

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

NAJAC

par

J.-P. BURG, M. GUILLAUME, B. ALABOUVETTE, G. ASTRUC

NAJAC

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

Cahors	Villefranche- de-Rouergue	Rieupeyroux
Caussade	NAJAC	Naucelle
Nègrepelisse	Albi	Carmaux

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



BRGM

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

par

J.P. BURG, M. GUILLAUME, B. ALABOUVETTE, G. ASTRUC

1989

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., GUILLAUME M., BODINIER J.L. (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Najac (906) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par BURG J.P., GUILLAUME M., ALABOUVETTE B. (1989), 68 p.
- *pour la notice* : BURG J.P., GUILLAUME M., ALABOUVETTE B. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Najac (906) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 68 p. Carte géologique par BURG J.P., GUILLAUME M., BODINIER J.L. (1989).

© BRGM, 1989. 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 écrite préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1906-9

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	5
Evolution du domaine hercynien	5
Evolution post-hercynienne	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS</i>	8
Travaux antérieurs	8
Terrains cristallophylliens	9
Roches cristallines magmatiques	25
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	26
Généralités	26
Terrains paléozoïques	26
Terrains mésozoïques	28
Formations tertiaires	38
Formations superficielles	41
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	42
<i>TECTONIQUE ET MICROTECTONIQUE</i>	42
Domaine hercynien	42
Tectonique post-hercynienne	50
<i>MORPHOLOGIE</i>	52
Evolutions anciennes ; surfaces d'érosion	52
Evolutions récentes	53
CLIMAT ET VÉGÉTATION	53
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	54
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	54
<i>MATÉRIAUX DE CARRIÈRE, MINES</i>	55
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	56
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	56
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	56
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	68
AUTEURS	68

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La coupure 1/50 000 Najac se situe en bordure sud-ouest du Massif central, à la limite orientale du bassin d'Aquitaine et s'étend sur les départements du Tarn, du Tarn-et-Garonne et de l'Aveyron. La feuille se partage en parties égales entre deux grandes régions naturelles : les "ségals" du Rouergue, à l'Est, et la région du Terrefort, à l'Ouest, séparées par le grand accident de Villefranche-de-Rouergue qui traverse au Nord le Massif central avec le relais du "Sillon Houiller" et disparaît vers le Sud sous le Tertiaire aquitain avant de réapparaître sans doute dans les "Petites Pyrénées" avec la faille de Muret.

D'un côté affleure le socle cristallin et cristallophyllien du Rouergue, de l'autre les terrains sédimentaires mésozoïques de la marge aquitaine.

Cette disposition se complique quelque peu au Sud-Est d'une part, où la grande faille E-W de Saint-Martin-Laguépie abaisse brusquement le socle cristallophyllien qui disparaît sous les dépôts permo-carbonifères du ruisseau d'Aymer, à l'Ouest d'autre part, où les bombements structuraux ou demi-dômes de Villevayre et de Marnaves-Vaour amènent à l'affleurement, le long de la lèvre occidentale de la faille de Villefranche, les terrains permien et triasiques.

Enfin, au Sud de la feuille, les placages tertiaires des alentours de Varen, qui terminent vers le Nord le golfe tertiaire de l'Albigeois, fournissent de précieux enseignements sur l'évolution structurale et sédimentaire récente de la région.

Tributaire du domaine atlantique, la région est drainée essentiellement par l'Aveyron et son affluent de rive gauche le Viaur qui ont entaillé, dans un paysage globalement tabulaire, des vallées encaissées à cours sinueux.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Evolution du domaine hercynien

L'histoire géologique des formations cristallophylliennes de la feuille Najac peut être schématisée comme suit, des événements les plus anciens aux plus récents.

