limite Trias/Jurassique.

Les premiers dépôts détritiques qui marquent l'arrivée de la transgression sont vite remplacés par une sédimentation argileuse à évaporitique d'ambiance lagunaire puis par des faciès margino-littoraux carbonatés à laminites algaires. Timides jusque-là, les influences marines s'affirment progressivement au Sinémurien inférieur et deviennent dominantes au Sinémurien supérieur avec des dépôts de mer ouverte de haute énergie.

Au Sinémurien supérieur-Pliensbachien inférieur, une crise tectonique en distension E-W est repérée sur toute la périphérie du Massif central et est responsable ici de nombreux arrêts de sédimentation, lacunes, et variations de puissance. Des mouvements cassants en faille normale (faille de Lissac) ont été mis en évidence plus au Nord (1/50 000 Figeac). Des mouvements sont également manifestes au cours du Pliensbachien supérieur auxquels peut être lié le développement de l'oolite ferrugineuse de Veuzac à proximité de l'accident de Villefranche.

Des tendances au confinement et passagèrement à l'émersion se manifestent au cours de Bathonien avec des dépôts évaporitiques et des faciès à faune d'eau douce, tandis qu'à la fin de l'étage et au Callovien, les conditions de mer ouverte redeviennent prédominantes avec des dépôts à foraminifères et coralliaires.

L'émersion générale du domaine intervient sans doute vers la fin du Jurassique et l'on n'a pas de témoignage ici de la dernière transgression marine qui atteint une partie du Quercy au cours du Crétacé supérieur. La région est dès lors soumise à l'érosion et aux altérations des climats chauds du Crétacé terminal et de l'Éocène.

Aux mouvements pyrénéens en compression N-S est liée vraisemblablement l'installation et l'évolution à l'Éocène supérieur de bassins fluviolacustres dont les dépôts jalonnent aujourd'hui l'accident de Villefranche. Une grande partie du rejeu post-jurassique de cet accident était acquise au moment du dépôt des terrains priaboniens. Ces dépôts sont alimentés en partie par les structures de la couverture sédimentaire déformée (dôme de Saint-Igest) mais surtout par les altérites développées sur le socle du Rouergue, entraînées par écoulements en nappes vers les dépressions lacustres.

À la fin de l'Éocène et à l'Oligocène, des mouvements distensifs provoquent un rehaussement du Rouergue par rapport au Quercy dont ils ravivent l'évolution karstique.

La période Néogène voit l'installation de grands réseaux fluviaux collectés par un paléo-Lot, et c'est sans doute vers la fin du Pliocène ou à l'aube du Quaternaire que des réajustements tectoniques à la limite Quercy/Rouergue entraînent une réorganisation du drainage et la probable capture de l'Aveyron détourné vers le Sud.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Aplanissements

Les grands aplanissements qui nivellent le socle du Ségala à l'Ouest de la faille de Villefranche et le plateau quercynois à l'Ouest de cet accident, constituent un trait majeur au paysage régional. Il s'agit vraisemblablement de surfaces polygéniques dont l'évolution s'est essentiellement effectuée entre l'émersion fini-crétacée et la fin du Néogène.

Les lambeaux d'argiles à graviers d'âge éocène terminal (à oligocène inférieur ?) qui jalonnent la surface du Ségala laissent penser que cet aplanissement était largement acquis au début de l'Oligocène. Les quelques reliques de grès infra-mésozoïques préservés çà et là indiquent par ailleurs une relative coïncidence avec la surface antémésozoïque exhumée par l'érosion de la couverture.

À l'Ouest, le plateau quercynois supporte les mêmes formations de l'Éocène terminal et s'ennoie plus à l'Ouest sous les dépôts oligocènes de la bordure aquitaine. Son aplanissement majeur peut être également situé vers la fin de l'Éocène et de début de l'Oligocène. Le décalage de 150 m environ entre les deux « plateaux » résulte probablement d'un rejeu oligocène de la faille de Villefranche.

Morphologie karstique

L'évolution de cette surface d'aplanissement dans le domaine sédimentaire où dominent les assises calcaires est caractérisée par le développement des phénomènes karstiques : réduction des écoulements aériens au profit des circulations souterraines et remplacement des processus d'érosion mécanique par les processus chimiques de dissolution.

Des stades anciens de cette évolution karstique sont attestés dès l'Éocène inférieur et surtout à partir du Lutétien supérieur par la formation des poches à phosphorites et les remplissages sidérolitiques connus jusqu'à l'Oligocène supérieur. Cette évolution, plus ou moins contemporaine de la période d'aplanissement, s'est trouvée stoppée par le relèvement général des niveaux de base au moment du maximum d'extension du lac agenais.

