

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## NAUCELLE

par

J.P. BURG, A.F. LEYRELOUP, B. ALABOUVETTE

## NAUCELLE

La carte géologique à 1/50 000  
NAUCELLE est recouverte par la coupure  
RODEZ (N° 207)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000

Villefranche de Rouergue	Rieupeyrroux	Rodez
Najac	NAUCELLE	Sailles Curan
Albi	Carmaux	Réquista



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

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

**par**

**J.P. BURG, A.F. LEYRELOUP  
B. ALABOUVETTE**

**avec la collaboration de J.G. ASTRUC,  
C. VAUTRELLE**

**1991**

**Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 – FRANCE**

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

– *pour la carte* : BURG J.P., LEYRELOUP A.F., ALABOUVETTE B., TEYSSIER C., DELOR C., GIRAUD A., MEYZINDI C., SIMON-COINÇON R., ASTRUC J.G. (1991) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Naucelle** (907) – Orléans : BRGM. Notice explicative par BURG J.P., LEYRELOUP A.F., ALABOUVETTE B. et coll. (1991), 49 p.

– *pour la notice* : BURG J.P., LEYRELOUP A.F., ALABOUVETTE B., avec la collaboration de ASTRUC J.G., VAUTRELLE C. (1991) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Naucelle** (907) – Orléans : BRGM, 49 p. Carte géologique par BURG J.P., LEYRELOUP A.F., ALABOUVETTE B. *et al.* (1991).

© BRGM, 1991. 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 : 2-7159-1901-7

## SOMMAIRE

	<b>Pages</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	<b>5</b>
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS, ÉVOLUTION DES IDÉES</i>	<b>6</b>
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<b>8</b>
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	<b>8</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>9</b>
<i>TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS</i>	<b>9</b>
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET TERRAINS     SÉDIMENTAIRES</i>	<b>15</b>
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	<b>19</b>
<i>TECTONIQUE HERCYNIENNE</i>	<b>19</b>
<i>TECTONIQUE POSTHERCYNIENNE</i>	<b>22</b>
<i>MÉTAMORPHISME</i>	<b>23</b>
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE PROPOSÉE</b>	<b>36</b>
<b>MORPHOLOGIE</b>	<b>37</b>
<b>CLIMAT ET VÉGÉTATION</b>	<b>39</b>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>39</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<b>39</b>
<i>MATÉRIAUX DE CARRIÈRE, GÎTES MINÉRAUX</i>	<b>44</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>44</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>44</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>44</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>48</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>49</b>

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE*

Le territoire de la feuille Naucelle à 1/50 000, situé dans la partie sud-ouest du Massif central, est compris pour l'essentiel dans le département de l'Aveyron et, pour son angle sud-ouest, dans celui du Tarn.

Tributaire du versant atlantique, ce secteur est drainé par le réseau du Viaur, affluent de l'Aveyron.

Au cœur du Rouergue, la région présente une remarquable homogénéité, tant par la nature de son substratum de schistes et gneiss que par son paysage de plateau d'altitude régulièrement décroissante du Nord (700 m) au Sud (350-400 m). D'un passé voué à la culture du seigle, ce plateau a conservé son appellation de « ségalas » et sa vocation agricole, aujourd'hui mieux diversifiée et de plus en plus dominée par l'élevage.

Sur le plan géologique, la région de Naucelle représente la zone frontière entre l'Albigeois cristallin, au Sud, et le Rouergue cristallin, au Nord. Elle fait également transition entre les unités du Lévezou, à l'Est, dont les granitoïdes syntectoniques sont responsables du métamorphisme régional décrit plus loin, (Burg *et al.*, 1986), et la région de Najac, à l'Ouest, où une klippe de matériel métamorphique de faciès « schiste bleu » (Delor *et al.*, 1986, 1987) est charriée vers le Sud sur des séries analogues à celles représentées ici (Bodinier et Burg, 1980, 1981).

Aucun témoin n'a été préservé des terrains mésozoïques qui ont cependant dû recouvrir l'ensemble de la région au Jurassique.

En revanche, les plateaux ont conservé d'importants placages d'argiles rouges à graviers qui témoignent de l'évolution de la région en domaine continental pendant le Cénozoïque.

Un soulèvement récent (néogène ?) est responsable de l'encaissement des cours d'eau qui entaillent de 100 à 200 m les plateaux environnants.

La densité de ces vallées étroites et de franchissement difficile a longtemps été un facteur d'isolement pour une région par ailleurs dépourvue de grandes agglomérations.

Aujourd'hui, l'existence d'un axe routier important (la RN 88 Albi-Rodez) et d'un dense réseau de voies secondaires, a considérablement amélioré la pénétration, si bien que peu d'endroits se trouvent à plus d'un kilomètre d'une voie carrossable.

## TRAVAUX ANTÉRIEURS. ÉVOLUTION DES IDÉES

D'approche assez austère et monotone au point de vue géologique, et peut être aussi à cause de l'abondante couverture végétale, la région de Nauceille n'a guère intéressé les géologues et demeure, de ce fait, relativement incomprise.

Blavier (1806) est le premier à individualiser les schistes micacés et granites anciens entre les causses du Quercy et les Grands-Causses.

H. de Barreau (1841) puis M. de Serres (1848) publient les premières notices géologiques du département de l'Aveyron.

A. Boisse (1852) fait paraître plus tard la première esquisse géologique de la région qui nous intéresse, avec carte à 1/200 000 (1858). Son mémoire de 1870 rassemble 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 affirme, le premier, qu'un métamorphisme « général », d'échelle régionale, 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, Dereims et Thévenin, 1910) qui, en dépit de la simplicité des divisions adoptées (schistes, gneiss, amphibolites, granites), donne une première idée des grands ensembles lithologiques. J. Bergeron, par comparaison avec les séries connues au Sud dans l'Albigeois, rapporte au Cambrien la série cristallophyllienne de cette région, tout en admettant ne pas avoir de preuve irréfutable. Il est également l'un des premiers à indiquer l'âge antéstéphanien du métamorphisme et des « éruptions granitiques » (1904).

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 aux gneiss, du Rouergue. Suivant toujours A. Bergeron, il rapporte au Paléozoïque inférieur les séries cristallophylliennes et conclue sur l'âge hercynien du métamorphisme lui-même.

J. Durand (1932) signale la présence de « granites porphyroïdes » d'une part, et de « granites gneissiques » d'autre part, en soulignant plus tard (1939) que, dans les deux cas, il s'agit d'« orthogneiss ». Cet auteur contribue à la seconde édition de la feuille Rodez à 1/80 000 (1938), apportant quelques améliorations sensibles aux levers, mais en dehors de la région qui nous concerne.

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, de caractère mésozonal, est suivi d'une rétromorphose générale dans l'épizone attribuée aux soulèvements d'âge calédonien. La mise en place des laccolites syncinématiques (type Pinet) marquerait la fin du métamorphisme régional et le début de l'orogène hercynien. Avec les auteurs précédents, il admet que certains porphyroïdes sont des orthogneiss de rhyolite ou de microgranite.

L. Delbos *et al.* (1964, 1965) datent les micas des séries cristallophylliennes par la méthode Rb/Sr (âges apparents) et mettent en évidence deux groupes d'âges : l'un autour de 360 Ma, l'autre autour de 300 Ma. En outre, ils datent à  $514 \pm 12$  Ma le porphyroïde de Réquista (âges recalculés avec  $\lambda_{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11}/\text{an}$ ), confirmant ainsi un âge cambrien pour une partie des séries cristallophylliennes de cette région. Ces auteurs présentent aussi des âges compris entre 290 et 300 Ma pour le « granite » de Villefranche.

P. Collomb (1970) individualise deux épisodes tectono-métamorphiques : il rattache le premier, qui se traduit par un métamorphisme de faible degré, à l'orogène calédonien (bien qu'il corresponde vraisemblablement aux âges 360 Ma de 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 Delbos *et al.*). P. Collomb est, pour l'essentiel, responsable des contours des terrains cristallophylliens sur la 3<sup>e</sup> édition de la carte Rodez à 1/80 000 (1969).

C. Nicollet (1978) étudie le versant sud du Lézou, au Sud-Est de la région de Naucelle (mais en continuité avec cette région) et met en évidence deux phases de plis isoclinaux d'axes respectivement N-S et NW-SE, suivies d'une phase 3 de serrage responsable de grands plis orientés N 100-110°. Ces épisodes tectoniques rattachés à l'Hercynien, sont contemporains d'un métamorphisme régional plurifacial comprenant :

- un premier épisode de pression intermédiaire, syn- à post-phase 1 tangentielle, et reconnu par la succession minéralogique : chlorite-muscovite-biotite-grenat-disthène-staurotide-sillimanite ;
- le second épisode de basse pression, post-phase 2—anté-phase 3, est responsable de la succession minéralogique : biotite-grenat-cordiérite-sillimanite.

C. Pin (1981) calcule un âge de mise en place à  $360 \pm 20$  Ma (méthode U/Pb sur zircons) sur le granite du Pinet.

J.P. Burg et C. Teyssier (1983) observent, après J. Durand, la juxtaposition tectonique de deux unités cristallophylliennes dans lesquelles le métamorphisme prograde est contemporain de la tectonique hercynienne. Ils proposent que le métamorphisme de contact lié aux orthogneiss syntectoniques de type Pinet soit d'ampleur régionale et à l'origine des termes les plus métamorphiques de la région.

C. Delor *et al.* (1984) reprennent cette idée et interprètent, en termes d'auroles thermiques autour des orthogneiss tardi-phase 2 à syn-phase 3, les isogrades reconnus dans les métapélites du Rouergue cristallin, sur la carte Salles-Curan adjacente, à l'Ouest, de la feuille Naucelle.

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

J.M. Lafon (1986) étend l'application de la systématique U/Pb sur zircons à différents orthogneiss du Rouergue, obtenant en particulier un intercept à  $336 \pm 5$  Ma pour l'orthogneiss de Rodez.

J.P. Burg *et al.* (1986) soulignent enfin la dualité des orthogneiss en séparant les laccolites anciens, plus ou moins alcalins, (et auxquels se rattachent l'orthogneiss de Rodez et certains porphyroïdes), des laccolites « calco-

alcalins», syntectoniques, de type Pinet. Cette dualité, remarquée par J. Durand, avait également été soupçonnée par J. Mergoïl-Daniel (1970) qui, grâce à l'étude des feldspaths potassiques, avait conclu à une filiation entre gneiss œillés du Lézou et du Pinet d'une part, et à une analogie entre les porphyroïdes de Rieupeyroux et de Réquista d'autre part.

### *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

Les levers de la feuille Naucelle à 1/50 000 ont bénéficié des levers à 1/25 000 que nous avons réalisés entre 1980 et 1987. Cette cartographie détaillée avait pour but de reconnaître et mieux définir les différentes unités lithologiques, et de faire un relevé 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 oriental de la carte aux directions méridiennes reconnues dans le domaine occidental. La compréhension de ces structures s'appuie sur la cartographie détaillée des régions environnantes que nous avons menée de front avec celle de Naucelle : cartes à 1/50 000 Najac à l'Ouest, Salles-Curan à l'Est, Rodez au Nord-Est et Rieupeyroux au Nord. De fait, l'importance de la carte Naucelle ne se révèle entièrement qu'une fois restituée dans le contexte régional. Ce travail a fourni matière à divers sujets de recherche tant sur le terrain qu'en laboratoire (plus de 2 000 lames minces), que cette notice et cette carte essaient de synthétiser.

### *PRÉSENTATION DE LA CARTE*

La coupure Naucelle est caractérisée par :

- un substratum métamorphique où l'on peut définir :
  - un domaine gréso-pélique et greywackeux dans lequel les orthogneiss de type porphyroïde sont largement représentés,
  - un orthogneiss plus ou moins alcalin (dit orthogneiss de Rodez), intrusif dans cet ensemble,
  - un orthogneiss (en fait la terminaison occidentale de ce laccolite) plus ou moins calco-alcalin (orthogneiss du Pinet), intrusif entre le domaine essentiellement pélique au Sud et un domaine plus greywackeux au Nord ;
- une couverture discontinue, souvent pelliculaire, de dépôts continentaux cénozoïques conservés à la surface des plateaux et dont l'importance s'amenuise à mesure que l'on s'éloigne vers les zones hautes du Nord-Est et du Nord-Ouest.



## DESCRIPTION DES TERRAINS

### TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS

D'après nos observations de terrain, mais en l'absence de données géochronologiques absolues, nous classons les unités cristallophylliennes précédemment définies de la façon suivante.

Les séries paradérivées, représentées par une unité pélitique schistogréseuse et par une unité de gneiss fins, greywackeuse à passées de schistes. L'unité pélitique représente une série plus ou moins turbiditique métamorphisée. L'ensemble schisteux paraît plus récent que l'ensemble greywackeux. La partie inférieure de ces séries pourrait être les roches les plus anciennes de la région, et sont, par continuité avec l'Abigeois, attribuées au Cambrien inférieur (*pro parte* Infracambrien ? ; Guérangé-Lozes et Alsac, 1986 ; Guérangé, 1987).

Les orthogneiss de type porphyroïde pourraient être pénécontemporains des unités paradérivées, notamment ceux représentant d'anciennes coulées « rhyolitiques ». Les porphyroïdes, qui représenteraient des intrusifs (hypo-granites ?), pourraient, quant à eux, être légèrement plus récents, voire contemporains de « l'orthogneiss de Rodez ».

L'orthogneiss de Rodez semble être un intrusif dans l'ensemble des unités précédentes. Tous ces terrains ont subi le même métamorphisme d'ampleur régionale (Burg *et al.*, 1986).

L'orthogneiss du Pinet est le dernier à se mettre en place dans la série, pendant les déformations hercyniennes. Son intrusion est en partie responsable du métamorphisme régional et donc des isogrades successifs repérés dans l'encaissant pélitique (Delor *et al.*, 1984).

### Séries paradérivées grésopélitiques

Les termes paradérivés constituent trois grandes unités lithologiques et structurales. Deux sont situées de part et d'autre du massif granitique du Pinet et de sa prolongation interprétée comme un décrochevauchement dextre (Burg et Teyssier, 1983). Elles sont séparées de la troisième par le décrochement senestre de Castelmarty. Lithologiquement on distingue :

- des micaschistes souvent noirs et greywackes indifférenciés dans le domaine sud où ils représenteraient l'Ordovicien supérieur ;
- des gneiss greywackeux fins, feldspathiques, à passées schisteuses indifférenciées et qui peuvent représenter le Cambrien inférieur, au Nord et à l'Ouest ;
- plus localement, des niveaux de quartzites massifs et de porphyroïdes sont associés à ces unités.