Dans l'unité para-autochtone (partie ouest du socle), dépôt en domaine marin d'une série pélitique à grauwackeuse (séquence turbiditique). Cette série est injectée de venues éruptives et plutoniques acides (les porphyroïdes) au Paléozoïque inférieur (vers 510-520 Ma). Dans le domaine allochtone une sédimentation comparable se serait déposée dans un bassin plus évolué ayant atteint au moins les premiers stades de l'océanisation, comme en témoignent la présence des roches basiques et ultrabasiques à caractère océanique (massif de Najac).

Le massif de Najac est d'abord déformé et métamorphisé, probablement à proximité d'une zone de subduction comme en témoignent les cristallisations précoces à glaucophane et les éclogites. Cet épisode tectono-métamorphique de haute pression serait apparu pendant le Silurien (430 à 400 Ma).

Cette unité est ensuite charriée vers le Sud sur le domaine para-autochtone en y développant la déformation tangentielle polyphasée contemporaine du métamorphisme épizonal. Pendant cet épisode de charriage, il y a environ 350 Ma, se mettent en place des intrusifs syntectoniques à proximité du contact chevauchant tandis que les roches métamorphiques de haute pression évoluent vers des conditions du faciès amphibolite de moyenne pression.

L'histoire s'achève avec un plutonisme de type S (fusion partielle de la croûte surépaissie par l'empilement de plusieurs nappes) marqué par l'intrusion du granite de Villefranche et des microgranites à caractère tardi-à post-orogénique. Leur mise en place, il y a environ 300 Ma s'accompagne d'un métamorphisme de contact dans les séries encaissantes.

Evolution post-hercynienne

Au lendemain de la phase hercynienne de l'orogène varisque (d'âge westphalien dans le Massif central et les Pyrénées) les reliefs récemment formés sont soumis à une intense érosion qui alimente, pendant la *fin du Carbonifère*, une sédimentation détritique fluvio-lacustre ou torrentielle à la périphérie de la chaîne et dans des fossés étroits, localisés le long de grands accidents tardifs de direction subméridienne qui en contrôlent la subsidence.

La rubéfaction et les altérites évoluées qui se développent à la surface du socle sous les premiers dépôts houillers ou permien, traduisent l'existence sur le continent d'un climat chaud et humide de type tropical à équatorial, avec peuplement végétal dont témoignent les couches de houille et les schistes carbonés peu importants, il est vrai, sur le territoire même de la feuille.

Au *Permien* l'établissement d'un régime tectonique en distension voit la sédimentation déborder des étroits "bassins" carbonifères pour s'étaler dans des aires beaucoup plus vastes et atteindre vraisemblablement le grand accident Ouest-Quercynois révélé par les investigations géophysiques. Ce "débordement" s'accompagne d'une discordance générale des assises permiennes tandis que celles-ci se succèdent ensuite en relative conformité. Des discordances locales s'observent cependant, liées au type même des dépôts fluvio-lacustres à biseaux sédimentaires et ravinements.

On peut remarquer que la granulométrie des dépôts traduit, dès le Carbonifère, une rapide atténuation des reliefs et l'importance des phénomènes d'altération pédologiques qui, au cours du Permien surtout, fourniront l'essentiel du matériel détritique de plus en plus fin et homogène.

Aux directions structurales majeures du Carbonifère (N160, N20, N80-110) s'ajoute au cours du Permien une direction N150 parallèle au grand accident Ouest-Quercynois. Cet accident contrôle le débordement par le Nord-Ouest de l'aire de sédimentation Grésigne-Quercy où les accumulations des "séries rouges" atteindraient 2000 à 3000 m.

A la fin du Permien s'achèvent les cycles de réajustements tectoniques et pendant une partie du Trias se parachève l'arasement du massif hercynien.

Au *Trias supérieur* s'établissent sur cette surface d'érosion des épandages détritiques en milieu laguno-lacustre, liés à un regain lointain d'activité tectonique ou bien à un relèvement des niveaux de base qui, précédant l'arrivée de la transgression marine, ne permet plus l'évacuation des matériaux.