En dehors de ces quelques héritages, la majorité des manifestations karstiques du paysage actuel est le fait d'une évolution encore active aujourd'hui et qui a dû débiter au Pliocène, période d'abaissement général des niveaux de base et de rehaussement relatif du Rouergue par rapport à sa bordure.

Les manifestations les plus nettes de cette évolution sont représentées par les nombreuses reliques fossilisées d'anciens réseaux fluviaux, vallons et vallées sèches dont le plus bel exemple est fourni par les méandres abandonnés à l'amont du ruisseau de l'Oule. Plusieurs de ces segments de cours fossiles sont quelquefois utilisés par des écoulements exceptionnels, vite absorbés par des pertes ou qui alimentent quelques mares temporaires.

La surface des plateaux est par ailleurs constellée de dépressions fermées de toutes tailles, des « dolines » à de véritables bassins fermés où aboutissent éventuellement des vallons fossiles. Les points d'absorption, pertes, avens, gouffres sont abondants : le Trep, Gulhe et, au contact Bajocien/Toarcién, ceux de Bannac, Massour, Teule et Laramière. La grotte de Lantouy est la seule résurgence importante au confluent des ruisseaux de l'Oule et de Soubeyre.

Érosion différentielle

L'évolution tardive des surfaces d'érosion initiales sous les divers facteurs de dégradation a utilisé les importantes différenciations lithologiques de la série stratigraphique pour dégager une morphologie de détail en replats et cuestas à faibles dénivelés mais très caractéristique de l'érosion différentielle.

Une belle cuesta souligne le passage Lias/Dogger et matérialise à peu de choses près l'avancée de l'érosion régressive à partir du bassin du bas Aveyron. D'autres cuestas plus discrètes signalent les calcaires du Domérien supérieur et les calcarénites du Sinémurien séparés par le replat des marnes du Domérien inférieur. Enfin, au Nord-Ouest de la feuille, à l'approche de la vallée du Lot, des replats secondaires soulignent les intercalations « lacustres » de l'ensemble calcaire bathonien.

Réseaux fluviaux

On s'aperçoit, si on examine les directions du réseau de drainage, que la majorité des écoulements, que ce soit sur le Ségala ou sur les plateaux calcaires, se dirige de façon relativement homogène vers le Nord-Ouest ou l'Ouest. En revanche, un petit nombre d'entre eux, situés au voisinage de l'accident de Villefranche et tributaires du bas Aveyron, affichent une direction N-S nettement discordante. L'Aveyron lui-même en est le plus bel

exemple, avec son changement radical d'orientation au passage de l'accident.

Cette antériorité des écoulements tribulaires du Lot par rapport au bas Aveyron est en outre caractérisée par l'examen des apports détritiques conservés par les formations superficielles de ces deux domaines. Dans le domaine tributaire du Lot, abondent des éléments de socle très bien façonnés, des pisolites ferrugineux, des grès siliceux, éléments sans doute hérités pour une part de l'ancienne couverture tertiaire ; tandis que dans le bassin dépendant du bas Aveyron dominent plutôt des éléments de socle nettement moins évolués.

On peut en déduire qu'à une époque relativement récente, l'Aveyron, qui s'écoulait vers l'Ouest ou le Nord-Ouest à travers le causse de Limogne, a été capturé par un affluent du Vieur et a infléchi son cours vers le Sud. Le phénomène est sans doute lié à un rejeu de la faille de Villefranche et aussi à la karstification du domaine calcaire quercynois : les écoulements superficiels se concentrant alors dans les zones d'affleurement des couches liasiques imperméables y ont accéléré la progression de l'érosion régressive, gagnant ainsi progressivement une surface croissante du plateau karstique au bassin-versant du bas Aveyron.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Les ressources des aquifères sont conditionnées par les facteurs principaux suivants : la pluie efficace (quantité d'eau de pluie qui ruisselle et s'infiltré dans le sol), les conditions d'alimentation aux limites de l'aquifère (relations avec les rivières, avec d'autres aquifères), la porosité et la perméabilité, la fracturation des calcaires, la solubilité des roches carbonatées (aptitude à la karstification), la structure des corps sédimentaires, et l'évolution géomorphologique des aires d'affleurement.

Dans le cadre de la feuille, ces facteurs déterminent trois catégories de réservoirs correspondant à des ensembles lithologiques distincts :

- des réservoirs à porosité de fissures et d'interstices dans les terrains du socle paléozoïque et ses altérations ;
- des réservoirs à porosité de fissures et chenaux karstiques dans les formations carbonatées du Lias ou du Dogger ;
- des réservoirs à porosité d'interstices dans les formations détritiques tertiaires et dans les alluvions de l'Aveyron et de ses affluents.