**S. Schistes noirs à laminae volcano-détritiques.** Au Sud-Ouest de la feuille, près de Pampelonne, une série de schistes noirs à nombreuses laminae d'apparence volcano-détritique constitue le cœur d'une synforme

déversée vers l'Ouest. Ces roches, très caractéristiques, pourraient représenter l'Ordovicien supérieur, voire une partie du Silurien.

X;  $\gamma$ X. **Quartzites et orthoquartzite blanc (Trémadoc ?)**. Ces roches, au débit en plaquettes caractéristique, constituent des niveaux clairs d'épaisseur décimétrique à décamétrique, continus sur de grandes distances, de sorte qu'ils constituent les seuls marqueurs actuellement disponibles de la structure globale de cette série. Au microscope, tous les intermédiaires existent entre les quartzites purs (à 90 % de quartz et quelques rares micas) et des métagreywackes fines, acides, à petits éléments détritiques de quartz et de feldspaths corrodés, cimentés par une matrice à grain fin recristallisée.

Il faut évoquer ici le remarquable niveau d'**orthoquartzite blanc folié** ( $\gamma$ X) qui souligne la limite entre micaschistes et porphyroïdes et dont C. Meyzindi (1985) a pu montrer la grande continuité régionale sur plus de 40 km. Cette barre, massive à l'affleurement, de teinte parfois rosée et d'aspect saccharoïde, est nettement détachée dans le paysage (Miramont). Elle est souvent envahie par de la silice blanc laiteux d'allure filonienne. Cette imprégnation siliceuse efface la schistosité et les microplis dans la roche, d'où l'aspect « filon de quartz » qui lui a valu d'être confondue avec du « quartz pur filonien » sur les cartes à 1/80 000 Rodez et Albi au Sud.

À l'Est de Pampelone, un autre niveau de quartzite remarquable mais plus feldspathique, apparaît au-dessus des schistes noirs pour dessiner une terminaison de synforme N-S fortement déversée vers l'Ouest. Cette barre, de couleur d'altération jaune, pourrait souligner la limite inférieure de l'Ordovicien supérieur.

$\xi^2$ . **Micaschistes et greywackes indifférenciés (Ordovicien ?)**. Ces roches se débitent en grands feuillets et représentent le faciès dominant de la série. Monotones sur le terrain, elles ne montrent guère plus de diversité en lames minces où apparaît un rubanement millimétrique de quartz et d'une faible quantité de plagioclase (albite-oligoclase à oligoclase) d'une part, et de micas d'autre part. Ce rubanement correspond aussi bien à la stratification, parfois observable à l'œil nu, qu'à la foliation régionale pour l'essentiel parallèle à la stratification.

Un métamorphisme prograde y est discernable : dans les schistes les moins métamorphiques, à l'Ouest de la carte, des microlithons en amande, composés uniquement de chlorite et de muscovite, soulignent le plan de foliation. Ces deux minéraux constituent, avec le quartz et le plagioclase acide, la trame de la roche. Loin du massif granitique du Pinet, en allant vers le Nord-Est, outre la présence localisée de chloritoïde et d'andalousite (gorges du Vieur), on observe la formation plus ou moins simultanée de grenat et de biotite. Ces minéraux sont clairement synfoliaux. Le grenat, par exemple, montre souvent des inclusions sigmoïdes de quartz, chlorite, micas blancs et opaques. En se rapprochant du Pinet, de la biotite postfoliale se forme, puis des surcroissances statiques apparaissent sur les grenats à inclusions sigmoïdes. Parfois, une blastèse de néogrenats limpides, clairement postfoliale, apparaît. La zone à staurotide peut être atteinte localement

contre l'orthogneiss lui-même. Ceci est bien documenté sur la feuille voisine Salles-Curan où les zones à disthène, voire à sillimanite, peuvent être atteintes.

Dans cette série, des exsudats centimétriques à décimétriques de quartz, plagioclase et biotite dessinent localement des charnières de plis isoclinaux, et l'ilménite, sous forme de petits cristaux allongés, souligne la foliation régionale, en particulier lorsque les phénomènes de recristallisation sont peu marqués.

ζ<sup>2</sup>; ξ<sup>1</sup>. **Gneiss fins feldspathiques à passées schisteuses indifférenciées (Cambrien inférieur ?) ; schistes et greywackes à passées porphyroïdes.** Ces roches homogènes, à grain fin, bien décrites par P. Collomb (1970), se débitent en petites plaquettes centimétriques de lits quartzo-feldspathiques séparés par des lits réguliers plus micacés. Au microscope, la finesse et l'homogénéité du grain se vérifient. Le quartz constitue plus de 50 % de la roche, le plagioclase acide à intermédiaire, et plus localement le feldspath potassique, inégalement répartis, sont non ou mal maclés.

La forme et la disparité de taille des cristaux évoquent une origine clastique. Chlorite, biotite et parfois grenat, lorsque les conditions métamorphiques s'y prêtent, sont les autres minéraux de ces roches. La distinction essentielle entre ces gneiss et les micaschistes tient dans la proportion relative des métagreywackes, nettement plus puissants dans la série des gneiss fins que dans la série grésopélitique à dominante pélitique.

ξ. **Grès et greywackes à grain fin et micaschistes gris.** Cette formation monotone, qui n'apparaît qu'au cœur d'une antiforme au Sud-Est de la feuille, prend toute son extension dans l'Albigeois, vers le Sud. Elle se présente comme une alternance régulière de bancs centimétriques à décimétriques de grès et greywackes à grain fin ou moyen, et de micaschistes gris ou noirs. Ces roches ont subi un métamorphisme de faible degré (associations à quartz, micas blancs, chlorite, ± albite).

Les grès et greywackes sont constitués d'une matrice de quartz, feldspath, plagioclase, micas blancs et chlorite, dans laquelle on reconnaît des clastes plus grossiers (millimétriques cependant) de quartz et de plagioclase. Les phyllosilicates définissent la foliation assez fruste.

Les micaschistes sont constitués principalement de micas blancs et chlorites dont les feuillettes définissent la foliation majeure, et de cristaux isolés de quartz et de plagioclase.

### Séries orthodérivées

#### « Porphyroïdes »

Depuis J. Bergeron (1889), tous les auteurs ont considéré qu'il s'agissait d'anciens termes effusifs acides (métarhyolites) ou de produits arkosiques de la destruction de tels épanchements volcaniques. Le nom de porphy-

roïde, donné de façon descriptive à des gneiss œillés à *quartz bleu*, a ensuite été étendu à de nombreuses lentilles dont les origines sont diverses. Ainsi, si certains porphyroïdes sont peut-être effectivement d'anciennes coulées rhyolitiques ou ignimbritiques, des phénomènes de métamorphisme de contact sont observables au toit et au mur d'autres lentilles qui s'interprètent mieux comme des sills et des laccolites intrusifs. Ce sont ces derniers faciès œillés que nous notons  $\zeta^3$  par opposition aux porphyroïdes à grains fins,  $\zeta^4$ , la plupart du temps sans biotite, et dont l'aspect rappelle par endroit celui des gneiss fins. Ils s'en distinguent cependant par leur couleur et leur altération beaucoup plus blanche. Ces porphyroïdes à grains fins sont particulièrement bien représentés au Sud-Est de la carte, sous le quartzite-repère, entre Sauveterre et Gramond au Nord.

$\zeta^3$ . **Porphyroïdes à gros yeux de feldspaths.** Il s'agit de gneiss œillés à matrice fine dont les yeux sont des clastes de feldspaths centimétriques légèrement fusiformes ou des clastes de quartz bleutés, 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 feldspaths alcalins, de rares oligoclases et, en quantité variable, de chlorite, muscovite, et parfois de biotite plus fréquente que dans le faciès fin. Grenats, apatite et zircons sont, avec quelques opaques, les minéraux accessoires les plus fréquents.

$\zeta^3$ - $\xi$ . **Porphyroïdes et greywackes associés. Faciès leucocrate de La Fabrèquerie.** Cette formation est constituée de gneiss clairs et bien foliés qui réunissent des roches d'origine variée. Des tufs rhyolitiques ont conservé leur texture volcanoclastique. Ce sont alors des gneiss homogènes, plus ou moins œillés. Ils sont constitués de cristaux plurimillimétriques à pluricentimétriques de quartz parfois bleuté, éventuellement golfé, de feldspath potassique et d'albite eux aussi à golfes de corrosion envahis de matière cryptocristalline. Ces phénoclastes sont disposés dans une matrice finement foliée constituée de quartz, feldspath potassique, albite, micas blancs et chlorite. Localement, de la biotite d'origine probablement magmatique est retrouvée. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, le sphène, des carbonates et des opaques. Épisodiquement, des niveaux métriques, compacts et homogènes, sont dépourvus de phénocristaux ; ils pourraient s'apparenter à d'anciennes coulées rhyolitiques.

Des produits détritiques dus au remaniement de ces tufs sont représentés par des roches de même composition minérale mais dont tous les éléments sont anguleux, et comprennent parfois des esquilles de schistes noirs.

$\zeta^4$ . **Porphyroïdes leucocrates fins.** Ces roches sont de gneiss clairs, régulièrement foliés, présentant une grande homogénéité d'ensemble, avec localement de petits yeux de quartz et de feldspath potassique (1 à 10 mm). Ces formations évoquent une accumulation de matériel volcanique acide, tufacé, et métamorphisé. Elles se rattachent au porphyroïde de Réquista, vers le Sud-Est. Les termes les plus fins, sans biotite, ont un aspect leptynitique, voire « cinéritique ».

La composition minérale est : quartz, feldspath potassique, albite ou oligoclase, micas blancs (muscovite, chlorite, séricite), très rarement biotite plus ou moins chloritisée, myrmékites, carbonates et opaques. Ces minéraux constituent la matrice microcristalline de la roche qui enveloppe des petits yeux de quartz golfé « rhyolitique », feldspath potassique (microcline), et/ou plagioclase plus ou moins damouritisé. Les accessoires sont l'apatite, le zircon, l'épidote, et le sphène.

Il existe toute une gamme de faciès qui se différencient essentiellement par la taille et la teneur des petits clastes de feldspath, plagioclase et quartz, l'importance de la chloritisation et/ou séricitisation de la roche, et la finesse de la foliation souvent liée à l'importance de la matrice microcristalline.

### **Métagranitoïdes**

En Rouergue, ces roches constituent plusieurs massifs présentant chacun des caractères particuliers. Cependant, deux grandes lignées peuvent être séparées :

- les intrusifs alcalins qui ont subi les mêmes déformations et le même métamorphisme que les séries encaissantes ;
- les intrusifs calco-alcalins (dans lesquels des faciès équants sont préservés entre des zones déformées aux caractères structuraux différents de ceux de l'encaissant) pourraient être syntectoniques (Burg et Teyssier, 1983).

Sur la feuille Naucelle, ces deux lignées sont représentées :

- au Nord-Est, par la terminaison de l'« orthogneiss de Rodez » qui est un orthogneiss alcalin à quartz bleu ;
- sur la bordure est de la feuille, par la terminaison occidentale du « massif granitique du Pinet » qui est un métagranite (syéno- à monzogranite) à texture porphyroïde.

$\rho\zeta\gamma$ . **Orthogneiss alcalin  $\pm$  porphyroïde à quartz bleu (métagranite alcalin de Rodez).** Ce massif de teinte claire, rose, parfois jaunâtre, et à grains fins, est pauvre en quartz bleuté. Les phénocristaux de feldspath sont nombreux et en amandes ne dépassant pas 2 à 3 cm de long. La roche a une foliation fine et régulière sur laquelle la linéation minérale n'est pas toujours marquée. Cet orthogneiss est constitué de quartz, feldspath potassique plus ou moins perthitique en phénocristaux et, dans la mésostase, de plagioclase (An 5-20), de muscovite et de biotite. La muscovite est toujours dominante par rapport à la biotite. Les principaux minéraux accessoires sont apatite, leucocène, opaques et zircons. Géochimiquement, il s'agit d'un ancien granite alcalin.

J.M. Lafon (1986) a tenté de dater ce massif par la méthode U/Pb sur zircons. Ces derniers ont une riche composante héritée et définissent une discordia qui recoupe la courbe concordia à  $336 \pm 5$  Ma par intercept inférieur, et à  $240 \pm 37$  Ma par intercept supérieur.

$\rho\zeta\gamma^2$ . **Orthogneiss calco-alcalin porphyroïde (monzogranite à syénogranite du Pinet).** La carte Naucelle ne recouvre que la terminaison occidentale de ce laccolite long de plus de 35 km. De ce fait, seuls les faciès très déformés

sont ici représentés. La foliation, marquée dans cette région, est fortement pentée vers le Sud. Le faciès porphyroïde, néanmoins reconnaissable, a déjà été largement décrit par les auteurs précédents et analysé par P. Collomb (1970), puis C. Nicollet (1978). Ce dernier auteur le rattache aux syénogranites de type S, c'est-à-dire dérivés de la fusion partielle de métasédiments.

Les phénocristaux de feldspath potassique peuvent atteindre 10 cm. Le quartz parfois bleuté constitue souvent de grands rubans. La biotite est généralement dominante sur la muscovite ; elle est souvent plus ou moins chloritisée. La matrice est constituée de quartz, feldspath potassique et oligoclase, avec zircon, apatite, opaques et parfois sphène comme minéraux accessoires ; quelques rares grenats et cordiérite ont été observés plus à l'Est sur la feuille Réquista.

Ce métagranite a été daté par C. Pin (1981) par U/Pb sur zircons. Cet auteur trouve  $360 \pm 20$  Ma par intercept inférieur.

**ζγ. Orthogneiss leucocrate à gros grains, localement porphyroïde.** Ce massif de teinte claire et à grains assez grossiers ressemble, par beaucoup de points, au massif du Pinet. Les phénocristaux de feldspath potassique, parfois arrondis, atteignent souvent plusieurs centimétriques de long, et sont associés à des phénocristaux de quartz bleu d'une taille légèrement plus faible. La biotite et la muscovite sont bien représentées. La matrice est constituée de quartz, feldspath potassique et oligoclase avec zircon, apatite, opaques et parfois sphène comme minéraux accessoires. L'aspect arrondi des porphyroclastes de feldspath potassique permet de le distinguer pétrographiquement du métagranite du Pinet. D'un point de vue chimique, ces deux orthogneiss ont des caractéristiques très semblables et appartiennent tous les deux à la lignée calco-alcaline.