La transgression marine atteint la région à l'Hettangien où une sédimentation carbonatée, mais de caractère très confiné et à très faible tranche d'eau, remplace progressivement les apports détritiques rouges à caractères "triasiques".

Pendant l'*Hettangien* et le *Sinemurien*, les conditions marines vont petit à petit s'affirmer avec quelques récurrences détritiques. Celles-ci cessent à peu près définitivement au début du Lotharingien dont les dépôts affichent cette fois des caractères franchement marins en milieu ouvert et de haute énergie.

Les fluctuations ultérieures pendant le Lias et le Dogger, entre des dépôts terrigènes et des faciès de plate-forme carbonatée avec interruptions ou ralentissements périodiques de la sédimentation, seront liés plus à des variations générales du grand bassin sédimentaire qu'au contexte local.

A l'*Aalénien* apparaissent toutefois des influences plus littorales avec le développement de concrétions et encroûtements algaires et des témoignages de ravinements.

Avec le *Dogger* se manifeste une nouvelle tendance au confinement du milieu, qui s'affirme avec les passées lacustres ou palustres du Bathonien.

Faute de dépôts conservés on ne possède pas d'indications sur les évolutions ultérieures de la marge marine mésozoïque.

L'évolution en domaine continental s'amorce sans doute dès le Crétacé, mais n'est attestée par des dépôts qu'à partir de l'*Eocène* inférieur ou moyen. Ce sont d'abord des formations résiduelles et fluviatiles remaniant entre autre des produits sidérolitiques, puis vers la fin de l'*Eocène* (Ludien terminal) s'installe, répondant à des déformations du cycle pyrénéen, la "gouttière" palustre ou lacustre de Varen-Laguépie où se déversent des conglomérats syntectoniques probablement alimentés par la naissance des dômes de Grésigne et Villeveyre.

Entre la fin de l'*Eocène* et le Stampien moyen, ces premiers dépôts sont déformés et affectés par des rejeux de failles. Cette phase de déformation liée au plissement pyrénéen est enfin scellée au Stampien moyen par les dépôts lacustres de l'Albigeois, au Nord du grand lac "molassique" nord-pyrénéen.

Pendant la fin de l'*Oligocène* et le *Néogène* se parachève la surface d'érosion ébauchée dès la fin du Mésozoïque. Elle est localement disloquée par des mouvements tardifs des grands accidents comme la faille de Villefranche, ici de peu d'effets, et se met en place l'ébauche du réseau de drainage actuel dont l'encaissement, de la fin du Pliocène à la période actuelle, va suivre l'abaissement général des niveaux de base.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS

Travaux antérieurs

Les auteurs du siècle dernier citent cette région presque uniquement pour les roches basiques et ultrabasiques qui y sont exposées (Cordier, 1817 ; Dufrénoy et Elie de Baumont, 1841 ; de Boucheporn, 1848 ; Boisse, 1852 ; Bergeron, 1889, 1907). Puis, quelques reconnaissances ponctuelles y sont faites dans le cadre de la révision de la carte géologique (Bergeron, 1905, 1906, 1907 ; Bergeron et Dereims, 1910 ; Durand, 1931 a et b, 1938, 1939).

Ce n'est qu'en 1941 que Roques dévoile le caractère fondamental de cette région, en décrivant la coupe des gorges du Viaur : des "micaschistes supérieurs" s'enfoncent vers l'Ouest sous des "micaschistes inférieurs" associés à des niveaux "d'embranchement ocellés", "d'amphibolites et de serpentines". Il met en évidence deux domaines, dont les limites sont parfaitement reportées sur la carte à 1/320 000 jointe à sa thèse (1941) :

- *le domaine inférieur*, faiblement métamorphique, se prolonge vers l'Est jusqu'à la "bordure des micaschistes inférieurs du massif du Rouergue (Lévézou) et les terrains sédimentaires du Causse Comtal, sous lesquels il sont en continuité avec les micaschistes supérieurs de la vallée du Lot" ;
- *le domaine supérieur*, nettement plus métamorphique, est limité à la zone comprise "entre la faille et le granite de Villefranche".