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

Aquifères du socle cristallin et métamorphique

Les formations métamorphiques et granitiques du socle paléozoïque sont globalement imperméables ; toutefois, la frange d'altération superficielle (d'arénisation pour les granites) peut présenter une certaine perméabilité. Ce contexte donne lieu à des écoulements parallèles à la surface topographique et alimente de petites sources de fond de vallon aux possibilités très limitées. Les fractures et les filons de nature variée qui affectent ces séries, du fait surtout des zones d'altération qui peuvent leur être associées, sont susceptibles de constituer des drains préférentiels pour les écoulements.

Aquifères du Lias inférieur

Au-dessus des formations détritiques et argileuses du Trias supérieur–Hettangien basal qui constituent un écran imperméable, les dépôts carbonatés de l'Hettangien et du Sinémurien (et *p.p.* du Pliensbachien inférieur) constituent un aquifère potentiel de fissures et chenaux karstiques. Le système karstique de l'igle de la Cuisinière (commune de Vailhourles) est localisé dans les calcaires du Sinémurien et du Pliensbachien inférieur.

En direction de l'Ouest, cet aquifère s'enfonce progressivement sous les couches argileuses du Lias moyen-supérieur, pour constituer une nappe captive.

Les couches calcaires du Domérien supérieur encadrées par les ensembles marneux du Domérien inférieur et du Toarcien constituent un autre aquifère potentiel aux possibilités toutefois réduites du fait, de sa puissance très limitée (10-15 m) et d'une lithologie moyennement favorable.

Aquifère du Dogger

Essentiellement carbonatée, cette série de plus de 200 m de puissance est le siège d'importantes circulations de type karstique beaucoup plus développées apparemment que dans l'aquifère du Lias inférieur. Le contexte est par ailleurs similaire, le niveau de base étant constitué cette fois par les marnes du Lias supérieur ou par le niveau piézométrique des vallées fonctionnelles. Il existe dans ce cas des zones noyées.

Sur la limite occidentale de la feuille, trois systèmes karstiques s'individualisent de part et d'autre de l'axe anticlinal de Puylagarde–Promilhanes ou de Mandavy (feuille Cahors) :

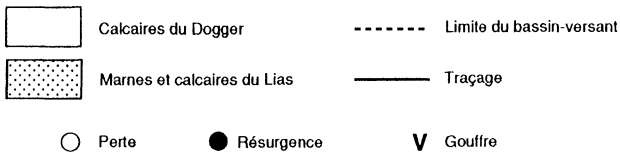
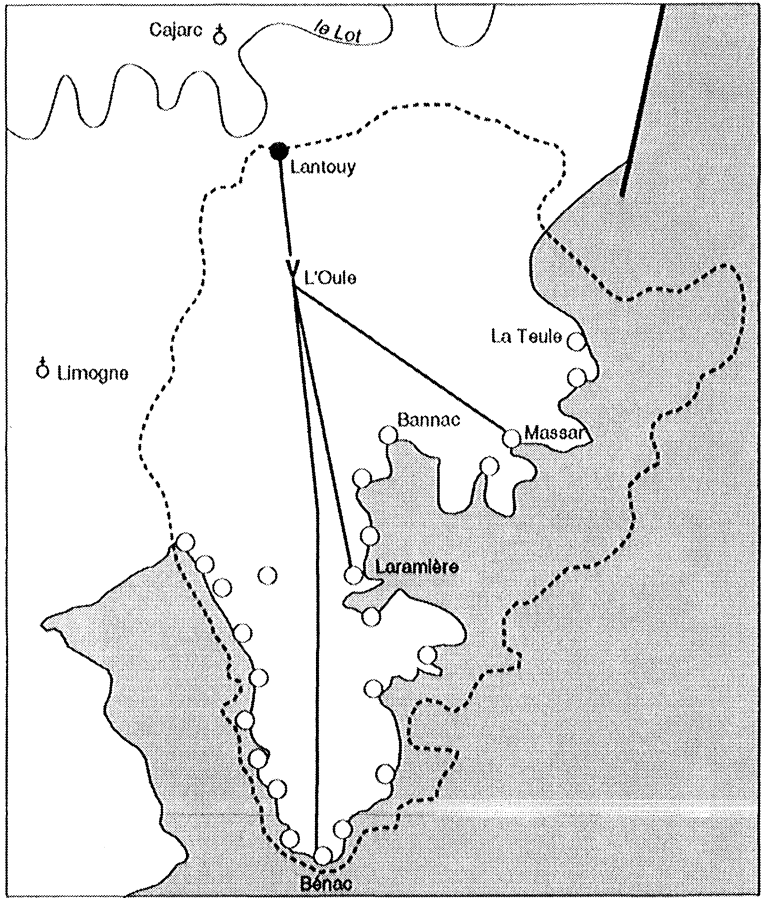