### **Roches intrusives ou filoniennes**

**γ<sup>1</sup>. Granodiorite de Villefranche.** L'âge de ces roches n'est pas connu avec certitude, aucune mesure récente n'ayant été faite depuis les datations de L. Delbos *et al.* (1964, 1965) à 290-300 Ma.

Il s'agit d'un pluton homogène mis en place après les plissements et métamorphisme régionaux. La roche, de structure grenue à grain assez fin, est constituée (Collomb, 1970, p. 380) de quartz (25 à 30 %), feldspath potassique (15 à 20 %), plagioclase (An 25 à 50), biotite (10 %) et localement hornblende verte. Myrmékite, ilménite et leucoxène sont les principaux accessoires. Cette granodiorite développe un métamorphisme de contact sur quelques dizaines de mètres de puissance, comme sur les feuilles voisines Rieupeyroux et Najac où l'andalousite, la cordiérite et la biotite recristallisée, de contact, sont bien visibles.

**Q. Quartz.** Des filons de quartz d'épaisseur variable ont été reconnus au sein des gneiss fins feldspathiques et en bordure de la granodiorite de Villefranche. Ces filons ont une orientation préférentielle WNW-ESE.

## FORMATIONS SUPERFICIELLES ET TERRAINS SÉDIMENTAIRES

### Crétacé terminal (?)—Éocène

L'essentiel des dépôts sédimentaires appartient à une formation ou un ensemble de formations réunies régionalement sous le vocable d'« argiles à graviers ». Ces dépôts mal datés se relient plus au Sud-Ouest aux formations rouges du Carmausin et de l'Albigeois.

e.S. **Croûtes silicifiées.** On observe au Sud-Ouest de Gramond, dans le Nord de la feuille, de grandes dalles siliceuses plaquées à la surface du socle et dont le faciès passe localement à de véritables cherts brunâtres. L'observation des affleurements montre nettement le passage d'un socle sain à une masse siliceuse où disparaît progressivement la texture originelle. Vers le bas, la silicification pénètre très irrégulièrement le substratum jusqu'à une profondeur de quelques mètres. Des blocs ou fragments de cherts bruns se rencontrent en outre remaniés dans des placages détritiques de la région de Sauveterre et témoignent de phénomènes analogues.

Au Sud de Rodez (Le Luc-Bellevue), des faciès analogues observés en place, et également remaniés dans certains dépôts tertiaires, sont interprétés (Simon-Coinçon, 1987) comme résultant de la silicification d'anciennes croûtes dolomitiques infraliasiques.

Ces faciès, qui représenteraient un des épisodes les plus précoces de l'évolution continentale de la région après le départ de la mer mésozoïque, ont pu se former entre la fin du Crétacé et le début de l'Éocène.

e.C. **Formations résiduelles à éléments de socle.** Sur certains plateaux ou épaulements qui s'étendent au Nord-Ouest de Sauveterre-de-Rouergue, dominant sensiblement le « bassin de Naucelle », s'observent des épandages à graviers et cailloux ou blocs de nature et taille variées (jusqu'à 30-40 cm), généralement émoussés mais peu roulés. Contrairement aux argiles à graviers proprement dites, cette formation contient une importante proportion d'éléments de socle, schistes ou gneiss. Le quartz est également abondant et on remarque en outre une notable proportion de fragment de cherts et de galets ou blocs plus ou moins roulés de grès arkosiques ou conglomératiques à éléments essentiellement de quartz et feldspaths altérés. Ces grès sont généralement cimentés de silice secondaire et quelquefois d'oxydes de fer et/ou manganèse. En plus du quartz en grains subanguleux, s'observent de rares fragments de schistes.

On s'accorde pour attribuer une origine paléocène aux éléments de cherts remaniés dans cette formation et qui proviennent des silicifications développées au début du Tertiaire à la surface du socle ou sur les lambeaux persistants de la couverture mésozoïque. En ce qui concerne les éléments d'arkose ou de grès conglomératique, deux hypothèses peuvent être envisagées : ou bien celle d'une formation d'arkose tertiaire comme il en est connu plus à l'Ouest, notamment dans la région de Figeac, ou bien celle de résidus de faciès détritiques inframésozoïques silicifiés et/ou ferruginisés au cours du Paléocène et démantelés par les premiers dépôts tertiaires.

Quoiqu'il en soit, la formation qui remanie ces divers éléments correspond à un épisode d'érosion relativement précoce, antérieur vraisemblablement aux « argiles à graviers ». Ceci s'accorde bien au fait qu'on n'a jamais observé ici la superposition de ces dépôts sur les « argiles à graviers », et à la position relativement élevée des épandages à cherts et arkoses par rapport à ces dernières.

L'aspect très relictuel de ces témoins, et l'absence d'affleurements significatifs, ne permettent de définir plus clairement ni l'âge, peut-être paléocène, ni les caractéristiques de ces dépôts.

### **Éocène moyen—Oligocène (?)**

eG. « **Argiles à graviers** ». À la surface des « ségalas », le socle ancien est irrégulièrement masqué par des formations détritiques rouges de faciès variés, traditionnellement désignées sous le vocable d'« argiles à graviers ». Pelliculaires et sporadiques au Nord, ces dépôts couvrent au Sud des surfaces importantes avec des puissances qui peuvent dépasser 10 à 20 m.

Ces dépôts sont interprétés comme le résultat de la mobilisation, sous forme de coulées boueuses, des produits d'altération développés antérieurement à la surface du socle. Ce type de transport explique les très médiocres façonnements et ségrégation des éléments, et leur stratification très fruste.

Les rares coupes observables permettent de reconnaître une disposition en nappes successives de puissance métrique à décimétrique, quelquefois ravinantes ou chenalisantes et d'extension limitée. Les faciès varient à la fois verticalement sur un même profil, et horizontalement entre les domaines « amont » et « aval ».

Le faciès le plus fréquent présente une matrice argileuse, argilo-silteuse ou argilo-sableuse rouge, contenant un pourcentage variable d'éléments peu façonnés et de dimensions très hétérogènes, — graviers, galets, blocs —, où domine le quartz. Les roches du socle, schistes ou gneiss, sont rares. Localement, et plus généralement vers les domaines « aval » du Sud-Ouest, peuvent s'observer des faciès de « décantation » à argiles dominantes rouges et vertes, à illite, montmorillonite, et quelquefois des rognons et nodules carbonatés. Localement, particulièrement en situation de « glaciais », s'observent des faciès sablo-graveleux à stratification plus fine et plus nette, souvent riches en fins débris de schistes.

Une belle coupe (Simon-Cinçon, 1987) au lieu-dit Le Bois-de-l'Estève, 3 km au Nord de Mirandol, montre que, sur un même profil, peuvent se succéder plusieurs types de faciès (fig. 1).

Les affleurements caractéristiques sont rares sur tout le territoire de la feuille où cette formation d'argiles à graviers, largement colonisée par les cultures, se traduit surtout par les profonds sols limoneux qui s'y développent, pratiquement exempts de fragments des roches du socle, ou par des



épanchages mal calibrés de fragments de quartz légèrement émoussés, parfois patinés et concentrés en surface par déflation.

Les relations entre ce type de dépôts et les sédiments lacustres ou palustres des dépressions de la bordure aquitaine où ils viennent converger (Asprières, Varen, Albigeois), permettent de les rapporter pour l'essentiel à l'Éocène moyen, Bartonien et Ludien *p.p.* On ne possède toutefois aucune datation directe dans le domaine considéré. Il n'est pas impossible par ailleurs que des remobilisations et remaniements de ce même matériel aient pu persister jusqu'au cours de l'Oligocène.

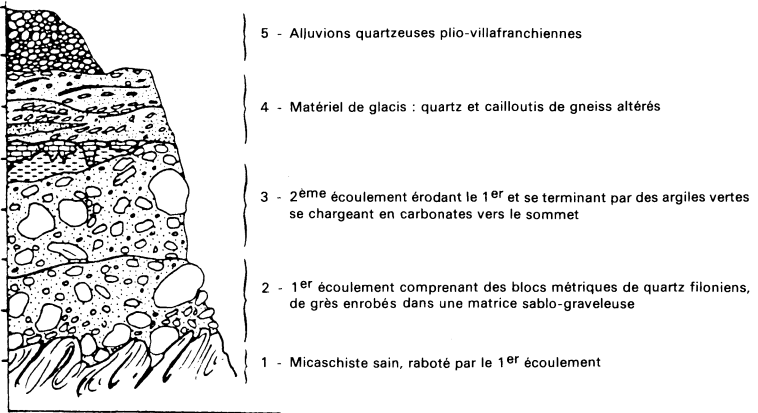


Fig. 1 - Coupe schématique du Bois-de-l'Estève

### Plio-Pléistocène

FP. **Épanchages fluviaux des plateaux.** Des placages d'alluvions à galets et graviers siliceux bien roulés se rencontrent dans toute la moitié méridionale de la feuille. Les plus vastes et les plus nombreux jalonnent, de Centrès à La Salvetat, l'entaille récente du Viaur, à une altitude légèrement inférieure aux plateaux environnants. D'assez nombreux témoins subsistent au Nord de la vallée du Viaur et attestent de tout un système fluvial à drainage grossièrement N-S, avec des altitudes qui s'échelonnent de 500 à 400 m environ.

Un témoin à galets sensiblement plus grossiers, au Nord de Rulhac-Saint-Cirq, s'établit à une altitude nettement plus élevée (600 m) et doit représenter un épisode fluvial plus ancien. La découverte (Astre, 1965), dans un des témoins qui jalonnent le Viaur, près de l'appui du célèbre viaduc, des restes d'un *Elephas antiquus* (forme archaïque), situe vers la fin du Pliocène

ou le début du Pléistocène l'épisode fluvial principal qui a précédé l'enfoncement du réseau. Le lambeau de Rullac, plus ancien, pourrait remonter au Pliocène, voire au Miocène.

De tels dépôts sont connus ailleurs dans le Rouergue d'une part, au Nord de la « dorsale de Rieuepeyroux », d'autre part plus à l'Ouest dans la zone de confluence du Viaur et de l'Aveyron où les carrières de Sommard y révèlent une accumulation de 50 à 70 m. Une telle épaisseur immédiatement à l'amont du grand accident de Villefranche, suggère l'existence de mouvements tectoniques très récents.

### **Formations d'altération d'âge indéterminé (Tertiaire à Quaternaire)**

*A.R.* **Dépôts résiduels et altérites.** On a regroupé sous ce vocable des dépôts discontinus et pelliculaires, probablement composites, où abondent généralement les éléments empruntés au substratum schisteux ou gneissique mais qui, par ailleurs, présentent certaines affinités avec les « argiles à graviers ».

Ces formations se rattachent vraisemblablement à trois types principaux : reliques d'argiles à graviers démantelées, faciès « amont » de ces mêmes argiles à graviers proches des zones d'alimentation, enfin altérites plus ou moins profondes et remaniées en surface.

*A.* **Altérites rubéfiées à kaolinite.** Faciès d'altération fersialitique du socle cristallophyllien, fortement rubéfié et riche en kaolinite. Ces altérites, réunies ici avec les dépôts superficiels, sont vraisemblablement antérieures aux principaux épandages paléogènes et, comme les silicifications mentionnées plus haut, se sont sans doute élaborées entre le Crétacé terminal et le Paléogène.

### **Quaternaire**

**E. Éboulis, formations de pente.** N'ont été figurées que les accumulations relativement importantes ou les éboulis anciens qui tapissent les flancs et le fond de certains méandres abandonnés du Viaur et de son affluent le Cône. Ces derniers sont caractérisés par une forte altération des éléments schisteux qu'ils renferment et par une importante matrice argileuse brunâtre.

En revanche, on n'a pas représenté les formations de pente très irrégulières qui tapissent très souvent les flancs abrupts des vallées et qui sont le plus souvent masquées par le couvert forestier.

**Fx. Alluvions anciennes.** On observe parfois, aux flancs des vallées en particulier à l'occasion des méandres, des replats d'érosion qui matérialisent çà et là des étapes du creusement, mais ces replats sont le plus souvent dépourvus de dépôts. Près de Saint-Just, l'un d'eux, très exigü, a conservé un placage de galets et graviers qui domine de près de 50 m le cours actuel du Viaur.

Fz. **Alluvions récentes.** Le fond des vallées est occupé par d'étroites plages d'alluvions dont les profils ne dépassent guère 2 ou 3 m et présentent régulièrement un horizon inférieur grossier à gros galets et graviers et un horizon supérieur sablo-limoneux.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### *TECTONIQUE HERCYNienne*

#### **Structure d'ensemble**

La structure d'ensemble est illustrée par la coupe en marge de la carte. La déformation tangentielle prédominante à l'observation microtectonique est responsable des déformations majeures à l'échelle régionale (rappelons que la carte Naucelle couvre l'autochtone relatif de grandes nappes : Najac-Carmaux à l'Ouest, le Vibal et probablement le Lévezou à l'Est) mais n'a que peu d'expression sur cette coupe car aucune grande structure ne peut lui être attribuée, et donc dessinée.

C'est cette déformation à vergence S à SW qui est cependant à l'origine de la parallélisation des contacts lithologiques et de la foliation principale, comme nous l'avons tracée.

Des plis tardifs sont alors directement observables puisque leur allure est soulignée par les contacts lithologiques. Ces plis paraissent avoir une origine multiple : au Sud-Est de la carte, leurs axes sont orientés WNW-ESE, ils sont déversés vers le Nord, ils sont associés à une foliation assez bien marquée et soulignée par des micas, et semblent donc plus ou moins liés au fonctionnement du décrochevauchement dans lequel intervient l'orthogneiss syntectonique du Pinet. À l'Ouest de la feuille, par contre, les plis tardifs sont surtout orientés N-S, sont droits à légèrement déversés vers l'Ouest, et sont clairement associés aux jeux très tardifs de failles (dont le décrochement senestre qui passe par Castelmarty en traversant de part en part la feuille Naucelle) ; ces plis déforment le décrochevauchement du Pinet (alentours de Crespin) et les plis E-W associés, ce qui est à l'origine des figures d'interférence complexes entre Centrès et Saint-Just-sur-Viaur.