Cet auteur propose alors qu'un "renversement tectonique" puisse rendre compte d'une telle inversion zonéographique.

Par la suite, la limite entre ces deux domaines n'est reprise ni dans la troisième édition de la carte géologique Rodez à 1/80 000 (1969), ni dans les travaux de Collomb (1950, 1952, 1954, 1970). Ce dernier décrit avec précision l'évolution des assemblages métamorphiques et distingue "deux phases de métamorphisme", dont "les intensités" respectives conduisent à distinguer deux types d'évolution nettement opposés :

- *dans le secteur nord-ouest* (entre Villefranche-de-Rouergue et Najac), le second épisode est rétro-morphique par rapport au premier : les "gneiss fins" à biotite, grenat et feldspaths évoluent vers des faciès à chlorite, muscovite ("gneiss chloriteux de Villefranche") ;

- *dans le secteur sud-est*, au contraire, le second épisode prograde correspond au développement de la biotite, de l'albite et du grenat à partir d'assemblages à chlorite et quartz formés pendant le premier épisode ("micaschistes du Pont de Tanus").

Si cet auteur ne décrit aucune disharmonie structurale entre ces deux domaines, il reconnaît toutefois (Collomb, 1970) que des "mouvements tectoniques importants ayant eu lieu dans l'intervalle, les surfaces d'isométamorphisme du second épisode ne sont pas parallèles à celles du premier".

Par ailleurs, Collomb décrit tous les types pétrographiques communément rencontrés dans ce secteur. Il démontre l'origine éruptive de la plupart des "embranchement ocellés" de Roques (1941), mais reconnaît aussi la présence locale de véritables "gneiss d'imbibition". Il décrit en détail et souligne le caractère singulier (Collomb, 1970 ; p. 203) de "la leptynite de

la Capélanie" que Roques (1941) avait observée au contact des deux domaines métamorphiques.

En 1963, Fortuné dresse un inventaire minéralogique des environs de Najac. Enfin Bodinier et Burg (1980-1981) reprennent l'étude géologique de cette région et distinguent après Roques (1941) :

- une **série inférieure épizonale** ;
- une **série supérieure gneissique**, caractérisée par la trilogie : orthogneiss / paragneiss / corps basiques et ultrabasiques.

Terrains cristallophylliens

La série inférieure épizonale

Elle se compose des termes principaux suivants :

- des micaschistes et des métagreywackes à quartzites associés ;
- des "porphyroïdes".

ξ¹. **Micaschistes et métagreywackes.** Les micaschistes à chlorite-muscovite et biotite naissante sont bien représentés au Nord du Viaur, où ils forment un affleurement quasi continu le long de la route qui descend de Saint-André-de-Najac à Lagarde-Viaur. Ces roches, monotones sur le terrain, ne montrent guère plus de diversité en lames minces où apparaît un rubanement millimétrique irrégulier de quartz et d'une faible quantité de feldspaths corrodés difficilement déterminables, d'une part, et de muscovite-chlorite à faible cristallinité, d'autre part.

Un métamorphisme prograde épizonal y est discernable : des micro-lithons "en amande", composés exclusivement de chlorite et de muscovite sont isolés dans le plan de foliation que soulignent, avec ces deux minéraux, de très fines lamelles de biotite.

Au sommet de la série, les schistes sont en contact direct avec la "leptynite de la Capélanie" dans laquelle ils peuvent s'intercaler localement en niveaux métriques. Dans cette zone, et sur une épaisseur de quelques mètres seulement, ils prennent l'aspect caractéristique de séricite-schistes satinés : la roche se délite en lames finement feuilletées, dans lesquelles aucun minéral n'est visible à l'oeil nu. Au microscope, on ne distingue qu'un feutrage de séricite extrêmement fine, apparemment homogène, allongée dans la foliation dans laquelle sont dispersées de nombreuses amandes à chlorite-muscovite nettement mieux cristallisées que la trame sériciteuse. Dans ce type pétrographique, le quartz ne se rencontre plus que sous la forme de petites lentilles dispersées dans la roche.