Fig.6 - Schéma du système de Lantouy

- le système de *Lantouy* (fig. 6) s'étendant sur une superficie de 180 km², draine en direction de la vallée du Lot, l'impluvium du Terrefort entre Puy-lagarde et La Capelle-Balaguier, et celui du causse jurassique voisin (environs de Saint-Jean-de-Laur, Puyjourdes, etc.) ;
- le système de *Trou-Madame* s'étend plus à l'Ouest aux limites des feuilles Villefranche et Cahors. Un traçage a permis d'établir la relation entre la perte de Carlan (commune de Vidailles) et la résurgence de Trou-Madame (feuille Cahors) ;
- le système de la *résurgence de Saint-Géry* (feuille Cahors) principale source de la Bonnette (affluent de l'Aveyron), dont le bassin d'alimentation se situe dans le Terrefort à l'Ouest de Puy-lagarde.

Aquifères des terrains tertiaires

Les « argiles à graviers » du bassin d'Asprières–Villeneuve et celles qui subsistent en placages sur le socle cristallin de l'Est de la feuille, constituent comme les altérites et arènes granitiques, un aquifère aux ressources limitées, généralement capté par puits à faible profondeur.

Aquifères des formations alluviales

Les alluvions de la vallée de l'Aveyron en aval de Villefranche sont généralement aquifères et leur épaisseur à l'aplomb de chenaux surcreusés peut atteindre 5 à 7 m.

Les alluvions des vallées secondaires ont un contenu argilo-limoneux trop important pour constituer un bon aquifère. Dans certaines vallées, des accumulations de cailloutis calcaires, au sein ou à la base de ces alluvions, permettent de constituer une ressource exploitable pour les besoins locaux. Elles sont sollicitées par des puits ou des excavations qui ajoutent un effet de réservoir à la productivité propre de l'ouvrage.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Matériaux de construction ou de voirie

Des carrières sont exploitées dans les formations granodioritiques de Villefranche pour la confection de granulats pour travaux routiers (enrobés,...).

Deux carrières près de Floirac, dans la partie aval de la vallée de l'Aveyron, exploitent les calcaires sinémuriens pour la fabrication de gravillons et pour la confection d'éléments de béton préfabriqués pour la construction.

Un certain nombre de carrières artisanales pour la plupart abandonnées exploitaient les calcaires du Dogger pour les constructions traditionnelles, notamment près de Saint-Rémy (carrière de Mauriac), au Nord-Ouest de Villeneuve (carrière de Neuviale) et près de Laramière. Les mêmes horizons alimentaient autrefois quelques fours à chaux au voisinage de Saint-Igest.

À l'Est de Puylagarde, lieu-dit les Payrières, des horizons de calcaire dolomitique du Bajocien, à strates métriques très peu fracturées, fournissent des blocs métriques réguliers aptes à la confection de murs de soutènement ou à l'utilisation en enrochements.

Les grès cryoclastiques sont exploitées occasionnellement pour les travaux de voirie dans les vallées entaillées dans le Dogger du Nord-Ouest de la feuille, notamment le long du ruisseau de l'Oule et au Sud, le long de la vallée de l'Aveyron.

Argiles pour tuiles et briques

À Puylagarde et à Memer, deux carrières ont exploité les marnes finement sableuses du Toarcien supérieur pour la fabrication des tuiles et briques. Toutes deux sont aujourd'hui abandonnées.

Tourbe

Au Nord de Villeneuve-d'Aveyron un dépôt à tourbe a été récemment exploité sur environ 4 m, sous tranche d'eau au lieu-dit la Rosière.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

De nombreux indices et anciens travaux d'exploitation ou reconnaissance existent sur le territoire de la feuille et sont pour la plupart été signalés sur la carte et en annexe de cette notice, avec leurs caractéristiques sommaires et leur numéro d'archivage au Service géologique national.

La plupart d'entre eux consistent en filons encaissés dans le substratum hercynien micaschistes ou granites. Ces filons appartiennent à un cortège filonien lié à un épisode tardif suivant la mise en place du « granite de Villefranche », et sont minéralisés principalement en *plomb*, *zinc*, *cuivre* et *baryum*. Les plus importants aux Crozes (7-4003) et à la Baume (7-4004) ont été exploités jusqu'au début du siècle.