L'accident de Castelmarty sépare deux séquences lithologiquement très comparables mais de degré et d'histoire métamorphique différents. À l'Ouest, il s'agit d'une série schisto-gréseuse épizonale, avec quelques niveaux de porphyroïde dont le plus puissant apparaît au sommet (ensemble de Pradinas-Tayrac) ; cette série s'étend sur la carte voisine Najac où elle constitue l'autochtone relatif de la klippe à matériel de haute pression (Bodinier et Burg, 1980, 1981 ; Delor *et al.*, 1986, 1987). À l'Est, il s'agit encore d'une série schisto-gréseuse d'apparence plus détritique que la précédente (appelée pour cela série des paragneiss) et reposant sur les porphyroïdes et l'orthogneiss de Rodez (contact plissé autour de Sauverterre-de-Rouergue, plus calme au Sud de Baraqueville et de Calmont). Cette série est épizonale (zone de la chlorite entre Castelmarty et Crespin) à mésozonale (zone à grenat autour de Tayrac), les isogrades étant géométrique-

ment associés à l'orthogneiss du Pinet. Le paroxysme du métamorphisme est syn- à tardi-foliation tangentielle, les derniers micas cristallisés pendant le refroidissement poussant dans la foliation tardive en plan axial des plis à déversement Nord. Ce métamorphisme a été interprété en termes d'auréole thermique autour d'intrusifs syntectoniques sur la feuille adjacente Salles-Curan (Delor *et al.*, 1984), et s'étend vers l'Est jusqu'aux bordures du massif du Lézou.

Le décrochevauchement du Pinet a fonctionné pendant ce métamorphisme, et a subi quelques rejets tardifs à l'Ouest où l'on observe un léger décalage de l'isograde (**Chl-Bi-Grt**)<sup>+</sup>. Ce décrochevauchement est subparallèle à la foliation régionale, tangentielle, et crée une intensification locale de cette foliation et des plis en fourreau approximativement E-W (Burg et Teyssier, 1983). Il est donc essentiellement tardi-phase tangentielle, et de ce fait antérieur aux zones de chevauchement fragiles connues au Sud, dans l'Albigeois (Guérangé, 1987). Par contre, les phases de plissement tardives N-S et E-W se corrèlent assez bien avec les plissements tardifs reconnus dans cette région. Cette continuité dans les déformations tardives entre Rouergue cristallin et Albigeois sera discutée ultérieurement dans un cadre plus large, après avoir décrit l'ensemble des structures et microstructures rencontrées sur la feuille Naucelle.

### Microtectonique

La diversité lithologique et pétrographique se retrouve, pour des raisons rhéologiques évidentes, au niveau microtectonique.

#### Dans les séries paradérivées

Trois familles de microstructures superposées, correspondant à trois phases majeures de plissement, peuvent être reconnues.

- La **phase 1** est responsable de la *schistosité de flux S1* née subhorizontale puisqu'elle est subparallèle à la stratification S0, et dans laquelle se sont formées quelques lentilles de quartz d'exsudation. Dans les schistes, au Sud, cette foliation est plan axial de rares *plis isoclinaux aigus P1*, décimétriques à décamétriques, aux charnières dispersées du N-S à N 060E, et de sens de déversement réel W à SW. Des *linéations L1 d'intersection S0/S1* sont parallèles à de fines *linéations minérales de micas blancs* et aux axes des plis P1. Les niveaux les plus compétents 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 L1 autour d'axes N 080E à N 150E. Ce plissement s'effectue dans des conditions synschisteuses. Dans les charnières arrondies des *plis P2*, une *schistosité de crénulation S2* matérialise la trace moyenne du plan axial de ces plis ; mais, de façon générale, on ne peut la distinguer de S1, et la foliation régionale apparaît comme une *schistosité composite S1-2*. Une *linéation de micas blancs* est parallèle à l'axe de ces plis décimétriques à hectométriques.

● La **phase 3** correspond à un *plissement en chevrons* ouverts des structures précédentes. Les plans axiaux de ces plis P3 décimétriques à kilométriques sont redressés. Une *schistosité fruste de crénelation S3* en éventail apparaît localement. Les axes de ces plis matérialisent également une *linéation L3 de crénelation* régionalement orientée N080 à N120E. Une analyse précise montre que leurs axes varient pour devenir méridiens à l'Ouest de la feuille, définissant un large pli synclinal E-W dont la terminaison axiale se voit bien dans la région de Quins.

### **Dans l'orthoigneiss alcalin à quartz bleu**

Cet orthoigneiss a subi les mêmes phases de déformation que les paragneiss. De rares charnières isoclinales postfoliales et parallèles à la linéation minérale en gros E-W, sont attribuées à la phase 2 (en particulier dans la région de Baraqueville). Les microstructures de phase 3 sont relativement peu représentées, ce que nous attribuons à la rigidité de ce type de matériel. Cependant, une reconnaissance vers le Nord nous a montré que ce massif dessine une large voussure attribuable à ces derniers plissements. De par leurs similitudes en direction et/ou en style, nous considérons, en l'absence d'autres marqueurs, que les phases 1, 2 et 3 dans l'orthoigneiss alcalin correspondent aux phases 1, 2 et 3 décrites dans les séries paradérivées.

### **Dans le métagranite à texture porphyroïde du Pinet**

Cette roche est caractérisée par une foliation S bien marquée par les micas et/ou par des rubans de quartz qui moulent les yeux de feldspath. Cette schistosité S est parallèle à la schistosité des séries environnantes et porte une linéation minérale et d'étirement L dont le « pitch » est en moyenne de 50° vers le Sud-Est. Dans les termes les plus déformés, les yeux de feldspath voient leur taille et leur nombre très réduits, ce qui confère localement à ce métagranite un faciès très proche de celui des gneiss fins. Cette linéation L et cette foliation S sont les seules microstructures pénétratives à l'échelle du massif. Localement, des plis droits décimétriques replissent S et L ; ils sont rattachés à la phase 3 décrite dans la série grésopélitique. La déformation de ce métagranite est attribuée à un grand décrochevauchement dextre, parallèle à S1-2, qui sépare les deux grandes unités paradérivées (Burg et Teyssier, 1983). Cet accident ductile est lui aussi déformé par la phase 3, en particulier dans son segment occidental.

## **Synthèse**

En conclusion, la structuration de la région de Naucelle paraît s'être réalisée au cours de trois phases de plissement que l'on peut réduire à deux épisodes tectoniques majeurs.

### **Épisode de tectonique tangentielle associée à la mise en place synmétamorphique, vers le Sud, des nappes connues sur les cartes voisines**

● La **phase 1** se traduit par la genèse d'une foliation subhorizontale puisque parallèle à la stratification. Bien que certains plis isoclinaux puissent appar-

tenir à cet épisode, leur attribution à cette phase ne peut être faite avec certitude. Par contre, des linéations d'intersection et d'étirement de direction proche de NE appartiennent à cette phase en définissant son orientation et sa vergence SW. L'absence de telles microstructures 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 symmétamorphiques. Dans les charnières des plis isoclinaux P2 attribués à cette phase, la déformation est marquée par le développement d'une schistosité de crénulation ; dans les flancs des plis et à l'échelle régionale, la fabrique planaire majeure est composite puisque S1 et S2 sont parallélisées. L'omniprésence d'une linéation minérale et/ou d'allongement subparallèle aux axes de plis P2 (direction moyenne NNW-SSE) atteste de l'importance et de la généralité de cet épisode de déformation à vergence SW dans cette région. En fin de phase 2, les granitoïdes de type Pinet se mettent en place dans la foliation S1-2 et sont à l'origine de gradients métamorphiques (dans ce cas de température surtout) et de déformation associés à la mise en jeu du décrochevauchement du Pinet. Dans la zone de quelques dizaines de mètres de part et d'autre de cet accident, on assiste à une intensification des structures 2 avec développement de plis en fourreau WNW-ESE et critères de cisaillement, et abondance de filons de quartz synfoliaux. L'intensité de cette déformation rend illusoire la reconnaissance des séries au niveau de ce contact dont le fonctionnement a débordé, avec le métamorphisme, le développement des structures 2. Certains plis 3 se sont peut être formés pendant les derniers rejeux de cet accident.

### **Épisode de plissements tardifs, de serrage**

● 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 synchisteuse, 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.

## *TECTONIQUE POSTHERCYNIE*

Dès le Carbonifère inférieur, la région appartient au domaine stable du Massif central qui va réagir de façon essentiellement cassante aux différentes phases de déformation. La plupart des accidents qui contrôlent cette évolution trouvent leur origine lors des réajustements « tardihercyniens ». Il s'agit en particulier du grand accident SSW-NNE qui passe à Castelmarty.

Parallèle au Sillon houiller, ce décrochement senestre (comme le montrent les microstructures associées) appartient au réseau de failles nées au début du Stéphanién et limitant les dépôts d'âge carbonifère et permien du bassin de Carmaux au Sud-Ouest.

Faute d'avoir conservé sa couverture mésozoïque, la région n'offre aucune information sur l'évolution tectonique pendant cette période qui correspond, dans les régions avoisinantes, à une relative stabilité.

Les premiers dépôts d'âge mal précisé, remaniant des arkoses triasiques et des silicifications probablement paléocènes, se sont répandus sur une surface proche de l'ancienne pénéplaine inframésozoïque exhumée et vraisemblablement peu déformée. La mobilisation de ce matériel doit être néanmoins liée à un événement tectonique d'âge éocène inférieur ou moyen.

La reprise d'érosion plus vigoureuse que traduit le dépôt des « argiles à graviers » est attribuée à un réhaussement de la partie centrale du Rouergue, notamment du domaine constituant la « dorsale de Rieuepeyroux », et à l'établissement d'une pente vers le Sud, mouvements sans doute liés au paroxysme de la compression pyrénéenne vers la fin de l'Éocène moyen.

L'épisode tectonique le plus manifeste ici se situe après une longue période de stabilité à la fin du Pliocène, où un réhaussement du Rouergue par rapport à ses marges provoque l'engraissement brutal du réseau de drainage.

### MÉTAMORPHISME

Plus de 750 lames minces ont été nécessaires pour :

- caractériser la minéralogie des roches métamorphiques ;
- avoir une idée réaliste de la répartition géographique des divers associations minérales ;
- essayer de caractériser les zones d'isométamorphisme et les isogrades, et notamment faire la part respective de l'influence des granites syntectoniques et des charriages varisques sur le métamorphisme.

#### **Associations minérales**

Les différentes associations observées dans l'ordre croissant du degré métamorphique sont les suivantes (fig. 2, en pages centrales).

##### ● **Dans les quartzites :**

- (1) quartz.
- (2) quartz, muscovite.

##### ● **Dans les métagreywackes, les porphyroïdes et l'orthogneiss de Rodez :**

- (3) quartz, plagioclase albitique, feldspath K, muscovite, chlorite.
- (4) quartz, plagioclase albite-oligoclase, feldspath K, muscovite, biotite.

- (5) quartz, plagioclase albite-oligoclase, feldspath K, muscovite, chlorite, biotite.
- (6) quartz, plagioclase albite-oligoclase, feldspath K, muscovite, chlorite, biotite, grenat.

L'association (6) est restreinte aux métagreywackes.

● **Dans les métapélites s.s. :**

- (7) quartz, plagioclase albitique, muscovite.
- (8) quartz,  $\pm$  plagioclase albitique, muscovite, chlorite,  $\pm$  carbonate.
- (9) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, grenat.
- (10) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, chlorite, grenat.
- (11) quartz,  $\pm$  plagioclase albitique, muscovite, chlorite, chloritoïde.
- (12) quartz,  $\pm$  plagioclase albitique, muscovite, chlorite, chloritoïde, grenat.
- (13) quartz,  $\pm$  plagioclase albitique, muscovite, chlorite, chloritoïde, andalousite.
- (14) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, chlorite, biotite.
- (15) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, biotite, grenat.
- (16) quartz, plagioclase albite-oligoclase, muscovite, chlorite, biotite, grenat.
- (17) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite.
- (18) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, andalousite, cordiérite.
- (19) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, cordiérite.
- (20) quartz, plagioclase oligoclase, muscovite, biotite, andalousite.

Les accessoires communs à tous ces assemblages sont l'ilménite parfois manganésifère, l'hématite hydratée, l'anatase-brookite, l'apatite, le zircon, le graphite (qui abonde dans certains quartzites) et la tourmaline parfois zonée ; quelques rares cristaux d'épidote sont observables en inclusions au cœur du grenat. De l'allanite métamictite existe çà et là dans l'orthogneiss de Rodez et les porphyroïdes.

## Répartition géographique

● **À l'Ouest du décrochement de Castelmarty**, comme sur la feuille voisine Najac, seules, les associations 3, 7 et 8 ont été rencontrées. Ce sont les assemblages de plus bas degré du métamorphisme régional. Elles reflètent des conditions épizonales. Lorsqu'on s'approche vers le Nord-Est de l'intrusion granodioritique post-tectonique de Villefranche, la biotite se développe dans la foliation (association 14), puis rapidement devient sécante sur celle-ci (associations 17-20) ; au contact de l'intrusif, sur 200 m environ, andalousite et cordiérite se développent à leur tour, de façon clairement post-tectonique (associations 18-20). Ces associations sont dues au métamorphisme de contact.

● **À l'Est du décrochement de Castelmarty**, la répartition des associations minérales est plus complexe : au Nord du décrochevauchement du Pinet, dans la région de Castelmarty-Crespin, on retrouve les associations 3, 7, et 8 sans carbonates ; plus au Nord et jusqu'à la limite est de la feuille Naucelle, les associations à biotite, biotite-chlorite, biotite-grenat, grenat-chlorite,



biotite-grenat-chlorite (4 à 6, 9 à 10 et 14 à 16) ont une répartition anarchique : leur présence dépend avant tout de la composition chimique des roches-hôtes. Ainsi, les associations à biotite seule ont été rencontrées surtout dans les porphyroïdes et dans l'orthogneiss de Rodez. Mais si on prend les roches pélitiques comme référence, grenat, biotite,  $\pm$  chlorite sont en équilibre textural dans toute cette zone, contrairement à la région de Crespin—Castelmary. La réaction continue : chlorite = grenat + biotite a été franchie et les associations reconnues semblent donc représenter un degré de métamorphisme plus élevé.