Les métagreywackes. Ce second type pétrographique apparaît en intercalations métriques au sein des schistes. Les différents niveaux s'épaississent vers le Sud pour former l'essentiel des roches associées aux porphyroïdes, en les séparant notamment du reste de la série. Dans leur aspect le plus typique, ces formations se distinguent des deux types précédents par leur allure massive : la foliation y est peu marquée ; la roche, plutôt sombre, est constituée d'une multitude de clastes millimétriques à plurimillimétriques, parmi lesquels on reconnaît des fragments de quartz bleuté, isolés dans une matrice à grain très fin.

L'observation microscopique confirme ce caractère et montre que la plupart des clastes sont minéralogiquement identiques aux phénocristaux des porphyroïdes, mais de taille plus réduite. La matrice rappelle par contre les schistes à chlorite-muscovite. Ces caractères permettent de considérer ces roches comme d'anciennes greywackes, probablement formées à la limite des épanchements volcaniques et de la sédimentation quartzopélitique. On observe d'ailleurs tous les intermédiaires entre le faciès-type décrit ci-dessus et :

- les schistes, par diminution de la phase porphyroblastique ;
- les porphyroïdes, par augmentation du nombre de la taille des clastes.

χ . **Quartzites.** Avec un débit en plaquettes caractéristiques, ils constituent des niveaux clairs, d'épaisseur décimétrique à décamétrique, continus sur de grandes distances, de sorte qu'ils sont les seuls marqueurs actuellement disponibles de la structure de cette série supérieure. Au microscope, tous les intermédiaires existent entre quartzites purs (à 90 % de quartz et quelques rares micas) et des métagreywackes fins, acides, à petits éléments détritiques de quartz et feldspath corrodé cimentés par une matrice à grain fin recristallisée. Le niveau le plus important, au Sud, a seul été carté.

ζ^3 . **Porphyroïdes.** Ils apparaissent sur la rive nord du Viaur, mais ne prennent une réelle importance qu'au Sud de cette rivière (route de Lagarde-Viaur à Montirat, où à Pégarié). Dès l'affleurement, on distingue des feldspaths centimétriques, blanchâtres, légèrement fusiformes, ainsi que des quartz à reflets bleus étirés dans la foliation. En lame mince, ces feldspaths aux contours parfois automorphes sont essentiellement constitués de microcline ; le quartz semble plus déformé. Le fond de la roche est de teinte claire et est constitué de quartz, feldspaths alcalins, muscovite et un peu de chlorite, tous de petite taille ; seules quelques grandes lames de muscovite se sont développées, en particulier au contact des phénocristaux feldspathiques. Par analogie avec "le porphyroïde de Réquista" (Roques, 1941) ou d'autres "blaviérites" du Rouergue (Bergeron, 1889 ; Collomb, 1952) ces roches représentent vraisemblablement d'anciens termes magmatiques acides.

Les mêmes faciès dans la région de Réquista ont été datés (Delbos *et al.*, 1964-65) par la méthode Rb/Sr roche totale à 514 ± 10 Ma, soit du Cambrien supérieur.

La série supérieure gneissique

Elle est divisée en deux unités allochtones ayant subi deux histoires métamorphiques séparées, mais constituées toutes deux d'orthogneiss plus ou moins oeillés, et de paragneiss.