Dans la couverture mésozoïque méritent d'être mentionnés pour leur intérêt historique :

– le *minerai de fer* dit « oolite de Veuzac »(3-4003) fut exploité au siècle dernier près de cette localité au Nord de Villefranche-de-Rouergue et près

de Saint-Igest (concession du 23 janvier 1828, renoncée le 4 février 1914). Le minerai contenu dans les assises carbonatées du Pliensbachien supérieur (calcaires roux à *Pecten*) titrait 20 à 25 % Fe dans la zone exploitée et comprenait deux couches de 1,2 m et 1 m, séparées par 1 m environ de calcaire stérile, avec un pendage général de 20 à 30° vers le Nord-Ouest ;

Réputé oolitique, ce minerai apparaît en fait plutôt comme un enrichissement ferrallitique dans le ciment et les cavités d'un calcaire bioclastique plus ou moins phosphaté et riche en macrofossiles (*Gryphea cymbium*, *Pecten aequivalvis*).

La diminution rapide des teneurs lorsqu'on s'éloigne de l'accident suggère une étroite relation entre cet accident et la minéralisation ;

– les gisements karstiques à « *phosphorites* » ont été exploités au siècle dernier sur le plateau jurassique au Nord-Ouest de la feuille autour de Saint-Jean-de-Laur, et au Nord-Est près de Villeneuve-d'Aveyron. Le phosphate de chaux, d'origine animale, se trouvait en imprégnation dans le remplissage argileux et concentré en enduits, dans des cavités et conduits karstiques creusés dans les calcaires du Dogger.

DOCUMENTATION COMPLEMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire, dans le **guide géologique régional : Aquitaine orientale** (Gèze et Cavaillé, 1977. Paris : Masson). *Itinéraire 7* : le haut Quercy méridional, p. 100.

DOCUMENTS CONSULTABLES

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

BIBLIOGRAPHIE

ALIBERT D. (1984) - Modèle de dépôt des filons à barytine et fluorine jaune du Rouergue occidental, région de Rignac - Montbazens. Thèse, Orléans.

- ASTRUC J.G. (1988) - Le paléokarst quercynois au Paléogène, altérations et sédimentations associées. Documents BRGM, n° 133, 135 p.
- BARD J.P. (1980) - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Paris : Masson, 192 p.
- BARREAU H. (DE) (1841) - Aperçu géologique du département de l'Aveyron. Annuaire du département de l'Aveyron, p. 69.
- BERGERON J. (1889) - Étude géologique du massif ancien situé au sud du Plateau Central. Ann. sci. géol., XXII, 362 p.
- BERGERON J. (1905) - Feuille de Rodez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVI, n° 110, p. 362-363.
- BERGERON J., DEREIMS A., THÉVENIN A. (1910) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Rodez (1^{re} éd.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- BICKLE M.J., ARCHIBALD N.J. (1984) - Chloritoid and staurolite stability : implications for metamorphism in the Archean Yilgarn Block, Western Australia. *J. Metamorphic Petrol.*, 2 (3), p. 179-203.
- BLAVIER M. (1806) - Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aveyron. *Journal des mines*, t. XIX, p. 109-112 et t. XX, p. 116-118.
- 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*, sér. 2, sect. I, n° 4, p. 315-339.
- BOISSE A. (1852) - Recherches sur les gîtes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits plutoniques. *Ann. mines*, 5^e sér., t. II.
- BOISSE A. (1858) - Carte géologique à 1/200 000 du département de l'Aveyron. Paris : Imprimerie nationale.
- BOISSE A. (1870) - Esquisse géologique du département de l'Aveyron. Paris : Imprimerie nationale.
- BOISSE DE BLACK Y. (1933) - Le détroit de Rodez et ses bordures cristallines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 188, t. XXXVI.
- BONJOLY D. (1980) - Étude structurale et minéralisation d'une plate-forme carbonatée : le Quercy. Thèse 3^e cycle, Orléans (Documents BRGM, n° 26, 303 p.).
- BONJOLY D., BLÈS J.L. (1983) - Histoire tectonique du Quercy (bordure NE du bassin d'Aquitaine, France). Géométrie, cinématique et chronologie des déformations cassantes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XXV, n° 5, p. 175-184.
- BOULADON J. (1977) - Les gisements de plomb-zinc-argent du Massif central. *Bull. BRGM*, sér. 2, sect II, n° 2, p. 67-90.