● **Au Sud du décrochement du Pinet**, la répartition est encore relativement complexe. On distinguera cinq zones :

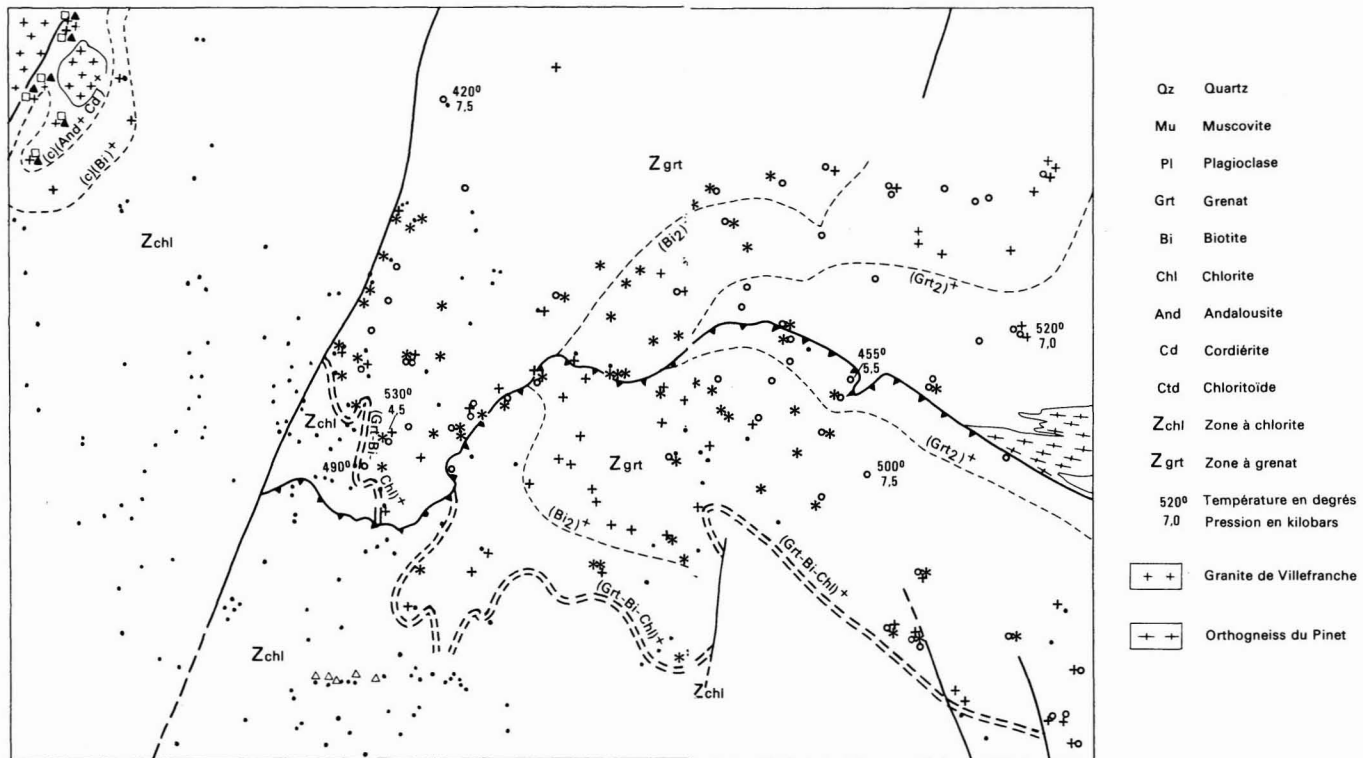
— à l'Ouest du Teillet : la biotite semble absente et les associations (3), (7) et (8) prédominent ;

— dans les gorges du Viaur, au Nord de Roucayrols, il existe trois associations très particulières à chloritoïde-chlorite, chlorite-grenat-chlorite et chloritoïde-andalousite (11, 12 et 13), qui traduisent avant tout des teneurs en alumine plus élevées que pour les autres types de roches reconnus dans la région. La présence d'andalousite est importante car elle indique que le degré de métamorphisme de ces séries est plus élevé ( $T \simeq 420^\circ \text{C}$ ) que ce qui était généralement admis. Le fait que cette andalousite soit tardive permet d'envisager soit la présence antérieure d'un silicate d'alumine (pyrophyllite ou disthène) dans l'association 13 (et donc l'existence de la réaction prograde et discontinue : pyrophyllite + quartz = andalousite ou disthène +  $\text{H}_2\text{O}$ , ou de la réaction discontinue de décompression : disthène = andalousite), soit plus vraisemblablement une réaction continue prograde, locale, de type chloritoïde = andalousite  $\pm$  chlorite. La croissance tardive d'andalousite est alors due à une augmentation de température après la phase 2 ou à une digitation de l'orthogneiss du Pinet sous la zone d'affleurement. Les trajectoires P-T possibles de cette roche particulière (hypothèse 1 et 2) sont représentées figure 3 ;

— entre Le Teillet et Camjac, de la biotite syn- à post-phase 2, plus ou moins altérée en oxychlorite brune, se développe, associée ou non à de la chlorite (associations 4, 5, 14) ; quelques roches à grenat-chlorite (10) et grenat-muscovite (9) ceinturent cette « zone » à biotite. Ces associations semblent compatibles du point de vue pression et température avec celles à chlorite décrites dans les gorges du Viaur ;

— à l'Est de Camjac, les associations à grenat-biotite (6, 15, 16) se développent dans la série grésopélitique jusqu'à la limite orientale de la feuille, notamment en se rapprochant de l'orthogneiss syntectonique du Pinet (Delor *et al.*, 1984). Elles représentent les associations minérales les plus métamorphiques de la partie sud de la feuille. Les porphyroïdes de La Fabrèguerie (3), situés au Sud des grandes barres de quartzite (1, 2), ne contiennent jamais de grenat à cause de leur composition chimique trop quartzo-feldspathique. La biotite est soit absente, soit chloritisée et ne semble pas en équilibre avec les autres phases. La chlorite apparaît être le minéral typomorphe ;

— au Sud-Est de la feuille, au Sud du ruisseau de Montarié, on retrouve les associations de bas degré à chlorite-muscovite (3, 7, 8) coincées entre deux failles.



ASSOCIATIONS MINÉRALOGIQUES Qz, Mu ± Pl en excès

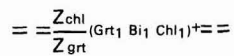
Métamorphisme régional

- Grt + Bi ± Chl
- \* Grt + Chl
- + Bi + Chl
- Chl
- △ Ctd + Grt + And

Métamorphisme de contact

- Bi ± Chl
- And + Bi
- △ Cd

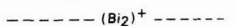
ISOGRADES



Réaction continue  $Chl_1 Mu Qz \rightarrow Chl_2 Grt Bi$

----- (C)(Bi)<sup>+</sup> -----

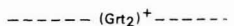
Réaction  $Mu Chl_1 Qz \rightarrow Bi Mg Chl_2$



Réaction discontinue  $Chl_1 Qz \rightarrow Bi_2$

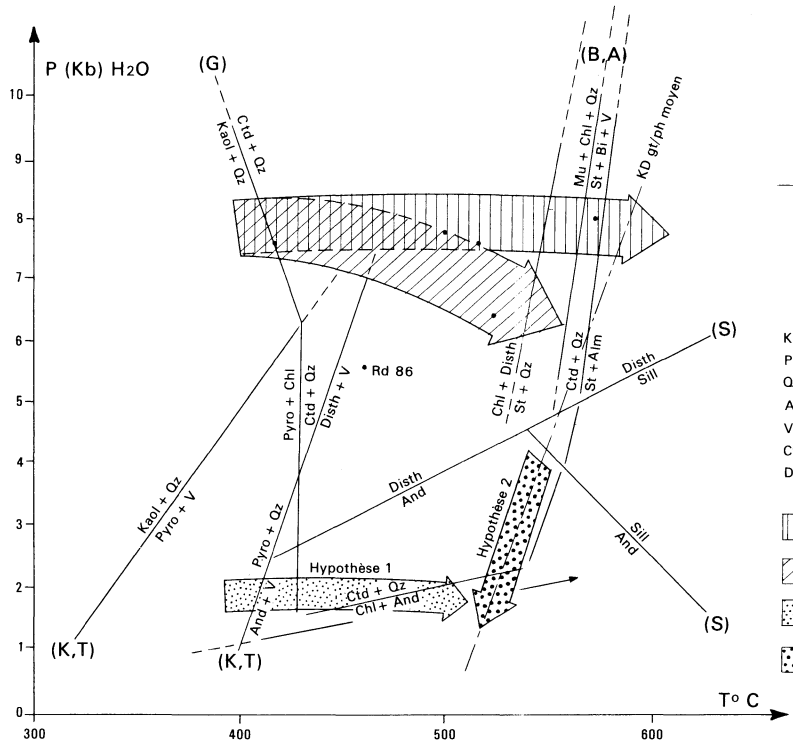
----- (C) (And + Cd)<sup>+</sup> -----

Réaction  $Mu Mg Chl_2 Qz \rightarrow Bi_2 Cd And$



Réaction discontinue  $Bi_2 \rightarrow Grt_2$

**Fig. 2 - Répartition des associations minéralogiques dans les métapelites et métagauwacks. Données thermobarométriques**



K : Kerrick (1968)                      B,A : Bickle et Archibald (1984)  
 T : Thompson (1970)                  S : Salje (1987)  
 G : Ganguly (1972)

— Ligne KD gt/ph (Green et Hellman) moyen  
 (roches à Ctd, Gt, Mus, And, des gorges du Viaur)

- Roches étudiées à la microsonde
- T : Gt/Bi (Hodges et Spear, 1982)
- P : Pl/Mu/Bi/Gt (Ghent et Stout, 1981)

L'échantillon Rd 86 est sur le décrochement du Pinet

Kaol : Kaolinite	Chl : Chlorite
Pyro : Pyrophyllite	Mu : Muscovite
Oz : Quartz	St : Staurotite
And : Andalousite	Bi : Biotite
V : H <sub>2</sub> O vapeur	Alm : Almandin
Ctd : Chloritoïde	Sill : Sillimanite
Disth : Disthène	

- Métamorphisme inverse en direction des orthogneiss syntectoniques
- Métamorphisme inverse en direction du décrochement du Pinet
- Roches alumineuses des gorges du Viaur – Hypothèse 1
- Roches alumineuses des gorges du Viaur – Hypothèse 2

**Fig. 3 - Gradients métamorphiques et évolution thermobarométrique des différentes unités lithologiques et structurales**

## Minéralogie, relations cristallisation—déformation

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

- La **chlorite** se présente sous plusieurs habitus selon les régions. La plupart du temps elle est verte ; on la trouve alors dans les microlithons de phase 1, en blastes syn-phase 2, voire plus rarement syn-phase 3 (région des gorges du Viaur) où elle matérialise, avec la muscovite, la foliation des plis 3. Au voisinage du décrochevauchement, elle devient brune à brun-vert et polarise dans le second ordre comme une biotite. Il s'agit alors d'oxychlorite. De la chlorite magnésienne, presque incolore en lumière naturelle, cristallise en sites post-phase 2 et 3.

- Le **mica blanc** se présente comme la chlorite, soit syn-phase 1, soit syn- à post-phase 2, et localement syn-S3 de crénulation. Sa composition varie depuis les phengites jusqu'aux muscovites *s.s.*

- La **biotite** est souvent altérée en chlorite ou en oxychlorite (perte de  $K_2O$ , d' $Al_2O_3$  et de  $SiO_2$ ) au voisinage du décrochevauchement. Loin de celui-ci, elle est très fraîche et coexiste généralement avec le grenat et/ou la chlorite verte. Elle n'a été observée que très rarement dans les microlithons de phase 1. Généralement, elle est syn- à post-phase 2. Localement (régions de Tauriac, Naucelle, Camjac, Taurines,...) elle est plutôt post-phase 2, voire syn- à post-phase 3, surtout lorsqu'on se rapproche des métagranites de type Pinet.

- Le **plagioclase** est la plupart du temps albitique ; il est alors syn- à post-phase 2. Il devient légèrement calcique (oligoclase) dans les roches à biotite ou à biotite-grenat.

- Le **feldspath K** est plus rare, notamment dans les schistes et micaschistes. Il s'agit toujours de l'orthose anté- à syn-phase 2, parfois albitisée. Très localement, au voisinage du décrochevauchement, il peut être réactionnel et lié à la transformation des biotites en oxychlorites.

Plagioclases et feldspaths K sont souvent altérés en produits micacés de type séricite (paragonite ou phengite).

- Le **grenat**, dans les zones apparemment les moins métamorphiques (gorges du Viaur), contient des inclusions sigmoïdes de quartz et chlorite verte. Il est syn- à tardi-phase 1 et anté-phase 2. Des queues de cristallisation de chlorite verte attestent de son antériorité par rapport à S2. Dès que la foliation devient compositée, il est syn-phase 2 avec par endroit quelques bordures statiques sur la phase 2. En se rapprochant de l'orthogneiss syntectonique du Pinet, il présente toujours des surcroissances statiques sur la phase 2. Les grenats à habitus complexe coexistent avec la génération tardive de biotite décrite plus haut. De petits grenats sans inclusions, typiquement post-tectoniques, coexistent souvent avec les grenats et les biotites précédentes.

● Le **chloritoïde**, gris-bleu en lame mince, commence à cristalliser pendant la phase 1 et continue pendant la phase 2. Il coexiste alors avec la chlorite verte, le grenat et le mica blanc, ou avec l'andalousite et la chlorite verte.

● L'**andalousite** pousse en grands blastes statiques sur la foliation 2, qui peuvent atteindre 2 à 3 cm de longueur. Elle englobe souvent des blastes de chlorite brune et côtoie en équilibre textural le chloritoïde, la chlorite verte et la phengite-muscovite.

● Les **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 de queues de cristallisation à chlorite verte. Dans la zone à biotite-grenat, ces minéraux semblent synchrones de la phase 2. Les carbonates sont précoces, anté- à syn-phase 1.