$\omicron\zeta$; $\omicron\zeta$ E. **Gneiss oeillés.** Ils constituent trois massifs :

$\omicron\zeta$. **Le massif supérieur ("orthogneiss de Najac", Collomb, 1970).** Il affleure en une bande étroite le long de la faille de Villefranche et se situe au sommet de la série métamorphique du Rouergue occidental, sauf dans la région de Laguépie où il est lui-même surmonté par un massif amphibolitique. La roche, caractérisée par une foliation nette, montre une

grande homogénéité dans tous les affleurements ; les phyllosilicates y constituent de minces pellicules onduleuses séparant d'abondantes amandes quartzo-feldspathiques. La nette prédominance des feldspaths alcalins, le caractère manifestement primaire d'une partie de la muscovite et le faible pourcentage des minéraux fémiqes (biotite chloritisée), permettent de considérer que ce massif, dont l'origine magmatique a été démontrée par Collomb (1970), représente un leuco-syéno granite à gros grain, à deux micas, riche en quartz (30 à 40 %), déformé et partiellement rétro-morphosé.

οζΕ. **Le massif intermédiaire (pro-parte "gneiss oillés du Bas-Viaur"** Collomb, 1970). Il est séparé du précédent par une bande de paragneiss. Puissant vers le Sud, il s'amincit rapidement au niveau du massif basique et ultrabasique de Najac. Le faciès le plus fréquent est un gneiss à grain moyen dans lequel sont dispersés des cristaux de feldspath potassique. En lame mince, le quartz, typiquement interstitiel, apparaît nettement moins abondant que dans l'orthogneiss de Najac, tandis qu'au contraire, la biotite chloritisée y est mieux exprimée. Les grands cristaux feldspathiques sont constitués d'orthose perthitique et témoignent d'une surcroissance poeciloblastique postérieure à celle des autres minéraux ; tous les stades de recristallisation en microcline y sont visibles. Les caractères minéralogiques et texturaux de ces gneiss oillés en font d'anciens monzogranites porphyriques.

Outre les hétérogénéités liées à la déformation et/ou à la rétro-morphose, les variations de faciès sont fréquentes et correspondent généralement à une augmentation de la densité des phénocristaux, qui peuvent parfois former l'essentiel de la roche. Dans ce cas, ils sont généralement de moindre taille et non poeciloblastiques. Au contact du massif basique et ultrabasique de Najac, on observe des faciès à grain fin, non oillés, riches en biotite, ainsi que des faciès à grain grossier, très feldspathiques, d'une couleur rose caractéristique et à composition de leucomonzonites, voire de leucosyérites quartzitiques.

οζΕ. **Le massif inférieur (pro-parte "gneiss oillés du Bas-Viaur"**, Collomb, 1970). Il n'est séparé du précédent que par une bande étroite formée à la fois d'orthogneiss et de paragneiss rétro-morphosés qui marquent le plan de chevauchement entre l'unité charriée supérieure et l'unité charriée (ou écaille) inférieure. Les faciès sont semblables à ceux qui viennent d'être décrits dans le massif intermédiaire, mais la déformation y est plus intense. A sa base, des faciès laminés assurent la transition avec "la leptynite de la Capélanie". En lame mince, les clastes apparaissent constitués d'orthose et/ou de microcline et, plus rarement, de plagioclase ; ils sont isolés dans une matrice à grain fin constituée surtout de quartz en rubans polycristallins, de muscovite recristallisée en petites lames et d'une chlorite jaunâtre très fraîche. La foliation est marquée par l'aplatissement des quartz et l'orientation des phyllites.

Dans chacune des unités charriées, les contacts entre les orthogneiss et les paragneiss sont clairement intrusifs : ces derniers subissent des transformations caractéristiques qui seront décrites plus loin. De plus, la cartographie montre que les corps basiques et ultrabasiques sont moulés par le massif de Najac. Ces caractères témoignent de la mise en place des orthogneiss sous forme de laccolithes dans une série constituée de paragneiss

parmi lesquels se trouvaient déjà dispersés les termes basiques et ultrabasiques.

A des degrés variables, ces trois massifs montrent une évolution rétro-morphique des paragneiss magmatiques :

- recristallisation des orthoses perthitiques en microcline ;
- chloritisation complète des biotites ;
- développement de muscovite secondaire, en particulier au contact des feldspaths potassiques.