- BOUTET C. (1981) - Étude palynoplantologique du Trias inférieur et moyen de Grésigne, Sud Quercy. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 161 p.
- BOUTIN R. (1987) - Étude pétro-structurale de deux séries métamorphiques à termes basiques : les gneiss du sondage de Couy (Cher) et les gneiss de Villefranche-de-Rouergue. D.E.A., Montpellier, 98 p.
- BROSSE J.M. (1975) - Télédétection en géologie structurale, deux exemples : le massif granitique de Villefranche-de-Rouergue (Aveyron) et le système filonien de Vialas (Lozère) (Massif central, France). *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. II, n° 4, p. 473-523.
- BURG J.P., TEYSSIER C. (1983) - Contribution à l'étude tectonique et micro-tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue oriental. La déformation des laccolites syntectoniques, type Pinet. *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. I, n° 4, p. 3-30.
- BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A.F. (1986) - Le massif du Lévézou et les séries adjacentes du Rouergue oriental (Massif central). Nouvelles données pétrographiques et structurales. *Géologie de la France*, 3, p. 229-272.
- BURG J.P., DELOR C.P., LEYRELOUP A.F., ROMNEY F. (1989a) - Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France) : P-T-t record from mineral to regional scale. *Geol. Soc.*, Spec. Publ. 43, p. 423-439.
- BURG J.P., GUILLAUME M., ALABOUVETTE B., ASTRUC G. (1989b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Najac (906). Orléans : BRGM, 68 p. Carte géologique par J.P. Burg, M. Guillaume, J.L. Bodinier (1989).
- CARRÈRE M. (1960) - Sédimentologie stratigraphique du Lias et de l'Infra-lias entre le Lot et l'Aveyron. Thèse 3^e cycle, Bordeaux.
- COLLOMB P. (1970) - Étude géologique du Rouergue cristallin. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 419 p.
- CUBAYNES R. (1986) - Le Lias du Quercy méridional (thèse, Toulouse). *Strata*, sér. 2, vol. 6, 574 p.
- CUBAYNES R., FAURÉ P., HANTZPERGUE P., PÉLISSIÉ T., REY J. (1989) - Le Jurassique du Quercy : unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. *Géologie de la France*, n° 3, p. 33-62.
- DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-1965) - Géochronologie et rétomorphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). *Sci. Terre*, Nancy, 10 (3-4), p. 329-342.

- DELOR C., LEYRELOUP A.F., BODINIER J.L., BURG J.P. (1986) - Découverte d'éclogite 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, 303, sér. II, n° 11, p. 739-744.
- DELOR C., BURG J.P., GIRAUD M., LEYRELOUP A. (1987) - Les métapélites à phengite-chloritoïde-grenat-staurotide-disthène de la klippe de Najac-Carmaux : nouveaux marqueurs d'un métamorphisme de haute pression varisque en Rouergue occidental. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, sér. II, 589-595.
- DEMAY A. (1931) - Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne antéstéphanienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, n° 1, p. 663-696.
- DÉPÊCHE F. (1967) - Étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique inférieur et moyen des causses du Quercy. Région de Cajarc (Lot). Thèse 3^e cycle, Paris, 147 p.
- DUFRÉNOY A., ELIE DE BEAUMONT L. (1848) - Explication de la carte géologique de la France. Paris : Imprimerie nationale, t. II.
- DURAND J. (1932) - Granites, gneiss et micaschistes du Rouergue. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 71.
- FABRE J. (1971) - Contribution à l'étude du massif de la Grésigne. Thèse 3^e cycle, Paris.
- FERRY J.M., SPEAR F.S. (1978) - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, p. 113-117.
- GHEENT E.D., STOUT M.S. (1981) - Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-grenat-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 92-97.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformation. Documents BRGM, n° 135, 259 p., 4 annexes.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., ALSAC C. (1986) - Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformation. *Géologie de la France*, n° 3, p. 309-337.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., BURG J.P. (1990) - Les nappes varisques du Sud-Ouest du Massif central (cartes géologiques et structurales à 1/250 000 Montpellier et Aurillac). *Géologie de la France*, n° 3-4, p. 78-106, 7 fig., 4 tabl., 3 cartes h.-t.
- GRIGNAC C. (1983) - Contribution à l'étude des sédiments détritiques post-hercyniens de la bordure SE du Massif Central (France). Thèse 3^e cycle, Toulouse-III, 211 p.