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

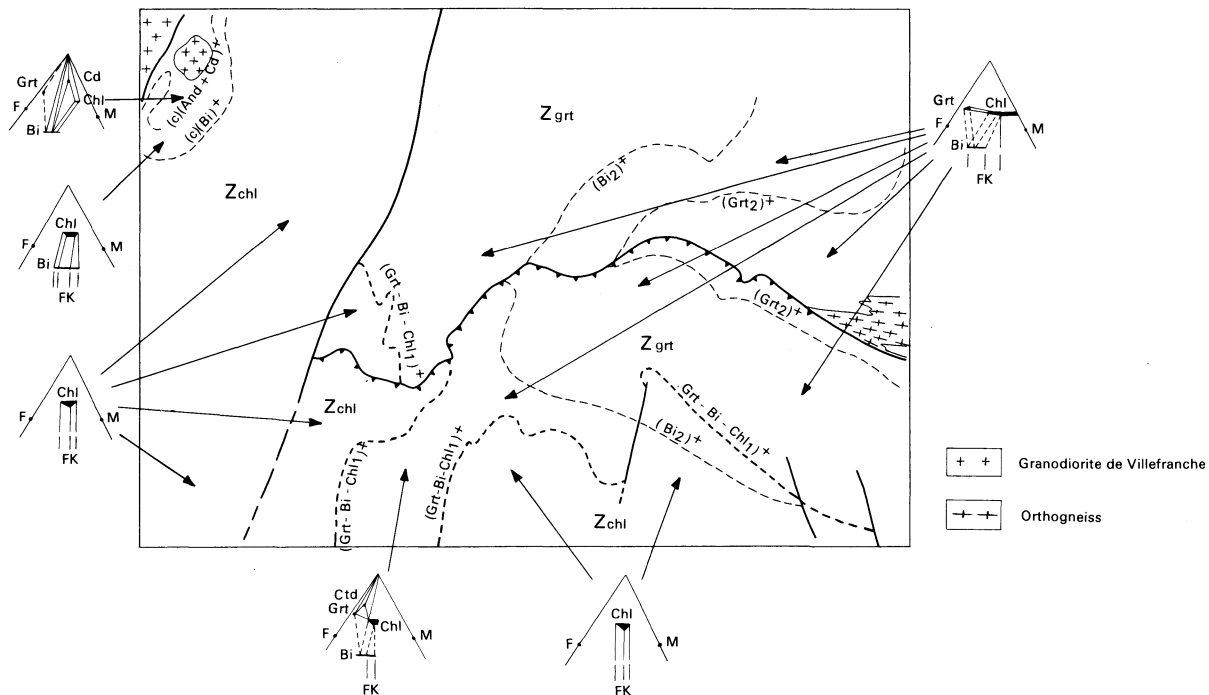
– la **phase 1** a lieu dans des conditions épizonales sur l'ensemble de la feuille ; exceptionnellement, les conditions de formation de la biotite peuvent être atteintes à l'Est du décrochement de Castelmarty et au Sud du décrochevauchement. Bien visible au Sud de la feuille, la phase 1 n'est plus distinguable lorsque l'on s'approche des métagranites à texture porphyroïde ;

– la **phase 2** : c'est au cours de cette phase que cristallisent, à l'Est de la faille de Castelmarty, les chlorites, muscovites, biotites, chloritoïdes et grenats à inclusions sigmoïdes, que l'on soit loin ou proche des intrusifs syntectoniques. Les conditions semblent donc plus sévères que pour la phase 1 puisque le faciès amphibolite est atteint. Ces conditions demeurent après la phase 2, puisque chlorite, muscovite, biotite, grenat et très localement andalousite continuent à cristalliser de façon statique sur S2. À l'approche des intrusifs syntectoniques, ce phénomène thermique est plus accentué puisque l'essentiel des cristallisation (Mg-chlorite, muscovite, grenat et surtout biotite) est tardi-phase 2 ;

– la **phase 3** : dans les gorges du Viaur, chlorite et muscovite sont alignées sur la phase 3 qui semble épizonale ; au voisinage des métagranites porphyroïdes, de grands pœciloblastes de biotite se développent également dans la S3 de crénulation. Les conditions de température sont donc plus sévères qu'à l'Ouest de la feuille. Localement, muscovite et biotite ont été aussi observées sécantes sur la S3 et donc postérieures à celle-ci. Mais, régionalement, le minéral typiquement post-phase 3 reste la chlorite magnésienne.

### Analyse paragenétique

L'absence de grenat et de biotite en équilibre dans les métapélites situées à l'Ouest et au Sud-Ouest de la feuille, suggère fortement que la température était moins élevée dans cette région qu'au Nord et à l'Est où ces deux minéraux coexistent. L'absence de staurotide, et *a fortiori* de la paragenèse à staurotide-biotite (observée sur les feuilles voisines Rieuepeyroux, Rodez et Salles-Curan ; Burg *et al.*, 1986), montre que les températures n'ont pas excédé 560° C puisque la réaction discontinue : grenat ± chlorite ± musco-



**Fig. 4 - Isogrades du métamorphisme et paragenèses**  
 représentées dans le système KF MASH (projection depuis muscovite + quartz)

vite = staurotide  $\pm$  biotite, n'a pas été atteinte. L'absence de la paragenèse chloritoïde-biotite et la permanence de la paragenèse grenat-chlorite dans toutes les roches à grenat, confirment une telle estimation. La présence d'andalousite tardi-phase 2 associée au chloritoïde, au grenat et à la chlorite, et localisée uniquement dans les gorges du Viaur, montre que dans cette région la température atteignait au moins 420° C après la phase 2. Si on admet que la blastèse d'andalousite tardive est due à la réaction continue : chloritoïde = andalousite + chlorite, la pression lithostatique devrait être alors inférieure à 4,5 kbar. L'absence de tout autre silicate d'alumine dans les autres roches de la carte qui n'ont pas subi le métamorphisme de contact, s'explique facilement par la grande homogénéité de leur chimisme. Elles sont en effet toutes situées sur ou sous le joint grenat-chlorite dans les projections AFM (fig. 4).

L'étude à la microsonde électronique des phases des différentes associations minérales a permis de mettre en exergue les points suivants :

— les roches à chloritoïde (assemblages 11, 12, 13) se distinguent de toutes les autres roches de la feuille. Le grenat est un almandin riche en spessartine (MnO compris entre 14 et 20 % en poids), très peu calcique. Les chlorites ont les XMg ( $Mg/[Mg + Fe^{++}]$ ) les plus faibles (0,38). Les micas blancs sont peu substitués et se classent à la limite muscovite-phengite ( $Si/Aliv = 3$ ) ;

— seules les roches à  $\pm$  chlorite,  $\pm$  muscovite (associations 3, 7, 8) situées à l'Ouest du décrochement de Castelmarty et au Sud d'une limite Castelmarty—Crespin—Pont-de-Tanus, et englobant vraisemblablement les porphyroïdes de La Fabrèguerie (3), sont compatibles avec les roches à chloritoïde (fig. 2). Leurs chlorites ont en effet des XMg compris entre 0,38 et 0,44. Les micas blancs sont plus substitués ( $Si/Aliv$  compris entre 3,15 et 6,7) ;

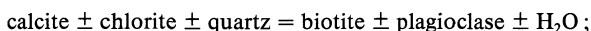
— toutes les autres roches de la feuille, qu'elles soient à chlorite,  $\pm$  muscovite, à biotite,  $\pm$  chlorite,  $\pm$  muscovite ou à grenat,  $\pm$  biotite,  $\pm$  chlorite, ont des chlorites qui présentent des XMg trop élevés (0,44-0,55) pour être compatibles avec les roches précédentes. L'absence de silicate d'alumine ou de tout autre silicate de métamorphisme (chloritoïde, staurotide, etc.) ne permet pas de connaître exactement le degré de métamorphisme ;

— les roches à grenat-chlorite et les roches à grenat-biotite,  $\pm$  chlorite, ont des grenats relativement calciques au moins au cœur (CaO peut atteindre 10 % en poids), mais peu manganésifères (MnO < 10 % en poids). C'est d'ailleurs dans ces grenats qu'ont été observées les micro-inclusions d'épidote. Les variations de teneurs en anorthite des plagioclases, lorsqu'ils sont exprimés, restent aléatoires (albite à oligoclase).

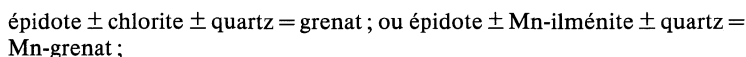
L'analyse paragenétique simplifiée à partir des compositions greywackopélitiques (système KFMASH, projection par la muscovite) est présentée en fig. 4 avec les isogrades qui en découlent. Le feldspath potassique est projeté conventionnellement à l'infini. Trois réactions conduisent à la formation des associations à biotite-chlorite et grenat-chlorite,  $\pm$  biotite :

- (1) feldspath potassique + chlorite 1 = biotite.
- (2) chlorite 1 = grenat + biotite.
- (3) chlorite 1 = grenat + chlorite 2 + biotite.

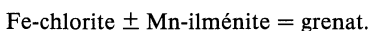
Ces réactions correspondent au métamorphisme régional syn-phase 2. Aucun silicate d'alumine ne se forme, compte tenu de la composition des roches de départ. Les blastèses de biotite et de grenat tardi-phase 2 au voisinage des granitoïdes intrusifs type Pinet (Delor *et al.*, 1984) et celles d'andalousite dans les gorges du Viaur, ne sont pas discutées ici. L'isograde (**Grt-Bi-Chl1**)<sup>+</sup> représente la trace, sur la topographie, de ces trois réactions qu'il est difficile d'individualiser à l'échelle du 50 000°. En effet, elles semblent plus ou moins simultanées ; elles séparent le domaine des roches à chlorite-muscovite de l'Ouest et vraisemblablement du SSW de la feuille (**Zchl**), de celui des roches à grenat-chlorite, ± biotite, situées plus au Nord et à l'Est (**Zgrt**). Les roches à chloritoïde représenteraient simplement les compositions les plus alumineuses. Dans le détail, le problème est plus complexe puisque le rôle du calcium et du manganèse dans la formation du grenat et de la biotite a été négligé. En effet, les réactions de formation des grenats et des biotites peuvent faire intervenir l'épidote, l'ilménite manganésifère et les carbonates qui existent encore çà et là au cœur de quelques grenats calciques et dans certaines associations épizonales (8). La biotite, par exemple, peut se former par des réactions de décarboxylation du type de celles décrites par Goujou *et al.* (1988) :



le grenat calci-manganésifère, par déstabilisation de l'épidote selon :



et le grenat ferro-manganésifères par la réaction :



Par ailleurs, comme l'analyse à la microsonde ne permet pas d'avoir accès aux teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  des biotites, muscovites, et chlorites, il est possible que les différences observées entre les XMg calculés avec tout le fer sous forme de  $\text{Fe}_2$  total, ne soient pas significatives. Il suffit pour cela que les chlorites des associations à chloritoïde ou à chlorite-muscovite soient plus riches en  $\text{Fe}_3$  que celles des autres roches, en relation avec des fugacités d'oxygène plus fortes. En effet, l'existence d'oxychlorites et de biotites oxydées au voisinage du décrochevauchement suggère de fortes variations de  $f(\text{O}_2)$ . Si c'était le cas, c'est-à-dire si les chlorites des roches à chloritoïde et les roches à chlorite-muscovite avaient les mêmes XMg ( $\text{Mg}/[\text{Mg} + \text{Fe}^{++}]$ ) que celles des autres roches, l'existence d'un isograde de réaction continue séparant les deux types de roches ne s'imposerait plus et toutes les associations reconnues sur cette carte coexisteraient au sein de la même zone divariante à grenat. Les différences minéralogiques observées seraient alors dues uniquement à de simples variations de composition chimique globale des roches-hôtes. Les différences observées au niveau de la chimie du grenat, (*i.e.* non calcique mais manganésifère dans les roches à chloritoïde, calcique et plus ou moins manganésifère dans les autres roches), sont un argument de plus dans ce sens. La présence de calcium et/ou de manganèse dans le système peut stabiliser le grenat dans certaines roches à chlorite-muscovite ou à biotite-chlorite-muscovite qui contenaient de l'épidote, de l'ilménite riche en Mn, voire des carbonates sous un degré de métamorphisme plus faible. L'interprétation pétrologique de ces observations en termes d'isogrades est donc difficile et nous ne pourrions trancher entre les



deux hypothèses proposées qu'après une étude détaillée (recherche de pyrophyllite, d'épidote, de Mn-ilménite, etc.) des roches à chlorite-muscovite des feuilles voisines Najac, Carmaux et Saint-Sernin-sur-Rance.

Si on s'intéresse aux compositions quartzo-feldspathiques (porphyroïdes et métagreywackes dans le système KFMASH ou dans le système  $KAlO_2$ ,  $Al_2O_3 - FeO + MgO$  projeté par le feldspath potassique), on retrouve la même réaction de formation de la biotite, à savoir :

feldspath potassique + chlorite = muscovite + biotite,

notamment dans les porphyroïdes du Nord de la carte. La trace de cette réaction sur la topographie semble correspondre à l'accident de Castelmarty. La présence de biotite magmatique relictuelle et plus ou moins chloritisée dans ces roches ne facilite pas les observations précises nécessaires à la compréhension de leur évolution métamorphique. La formation du grenat observée exclusivement dans les métagreywackes se fait quant à elle selon les mêmes réactions que dans les métapélites.

Deux réactions sont nécessaires pour décrire les associations minérales produites par l'intrusion de la granodiorite de Villefranche. La première est continue :

(4) chlorite 1 = biotite  $\pm$  chlorite 2.

La seconde est discontinue :

(5) chlorite 2 = andalousite + biotite + cordiérite.

Elles correspondent aux isogrades  $(C)(Bi)^+$  et  $(C)(And + Cd)^+$  de la fig. 4.

## Types de métamorphisme

● **Métamorphisme régional syn- à tardi-phase 2.** Si on en reste au tracé de l'isograde  $(Grt-Bi-Chl1)^+$ , on remarque qu'il est globalement parallèle à la foliation régionale et s'arrête sur le décrochement de Castelmarty. Il est par contre difficile d'affirmer que le décrochevauchement le décale, compte tenu des hétérogénéités locales du chimisme des roches totales.

Lorsque l'on se rapproche des orthogneiss à texture porphyroïde, les pœciloclastes de biotite tardi-phase 2 puis les surcroissances statiques de grenat se développent selon les réactions discontinues déjà décrites par Delor *et al.* (1984). Les isogrades  $(Bi2)^+$  et  $(Grt2)^+$  ainsi générés, reflètent cartographiquement la géométrie des métagranites et deviennent sécants sur la foliation régionale S2. Cette obliquité est bien marquée au Nord de Naucelle où ils recoupent la limite de l'orthogneiss alcalin à quartz de Rodez, confirmant ainsi le caractère antémétamorphique de ce métagranite alcalin. Ces isogrades recoupent la zone à grenat  $(Zgrt)$ , générant localement du « polymétamorphisme » et prouvant, s'il en était encore besoin, qu'il existe une inertie thermique importante entre le moment de la mise en phase syntectonique des granites et celui où se forment des blastes de contact dans les séries greywacko-pélimitiques et orthogneissiques environnantes. L'apex du métamorphisme est clairement synfolial, loin des intrusifs granitiques syntectoniques et devient postfolial lorsqu'on s'en rapproche, mais les associations de plus haut degré ainsi formées sont identiques et

traduisent un degré de métamorphisme équivalent (*i.e.* celui de la zone divariante à grenat). Ce métamorphisme complexe est à mettre en relation d'une part avec les charriages varisques bien documentés sur les feuilles Rodez et Salles-Curan, et d'autre part avec l'intrusion des métagranites synchrones de la mise en place de ces nappes, qui perturbe le dispositif thermique inverse lié aux nappes elles-mêmes. Il y a interaction entre les deux phénomènes, et les diverses associations minérales observées, ainsi que leur répartition, reflètent les conditions pression-température résultant de ces deux phénomènes géologiques.

Afin de bien cerner la trajectoire P-T de ce métamorphisme complexe, nous avons essayé de quantifier les conditions P et T d'équilibre par divers géothermo-baromètres, ceci en plusieurs points de la feuille (thermomètres « biotite-grenat » : Hodges et Spear, 1982 ; baromètres « grenat-plagioclase-muscovite-biotite » : Ghent et Stout 1981, et « muscovite-biotite-chlorite » : Powel et Evans, 1983). Les résultats sont reportés sur la figure 3. Les températures estimées atteignent  $500 \pm 50^\circ \text{C}$  dans les roches à grenat-biotite qui ont donc toutes cristallisé dans les conditions du faciès amphibolite. Elles n'ont pas pu être estimées dans les roches sans grenat ni biotite. Les pressions oscillent aux alentours de  $7 \pm 1,5 \text{ kbar}$  que ce soit par la méthode de Ghent et Stout ou par celle de Powell et Evans. Si on replace la feuille Naucelle dans son contexte régional, la température augmente en direction, à la fois des contacts anormaux majeurs (klippe du Vibal et du Lézou) et mineurs (décrochevauchement du Pinet) où elles atteignent respectivement  $600^\circ \text{C}$  et  $535^\circ \text{C}$ , et des orthogneiss syntectoniques, (Burg *et al.*, 1986), aux contacts desquels elle peut atteindre  $700^\circ \text{C}$ . La pression varie peu. Elle fluctue autour de  $6,5 \pm 1 \text{ kbar}$  en direction des orthogneiss à texture porphyroïde et tend à diminuer légèrement ( $5 \pm 0,5 \text{ kbar}$ ) en direction de la klippe du Vibal et du décrochevauchement du Pinet. Ce type de métamorphisme est barrovien *l.s.* et présente un gradient inverse en direction des unités allochtones (Romney, 1985). Postérieurement au pic du métamorphisme, les roches subissent une décompression concomitante avec une diminution de température imputables à l'uplift et à l'érosion. C'est peut-être là la signification de l'andalousite post-phase 2 des roches alumineuses des gorges du Viaur, à moins que l'orthogneiss du Pinet existe en profondeur sous cette région.

### **Métamorphisme de contact**

Les successions minéralogiques observées autour du pluton post-tectonique de Villefranche-de-Rouergue : biotite, puis biotite, andalousite, cordiérite, indiquent qu'en se rapprochant du granite on traverse successivement : (1) l'isograde de formation de la biotite **(C)(Bi)<sup>+</sup>** (réaction 4) ; et (2) l'isograde de formation de la cordiérite et de l'andalousite **(C)(And + Cd)<sup>+</sup>** (réaction 5). Le feldspath K et la sillimanite ne se forment pas, ce qui indique que la pression et la température n'ont pas excédé  $2,7 \text{ kbar}$  et  $600^\circ \text{C}$  et donc que la profondeur maximum de mise en place de la granodiorite est de l'ordre de  $7,6 \text{ km}$ . Le gradient obtenu est représenté dans la figure 2.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE PROPOSÉE

### Évolution du domaine hercynien

Cette histoire complexe ne peut être déchiffrée qu'à la lumière des données sur les cartes adjacentes Najac, à l'Ouest et Salles-Curan, à l'Est, Carmaux, au Sud et Rieupeyroux, au Nord.

Les séries schisto-gréseuses représentent probablement des séquences marines du genre turbidites au sens le plus large, déposées entre le Précambrien supérieur et le Paléozoïque moyen sur la marge nord d'un continent en distension sinon en domaine franchement marin. L'âge précambrien est fortement suggéré par celui d'orthogneiss comme ceux de Rodez, des Palanges (Lévêque, 1985) et de Caplongue (Lafon, 1984) qui ont intrudé entre 600 et 550 Ma ces séries, avant métamorphisme et déformation. Le Paléozoïque inférieur est quant à lui reconnu par comparaison avec les séries datées paléontologiquement dans le versant nord de la Montagne noire, bien plus au Sud, et par l'âge des porphyroïdes ( $524 \pm 10$  Ma ; Delbos *et al.*, 1964, 1965).

Ces séquences vont ensuite être impliquées dans l'orogénèse hercynienne, au Paléozoïque supérieur, et il nous semble prudent de séparer deux régions.

● **La région épizonale à l'Ouest de la faille de Castelmarty** 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 Silurien ou au Dévonien inférieur si l'on en croit l'âge de ce métamorphisme obtenu ailleurs dans la chaîne varisque (Pin et Peucat, 1986). Ces roches ont été charriées vers le Sud, probablement au Dévonien inférieur, sur les micaschistes et porphyroïdes de cette région. Les déformations tangentielles de ces séries, et le métamorphisme associé, sont attribués à l'avancée de ces nappes qui s'accompagne, d'ailleurs, de la rétro-morphose des séries charriées. L'intrusion du « granite » de Villefranche vers 300 Ma (et qui écorne le Nord-Ouest de la feuille Naucelle), scelle ces déformations.

● **À l'Est de la faille de Castelmarty**, l'histoire tectono-métamorphique est plus complexe. Les déformations et le métamorphisme de faible à moyen degré sont attribués à une tectonique tangentielle équivalente à celle décrite plus à l'Est sur les feuilles Rodez et Salles-Curan (Burg *et al.*, 1986) et associée à la mise en place de nappes à matériel éclogitique (et donc encore de haute pression) telles l'unité du Vibal et celle du Lévezou. La venue d'intrusifs granitiques type Pinet dans la foliation et les contacts majeurs, complique la disposition des zones isométamorphiques en déformant et resserrant les isogrades. Le métamorphisme de contact qu'ils provoquent est à l'origine des zones de plus haut degré, et en particulier du grenat et de la staurotide qui cernent le laccolite granitique du Pinet. Ces intrusions, qui arrivent en fin de tectonique tangentielle, sont datées à environ 350 Ma (Pin, 1981) et se refroidissent pendant la phase 3 de plissement dans la partie sud-est de la feuille, c'est-à-dire avec les derniers mouvements le long du décrochevauchement du Pinet. L'ensemble des déformations souples et des métamor-

phismes est achevé au Stéphanien, transgressif sur tous les termes de la région, et déposé à la faveur de bassins limités par des failles.

### **Évolution posthercynienne**

Au cours du Carbonifère supérieur et du Permien, les reliefs colonisés par la végétation sont progressivement arasés et les produits du démantèlement vont alimenter, à la périphérie du Rouergue, les bassins sédimentaires du Quercy, du détroit de Rodez et de Sainte-Affrique entre autres.

Cette érosion aboutit, à la fin du Trias ou au début du Jurassique, à une pénéplaine très régulière qu'envahit, à l'Hettangien, la transgression de la mer jurassique. Les témoins conservés immédiatement au Nord et à l'Est témoignent que cette transgression a été quasi-générale.

Après le retrait de la mer à la fin du Jurassique ou au Crétacé, la région est à nouveau livrée à une évolution continentale où les phénomènes d'altération-dissolution en climat chaud entraînent rapidement la disparition de la couverture carbonatée et le développement, à la surface du socle mis à nu, ou de résidus triasiques persistant çà et là, de phénomènes de silicification, de ferruginisation et kaolinisation.

Des phases de déformation entraînent, au cours de l'Éocène, la mobilisation de ces matériaux, altérites, croûtes siliceuses..., dont la plus importante, à la fin de l'Éocène moyen, provoque leur entraînement vers le Sud en direction de la dépression aquitaine.

Un nouvel équilibre se réalise au cours du Néogène qui voit s'établir d'importants réseaux fluviaux orientés vers le Sud-Ouest.

C'est à la fin du Pliocène ou au début du Quaternaire qu'un abaissement brutal des niveaux de base, lié peut-être à des réajustements tectoniques à la limite Massif central—plate-forme aquitaine, entraîne une réorganisation du drainage attiré dorénavant vers l'Ouest et son brusque enfoncement en contrebas des anciennes surfaces d'érosion.

## **MORPHOLOGIE**

Le territoire de la feuille constitue, en première approche, une sorte de plate-forme plus ou moins régulière, inclinée vers le Sud-Ouest avec des altitudes de 700 m en ses points les plus hauts au Nord-Est, à 350 m au Sud-Ouest. Cette plate-forme est intensément morcelée par un réseau hydrographique dont l'encaissement s'accuse progressivement du Nord vers le Sud où le Vaur entaille le plateau sur 150 à 200 m de profondeur.

### **Surface des « ségalas »**

On assimile généralement cette plate-forme à une surface d'érosion polygénique résultant de l'évolution ancienne, au Tertiaire surtout, de la surface d'abrasion marine antémésozoïque exhumée par l'érosion. Les terrains

mésozoïques qui sont conservés plus au Nord (1/50 000 Rieupeyrroux) montrent que la plate-forme actuelle n'est pas très éloignée de cette surface initiale et n'a pas été, dans ce domaine du moins, profondément déformée.

Si on l'examine plus en détail, cette plate-forme ou surface des « ségalas », si elle correspond assez bien à la notion de pénéplaine, présente cependant de notables irrégularités :

- vers le Sud en particulier, toute une série de reliefs résiduels peuvent être décelés, partiellement ennoyés par les recouvrements tertiaires, et dont les plus importants jalonnent la rive gauche du Viaur de part et d'autre de Tanus ;
- vers le Nord, la surface se relève, avec des pentes relativement fortes de 40 à 50 m/km, vers l'axe haut qui constitue une ligne de crête : la « dorsale de Rieupeyrroux » ;
- au Sud de cette « dorsale », les pentes s'atténuent notablement (10 à 20 m/km), constituant une sorte de glacis faiblement incliné au SSW où sont conservés la plupart des terrains tertiaires. Ce glacis, partiellement fermé vers le Sud par une série de paléoreliefs, est structuré en rides et gouttières plus ou moins accusées orientées NNE-SSW.

La bonne concordance qui s'établit entre les affleurements tertiaires et cette surface des ségalas, en particulier dans les secteurs où elle présente son aspect le plus évolué, permet d'en attribuer la principale période d'élaboration à l'Éocène moyen (Bartonien). L'aspect du glacis, avec ses irrégularités et ses gouttières, s'accorde bien par ailleurs du type de transport et d'érosion que l'on peut associer au dépôt des argiles à graviers, par coulées boueuses dans un pays aux pentes faibles et au drainage incertain. Par ailleurs, le faible encaissement par rapport à cette surface des dépôts alluviaux de la fin du Pliocène, traduit une modification très modérée des paysages pendant l'Oligocène et le Néogène.

### **Réseau hydrographique**

Le drainage actuel affiche deux tendances nettement contrastées :

- dans toute la partie nord de la feuille, les affluents rive droite du Viaur et le Viaur lui-même à l'amont de Saint-Just, prennent une orientation homogène N-S à NE-SW, bien adaptée à la pente générale du glacis en surface des ségalas et à ses inégalités ;
- au Sud en revanche, le cours du Viaur et de ses affluents de rive gauche affichent une orientation (E-W) complètement discordante avec la pente générale. Cette discordance s'accroît encore à l'Ouest où le Viaur, négligeant la gouttière de Mirandol, infléchit son cours vers le NNW, affrontant les reliefs qui bordent cette gouttière, et s'encaissant à leur traversée de plus de 200 m.

Si l'on examine les altitudes des placages alluviaux pliocènes qui jalonnent la vallée du Viaur à l'aval de Mirandol, on s'aperçoit que celles-ci décroissent du Nord vers le Sud, impliquant un drainage vers le Sud là où le Viaur coule aujourd'hui vers le Nord. On a vraisemblablement ici un phénomène de capture d'un ancien réseau bien adapté à la morphologie et s'écoulant vers le SSW, par l'érosion régressive d'un réseau situé plus à l'Ouest. Un

rejeu tectonique au voisinage de la faille de Villefranche, à la fin du Pliocène ou au début du Quaternaire, aurait pu engendrer là une accélération d'érosion significative.

## CLIMAT ET VÉGÉTATION

La région est située au carrefour de triples influences :

- continentales, avec vents du Nord dominants en hiver ;
- océaniques, avec vents d'Ouest et précipitations en automne et au printemps ;
- méditerranéennes, avec vents du Sud plus ou moins fréquents.

Les interactions, pas toujours complémentaires, de ces influences, entraînent de grandes irrégularités dans l'importance et la distribution des précipitations, et des écarts thermiques importants qui la rendent vulnérable aussi bien à des périodes de gel prolongées qu'à des sécheresses sévères.

Les vallées aux pentes raides, entaillées dans le substratum métamorphique de schistes et gneiss, ne supportent que des sols rudimentaires voués à la forêt acidophile de feuillus et aux chataîgneraies.

Les plateaux ou « ségalas » sont entièrement utilisés pour les cultures, autrefois le seigle et les pâturages, plus diversifiées aujourd'hui où l'usage généralisé des amendements et la réalisation des nombreuses retenues collinaires ont permis largement de combattre la pauvreté du sol et sa vulnérabilité aux sécheresses prolongées.

Les zones d'affleurement du substratum à sols superficiels acides, dominants dans le Nord, sont encore largement réservées aux pâturages qui font de la région un haut lieu de l'élevage bovin et ovin pour la production de viande de boucherie.

Les zones plus méridionales, où le substratum est souvent masqué par une couverture d'argiles à graviers ou de formations dérivées, accueillent des sols limono-argileux profonds propices à des cultures plus nobles, céréales, maïs, tournesols et localement tabac.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### *HYDROGÉOLOGIE*

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 roches, l'évolution géomorphologique des aires d'affleurement.

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

- des réservoirs à porosité de fissures et d'interstices dans le socle paléozoïque et ses altérations ;
- des réservoirs à porosité d'interstices dans les alluvions des vallées.

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

### **Aquifères du socle paléozoïque**

Le socle paléozoïque est représenté par des séries métamorphiques et des roches cristallines qui sont imperméables dans leur masse ; seule, la frange d'altération superficielle peut présenter une certaine perméabilité. Ces écoulements superficiels qui s'effectuent suivant les pentes, donnent des petites sources (débit < 1 l/s) de fond de vallon, d'un intérêt réduit.