- HODGES K.V., SPEAR F.S. (1982) - Geothermometry, geobarometry and Al_2SiO_5 triple point at Mt Moosilonke, New Hampshire. *Amer. Mineralogist*, 67, p. 1118-1182.
- HOLDAWAY M.J. (1971) - Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, 271, p. 97-131.
- LAUZAC F. (1974) - Les éléments en trace dans les sulfures des filons du horst de Villefranche-de-Rouergue (Massif central français). *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. II, n° 3, p. 277-291.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A., ASTRUC J.G., GUILLOT P.L. et coll. (1990) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Figeac (858). Orléans : BRGM, 92 p. Carte géologique par P.L. Guillot et al. (1989).
- MATTE P., NICOLLET C. (1976) - Succession et style de déformations hercyniennes dans le substratum anté-permien du versant sud du dôme du Lévézou. *Réun. ann. sci. Terre*, Paris, p. 290.
- MUON P. (1980) - Étude gravimétrique du massif du Mont-Lozère. Étude gravimétrique du Rouergue occidental. D.E.A., Montpellier.
- MURATET B. (1983) - Géodynamique du Paléogène continental en Quercy-Rouergue. Thèse 3^e cycle, univ. Paul-Sabatier (Toulouse).
- NEWTON R.C., HASELTON H.T. (1981) - Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In R.C. Newton, A. Navrotsky, B.J. Wood : « Thermodynamics of minerals and melts ». Berlin : Springer-Verlag, p. 131-147.
- NICOLLET C. (1978) - Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévézou (Rouergue, Massif central). *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. I, n° 3, p. 225-263.
- O'CONNOR J.T. (1965) - Classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratio. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 525-B, p. 79-84.
- PÉLISSIÉ T. (1982) - La cause jurassique de Limogne-en-Quercy ; stratigraphie, sédimentologie, structure. Thèse 3^e cycle, univ. Paul-Sabatier (Toulouse).
- PEUCAT J.J., PARIS F., CHALET M. (1986) - U/Pb zircon dating of volcanic rocks, close to the Silurian-Devonian boundary, from Vendée (western France). *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*, 59, p. 133-142.
- PINC C. (1979) - Géochronologie U/Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphanienues de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 205 p.
- ROBLOT M.M. (1972) - Sur l'âge paléozoïque du socle français entre la Cornouaille et les Cévennes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275, 955-957.
- ROCHE J. (1979) - Évolution des connaissances et synthèse hydrogéologique du département de l'Aveyron. Rapport BRGM 79 SGN 550 MPY, 30 p., 5 pl.

- ROQUES M. (1941) - Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 530 p.
- SALJE (1987) - Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite : the influence of fibrolitization on the phase diagram of the Al_2SiO_5 polymorphs. *Amer. Mineralogist*, 71, p. 1355-1366.
- SERRES M. (DE) (1844) - Notice géologique sur le département de l'Aveyron. Mém. Couron. et mém. des savants étrangers de l'Acad. roy. de Bruxelles, XVIII, 96 p.
- SIMON-COINÇON R. (1989) - Rôle des paléo-altérations et des paléo-formes dans les socles. L'exemple du Rouergue (Massif central français). Thèse, Paris I. Mém. sci. Terre, École des mines, Paris.
- STRECKEISEN A. (1967) - Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. A provisional attempt. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 1, p. 1-14.
- TABEAUD C. (1984) - Orthogneiss et schistes cristallins à l'Ouest du bassin houiller de Decazeville (Rouergue occidentale, Aveyron). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle, Paris-Sud (Orsay).

AUTEURS

Pour les terrains cristallins et métamorphiques :

- Jean-Pierre BURG (École polytechnique fédérale, Zurich).
- André LEYRELOUP (université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier).

Pour les terrains sédimentaires et les chapitres généraux :

- Bruno ALABOUVETTE (BRGM, Montpellier)
- Andrée LEFAVRAIS-RAYMOND (BRGM, Orléans)
- Jean G. ASTRUC (BRGM, Toulouse)
- Thierry PÉLISSIE (université Paul-Sabatier, Toulouse)

Avec la collaboration de :

- Marcel GUILLAUME (BRGM, Orléans)
- René CUBAYNES (université Paul-Sabatier, Toulouse)

La coordination a été assurée par B. ALABOUVETTE.

Présentation au CCGF : 3 novembre 1987

Acceptation de la carte et de la notice : 4 décembre 1997

Impression de la carte : 1998

Impression de la notice : 1998

ANNEXES

COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES FORAGES

Parmi les forages effectués sur le territoire de cette feuille, et archivés au Service géologique national (service régional Midi-Pyrénées, Toulouse), dix ouvrages ont été sélectionnés dont la position a été signalée sur la carte et dont les résultats sont résumés ci-après.

Chaque ouvrage est défini par son numéro d'archivage au Service géologique national, indice numérique se décomposant comme suit :

Exemple : 882-2-7

882 : numéro indicatif de la feuille Villefranche-de-Rouergue à 1/50 000.

2 : numéro du huitième de feuille concerné (huitième n° 2).

7 : numéro d'entrée au fichier dans le huitième concerné.

882-2-7. Callovien (5), Bathonien supérieur (91), Bathonien inférieur (99).

882-3-6. Argiles sableuses à lits de galets (Éocène supérieur) (16,5).