Les fractures qui affectent ces séries, associées aux filons de quartz notamment, peuvent également jouer le rôle de drains préférentiels.

### **Aquifère des formations superficielles (autres que les formations alluviales quaternaires)**

À l'image des différents faciès pétrographiques, les formations superficielles de la feuille Naucelle sont très diversifiées ; on peut toutefois les classer dans trois groupes :

- les dépôts résiduels et altérites ;
- les « argiles à graviers » ;
- les épandages fluviaux des plateaux.

Ces formations, souvent lenticulaires, sont presque toujours emballées dans une matrice argileuse ; toutefois, quelques faciès, à matrice légèrement sableuse, peuvent présenter une certaine perméabilité et donner des petites sources d'un intérêt réduit (débit < 1 l/s).

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

Localisés principalement dans les vallées du Viaur, du Lésert et du Giffou, des dépôts alluviaux récents (Fz) forment d'étroites plages installées à l'intérieur de quelques rares élargissements. Ces alluvions, souvent grossières, constituent un aquifère généralement subordonné à la rivière.

La qualité chimique des eaux dépend de celle des rivières, ce qui rend, *a priori*, ces aquifères très vulnérables ; cependant, lorsque les conditions sont favorables, les eaux bénéficient d'une filtration en traversant le matériau alluvial.

TABLEAU 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Tayrac-Ouest	1.4001	Pb, Zn, As			Séricitoschiste	Prospection BRGM. Anomalie géochimique. Pas de minéralisation reconnue.
Bleysol	1.4001	Q	Quartz	Filon	Granite	Recherche par sondages de quartz métallurgique.
Tayrac-Est	2.4001	Pb, Zn, As				Id. 1.4001.
Mirandol	5.4001	Cu	Quartz Chalcopryrite Pyrite Chalcosine Covellite Chalcantite Limonite Azurite Malachite	Filon 60-80° Pendage 80°	Séricitoschiste	2 entrées de galerie. Exploitations vers 1900. Production : 4 t de minerai trié titrant 18 à 20 % Cu et 1 kg/t Ag.
La Galié	5.4002	Pb, Zn	Quartz Blende Galène	Filon 120° Puissance : 1 m	Micaschiste	Prospection BRGM 1980-1985 : géochimie, prélèvement tarière. 1712,7 m de sondages percuteurs. Anciens travaux et scories.



*TABLEAU 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)*

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Château de Thuries	6.4001	Cu, As	Quartz Mispickel Pyrite Pyrrhotite Spalérite Tourmaline	Filon 120° Puissance : 0,5 m	Micaschiste Schiste	Exploitation en carrière, puis en galeries. Plusieurs recherches par courtes galeries.
Viaduc du Viaur-Tanus	6.4002	Cu, Pb	Quartz Chalcopyrite Galène Bournonite Azurite Malachite	Filon 120°	Micaschiste	Travaux de recherches, tranchées et courtes galeries vers 1911.
Pont-de-Tanus	6.4003	Cu	Quartz Pyrite Chalcopyrite	Filonnets	Schiste	Indice situé dans une carrière de matériaux pour empierrement.
Naugens	7.4001	Cu, Pb	Quartz Galène Bournonite Azurite Malachite	Filon 120°	Micaschiste	Recherche par tranchées en 1911.

TABLEAU 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Navech	7.4002	Pb, Zn, Cu	Quartz Barytine Blende Galène Chalcopyrite	Filon	Orthogneiss	Campagne géochimie-sol par BRGM en 1979.
Ledergues	8.4001	As	Quartz Oxyde de fer Mispickel Pyrite	Filon 120°	Micaschiste	Anomalie géochimique Pb-Zn située à proximité.

L'inventaire du territoire métropolitain, rapports annuels 1979 à 1987, révèle plusieurs anomalies géochimiques réparties sur la feuille, ce sont principalement :

- *Naucelle*, Pb, Zn, Ag, anomalie répartie entre les villages de Naucelle et Sauveterre-de-Rouergue, complétée par prospection tactique et marteau.
- *Calmont*, Pb, Ag, Sb, située au Sud-Ouest du village, de part et d'autre du ruisseau de la Nauze.
- *Teillet*, Pb, Zn, Cu, As, face au village de Pampelonne, cette anomalie n'a montré au stade tactique que de faibles pages.
- *Fontaine*, As, Sn, W, anomalie retenue à cause de points anormaux en As, et de batées à traces de cassitérite, fluorine et scheelite.
- *Mas-Majou*, Pb, As, Sb, Ag, située au Nord de la vallée du Viaur, près de Tauriac.
- *Camjac*, Pb, Zn, Ag, Ba, située près du village, au Sud-Ouest de Naucelle, prospection tactique de complément.
- *Bessous*, Pb, près de Taurines, la prospection-marteau a découvert un grand filon de quartz, parallèle à l'anomalie mais plus au Sud.
- *Rullac*, Pb, anomalie marquant faiblement un alignement de volantes de quartz.

## MATÉRIAUX DE CARRIÈRE, GÎTES MINÉRAUX

Nombre de petites **carrières**, depuis longtemps abandonnées, ont extrait, aux fins de construction, les schistes et gneiss du substratum hercynien.

Une seule exploitation notable subsiste à Pont-de-Tanus, au Sud de la feuille, qui utilise les métagreywackes, relativement résistants, pour l'utilisation comme enrochements et granulats pour la construction et usages routiers.

Les caractéristiques des **gîtes minéraux** recensés sur la feuille sont résumées dans le tableau 1.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires sur la géologie de la région dans le **guide géologiques régional : Causses, Cévennes, Aubrac**, par J. Rouire et C. Rousset (1980), Paris : Masson édit.

## BIBLIOGRAPHIE

ASTRE G. (1965) – Nouvelle découverte d'une mutation ancienne d'*Elephas antiquus*, au viaduc du Vaur (Aveyron). *Bull. soc. hist. nat. Toulouse*.

BARD J.P. (1980) – Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Paris, New-York, Barcelone, Milan : Masson édit., 192 p.

BARRFAU 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. Thèse, Paris et *Ann. Sci. géol.*, XXII, 362 p.

BERGERON J. (1904) – Feuilles de Saint-Affrique et du Vigan. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 16, p. 94-97.

BERGERON J. (1905) – Feuille de Rodez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVI, n° 110, p. 362-363.

BICKLE M.J., ARCHIBALD N.J. (1984) – Chloritoid and staurolite stability : implications for metamorphism in the Archean Yilgarn Block, Western Australia. *Metamorphic Geology*, 2, (3), p. 179-204.

BLAVIER (1806) – Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aveyron. *Journal des Mines*, t. XIX (109-112) et t. XX (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, (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<sup>e</sup> série, t. II.

BOISSE A. (1858) — Carte géologique à 1/200 000 du département de l'Aveyron. Paris : Imprimerie nationale.

BURG J.P., TEYSSIER C. (1983) — Contribution à l'étude tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue oriental. La déformation des laccolites syntectoniques, type Pinet. *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. I, (4), p. 3-30.

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

COLLOMB P. (1970) — Étude géologique du Rouergue cristallin. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 419 p.

COSSON J. (1974) — Quelques substances utiles du Massif central et de sa bordure en région Midi-Pyrénées. Rapp. BRGM 74 SGN 384 MPY.

COSTE B. (1970) — Étude des minéralisations réparties le long de l'axe Najac-Sainte-Affrique, D.E.S. Toulouse.

COSTE B. (1971) — Indices cuprifères de la basse vallée du Viaur. 96<sup>e</sup> Congr. soc. sav., Toulouse, Sci., t.2, p. 571-573.

DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-1965) — Géochronologie et rétro-morphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue (Massif central français). *Sci. Terre*, Nancy, 10 (3-4), p. 329-342.

DELOR C., BURG J.P., LEYRELOUP A.F. (1984) — Staurolite producing reactions and geothermobarometry of a high pressure thermal aureole in the french Massif Central. *J. Metamorphic Geology* (2), p. 55-72.

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, t. 303, série II, 11, p. 739-744.

DELOR C., BURG J.P., GIRAUD M., LEYRELOUP A. (1987) – Les métapélites à phengite-chloritoïde-grenat-staurotite-disthène de la klippe de Najac-Carmaux : nouveaux marqueurs d'un métamorphisme de haute pression varisque en Rouergue occidental. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, série II, p. 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, (1), p. 663-696.

DURAND J. (1932) – Granites, gneiss et micaschistes du Rouergue. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 71.

FOISSY B. (1981) – Est de la faille de Villefranche-de-Rouergue – zone Erst. Travaux effectués dans le cadre de la convention entre l'établissement public région Midi-Pyrénées et le BRGM. Résultat final au titre de la fiche Aveyron. Rapp. BRGM 81 RME 002 FE.

GANGULY J. (1972) – Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. *J. Petrology*, 13, p. 335-365.

GHENT E.D., STOUT M.S. (1981) – Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-grenat-muscovite assemblages. *Contr. Mineralogy and Petrology*, 76, p. 92-97.

GOUJOU J.C., GOLBERG J.M., LEYRELOUP A. (1988) – Réactions de décarbonatation dans les roches calcaréo-pélitiques de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne). 1 : Formation de biotite et de plagioclase. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, II, p. 39-44.

GREEN T.H., HELLMAN P.L. (1982) – Fe-Mg partitioning between co-existing garnet and phengite at high pressure and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15, p. 253-266.

GUÉRANGÉ-LOZES J. (1987) – Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *Document du BRGM*, 135, 259 p., 4 annexes.

GUÉRANGÉ-LOZES J., ALSAC C. (1986) – Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformation. *Géol. de la France*, 3, p. 309-337.

HODGES K.V., SPEAR F.S. (1982) – Geothermometry-geobarometry and  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moonsilonke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67, p. 1118-1182.

KERRICK D.M. (1968) – Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 kbars and 3.9 kbars water pressure. *American J. Science*, 266, p. 204-214.

LAFON J.M. (1984) — La granodiorite de Caplongue, nouveau témoin d'un magmatisme Cambrien dans le Rouergue oriental. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 298 II, p. 595-600.

LAFON J.M. (1986) — Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif central français : le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse, Montpellier, 152 p.

LEVEQUE M.H. (1985) — Mise en évidence d'un témoin d'un socle précambrien dans le Massif central français : l'orthogneiss des Palanges (Aveyron). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 300, II, p. 277-282.

MERGOIL-DANIEL J. (1970) — Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif central français. Thèse Sciences. *Annales fac. sci. Clermont-Ferrand* (42), 304 p.

MEYZINDI C. (1985) — La jonction Albigeois cristallin — Rouergue cristallin (Tarn et Aveyron) et son interprétation géodynamique dans l'évolution hercynienne du Massif central français. Thèse, Bordeaux, 348 p.

NICOLLET C. (1978) — Pétrologie et tectonique des terrains cristallins antépermien du versant sud du dôme du Lévezou (Rouergue, Massif central). *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> série, I (3); p. 225-263.

PIERROT R. *et al.*, (1976) — Inventaire minéralogique de la France. N° 6, Tarn.

PIN C. (1981) — Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids : the « Granite du Pinet » and the « Orthogneiss de Marvejols » (southern french Massif Central). *N. Jb. Miner. Abh.*, 142, (1), p. 27-48.

PIN C., PEUCAT J.J. (1986) — Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 461-469.

POWELL R., EVANS J.A. (1983) — A new geobarometer for the assembly biotite-muscovite-chlorite-quartz. *Metamorphic Geology*, 67, p. 331-336.

ROCHE J. (1979) — État des connaissances et synthèse hydrogéologique du département de l'Aveyron. Rapp. 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.

ROMNEY F. (1985) — Mise en évidence d'un métamorphisme inverse associé aux charriages variques dans le Rouergue cristallin : étude pétrologique et structurale de la région Le Vibal-Rieuepeyroux. DEA, Montpellier, 54 p.

SALJE E. (1986) — Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite : the influence of offibrolitization on the phase diagram of the  $Al_2SiO_5$  polymorphs. *American Mineralogist*, 71, p. 1355-1366.

SERRES M. (de) (1844) — Notice géologique sur le département de l'Aveyron. *Mém. Couron. et mem. des savants étrangers de l'Acad. roy.*, Bruxelles, XVIII, 96 p.

SIMON-COINÇON R. (1987) — Rôle des paléooltérations et des paléofor-  
mes dans les socles. L'exemple du Rouergue (Massif central français).  
Thèse, Paris I. *Mém. Sci. Terre*, Nancy (à paraître).

THOMPSON A.B. (1970) — A note on the kaolinite-pyrophyllite equi-  
librium. *American J. Science*, 268, p. 454-458.

### **Carte géologique de la France à 1/80 000**

— Feuille *Rodez*, 1<sup>re</sup> éd. (1910), par J. Bergeron, A. Dereims, A. Thévenin ;  
2<sup>e</sup> éd. (1938), par J. Durand ; 3<sup>e</sup> éd. (1969), par B. Gèze, A. Cavaillé, P. Col-  
lomb.

### **Carte géologique de la France à 1/50 000**

- Feuille *Najac* (1989), par J.P. Burg, M. Guillaume, J.L. Bodinier.
- Feuille *Rodez* (1988), par J.P. Burg, A.F. Leyreloup, B. Alabouvette,  
J.F. Becq-Giraudon, C. Delor, Y. Fuchs, A. Lefavrais-Raymond, H. Paloc,  
F. Romney.
- Feuille *Salles-Curan* (1989), par J.P. Burg, A.F. Leyreloup, C. Delor,  
C. Teyssier.
- Feuille *Rieupeyroux* (à paraître), par J.P. Burg, B. Alabouvette, A. Lefa-  
vrais-Raymond, A.F. Leyreloup, G. Menessier, F. Romney.

### **Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000**

— Feuille *Marseille* (1980), coordination J. Meloux.

## **DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES**

La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des  
sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la  
feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents  
peuvent être consultés soit à l'agence régionale Midi-Pyrénées, av. Pierre-  
Georges Latécoère, 31400 Toulouse, soit au BRGM, Maison de la Géologie,  
77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- J.P. BURG, A.F. LEYRELOUP (terrains cristallins et cristallophylliens) ;
- B. ALABOUVETTE (formations sédimentaires et superficielles) ;
- J.G. ASTRUC (hydrogéologie) ;
- C. VAUTRELLE (gîtes minéraux).

Coordination : B. ALABOUVETTE.

**Présentation au CCGF : 30 novembre 1987**  
**Acceptation de la carte et de la notice : 6 mars 1990**  
**Impression de la carte : 1991**  
**Impression de la notice : novembre 1991**