882-3-7. Argiles à graviers et passées de calcaire lacustre (Éocène supérieur) (14,5).

882-3-8. Argiles à graviers (Éocène supérieur) (22,5).

882-3-9. Argiles à graviers (Éocène supérieur) (13,5).

882-3-10. Argiles à graviers (Éocène supérieur) (13,5).

882-3-11. Argiles à graviers et calcaires lacustres (Éocène supérieur) (13).

882-4-1. Toarcien (11,7), Domérien supérieur (31,25), Domérien inférieur (60,60), Carixien (81,50), Sinémurien supérieur (83), Sinémurien inférieur (116), Hettangien dolomitique (240), Hettangien basal (257), Trias (281).

882-4-2. Domérien supérieur (9), Domérien inférieur (46,8), Sinémurien supérieur (63), Sinémurien inférieur (97,90), Hettangien supérieur (115), Hettangien inférieur (178,8), Hettangien basal-Trias (217).

882-6-15. Hettangien dolomitique (10), Hettangien basal (37), Trias (98).

(entre parenthèses : profondeur en mètres du mur de la formation ; en italiques : profondeur finale).

ANALYSES CHIMIQUES (Collomb, 1970)

Numéro d'analyse	1	2	3	4	19	20
SiO ₂	66,52	69,10	65,85	72,30	53,42	53,05
Al ₂ O ₃	16,17	17,00	16,30	14,70	13,55	16,17
Fe ₂ O ₃	0,76	0,55	1,00	0,20	0,80	2,05
FeO	2,93	1,45	3,10	0,85	7,70	6,30
MnO	0,08	0,04	0,04	0,03	0,26	0,14
MgO	1,62	1,30	2,35	0,60	9,05	7,55
CaO	3,60	2,25	3,95	0,75	8,05	6,55
Na ₂ O	3,13	3,15	2,70	3,25	2,10	2,00
K ₂ O	3,43	4,00	3,25	5,30	2,10	2,80
TiO ₂	0,63	0,50	0,50	0,25	1,20	0,65
P ₂ O ₅	0,16	0,04	0,18	0,25	0,11	0,38
CO ₂	-	tr.	tr.	-	-	tr.
H ₂ O comb.	1,00	0,60	0,40	0,80	1,40	1,80
H ₂ O 100°C	-	0,05	0,20	0,35	0,10	0,28
Total	100,63	100,13	99,82	99,63	99,84	99,72

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Nom du gîte	Indice de classement national	Substance
St-Jean-de-Laur	1.4001	Pho	Boscau	7.4012	Ba
Promilhanes	1.4002	Pho	Penevayre	7.4013	Pb
Puyjourdes	1.4003	Pho	Les Martinets Pierre	7.4014	Pb, Zn
Le Batut	3.4001	Pho	Lou Carre	8.4001	Pb, Zn
Albanhac	3.4002	Pho	Vialardel	8.4002	Zn, Pb, Cu
Veuzac	3.4003	Fe	Principale de la Pale ou bifurcation	8.4003	Pb, Zn
Manhac	3.4004	Fe, Mn, Pb	Les Phalips	8.4004	Cu
Saint-Igest	4.4001	Ba, Pb	Le Serre	8.4005	Pb, Cu, Zn
Pariols	4.4002	Pb	La Bessière	8.4006	Zn, Pb
Manhols-Magnols	4.4003	Pb	La Verhne	8.4007	Pb, Zn, Cu
Maleville	4.4004	Pb, Cu	La Vergne		
La Rivière	4.4005	Ba	Mas Pla-Bas	8.4008	Fe
Mas-de-Marre	4.4006	Ba	Combe-Nègre	8.4009	Fe
Laurière	7.4001	Pb, Zn	Le Verdier	8.4010	Pb, Ba
Cantagrel	7.4002	Pb	Lugan	8.4011	Pb
Les Crozes	7.4003	Pb, Zn	Le Mazue de Vézis	8.4012	Pb, Zn
La Baume	7.4004	Pb, Zn	Les Aymerits Aimerits	8.4013	Pb
La Maladrerie	7.4005	Pb, Zn	Les Alets	8.4014	Pb
Gourgnes	7.4006	Pb, Zn	La Coste	8.4015	Pb, Cu
La Vergnole	7.4007	Zn, Cu	La Baume		
Le Cluzel	7.4008	Cu	Cassanis	8.4016	Pb
Le Pesquies	7.4009	Pb, Cu	Combret	8.4019	Pb
Macarou	7.4010	Pb			
Puech-Loup	7.4011	Pb, Zn, Cu			

Impression BRGM
Dépôt légal : mars 1999