ζ^2 ; ζ^2E . **Paragneiss à biotite-grenat.** Les deux niveaux de paragneiss isolés, au Sud, entre les massifs orthogneissiques, se réunissent au Nord de Najac pour former l'essentiel de la série. Bien que leur aspect soit variable, Collomb a montré (1950, 1952, 1954, 1970) que les paragneiss dériveraient tous d'un matériel détritique relativement homogène.

Quatre facteurs essentiels sont responsables de la grande diversité des faciès :

- la variation des proportions minéralogiques dans le sédiment originel ;
- la nature et l'importance des modifications subies à proximité des orthogneiss ;
- le degré de rétro-morphose ;
- l'intensité des différentes déformations.

On ne tient pas compte ici du métamorphisme de contact lié à l'intrusion du granite de Villefranche. Son influence est très développée dans la partie nord où tous les faciès sont uniformisés par la recristallisation et le développement de minéraux tardifs (biotite essentiellement). L'influence de ces différents facteurs est décrite à travers les faciès les plus typiques.

Influence de la composition minéralogique initiale

● *Gneiss fins s.s.* "Il s'agit d'une roche bien litée, à grain fin, se débitant en dalles d'épaisseurs variables, le long de surfaces micacées souvent bien planes. La couleur, grise lorsque la roche est fraîche, passe au brun par altération... A l'oeil nu, ou même à la loupe, la finesse du grain ne permet guère de distinguer que des paillettes de mica noir et blanc, groupées en minces lits réguliers, alternant avec des lits quartzo-feldspathiques". Cette description d'un gneiss fin de la Forêt des Palanges, par Collomb (1970), s'applique également aux gneiss exposés à l'Est de Mergieux, au bord de la route de Laguëpie à Laval, au Nord du château du Pic de Najac. La finesse et l'homogénéité granulométrique de la roche apparaissent clairement au microscope. La foliation est marquée par l'alternance de niveaux monominéraux discontinus de quartz (50 % ou plus du volume total de la roche) et de phyllosilicates (biotites brun sombre, légèrement verdâtres et partiellement chloritisées, et muscovites, en proportions égales). Le plagioclase, non ou mal maclé, est irrégulièrement réparti, la forme et la disparité de taille des cristaux évoquent une origine clastique ; les grenats, de petite taille, sont rarement abondants.

Ces gneiss fins représentent d'anciens grès fins feldspathiques, probablement psammitiques, affectés par un métamorphisme épizonal profond à mésozonal, puis par un début de rétro-morphose (Collomb, 1970).

● *Gneiss fins quartzitiques – Métaquartzites à biotite-grenat.* Les gneiss fins s.s. peuvent montrer une alternance de bancs centimétriques à métriques mis en relief à l'affleurement par leurs résistances plus ou moins grandes à l'altération et à l'érosion. En lame mince, les différences apparaissent essentiellement liées aux variations du rapport quartz/plagioclase dans la composition minéralogique. Par l'intermédiaire de ce type transitionnel, on passe fréquemment à une roche sombre et résistante à l'érosion dont la microstructure est identique à celle des gneiss fins s.s. Cependant, sa composition minéralogique révèle ses caractères particuliers : les constituants essentiels sont le quartz et une biotite brun-rouge ; le grenat est généralement abondant, ainsi que les minéraux opaques qui forment de petits agrégats de magnétite et d'ilménite. Plagioclase et muscovite sont rares. Cette roche représente d'anciens grès fins, riches en oxydes ou hydroxydes de Fe, Ti, également métamorphisés. L'ensemble des faciès détritiques à l'origine des paragneiss évolue entre ces deux pôles.

Modification des gneiss fins au voisinage des orthogneiss

Dans la série gneissique du Rouergue occidental, certains types pétrographiques particuliers montrent les caractères de gneiss fins enrichis en phases secondaires, manifestement exotiques (feldspaths potassiques et quartz, essentiellement). Tous ces faciès sont compris entre deux types extrêmes.

● *Gneiss fins à lentilles leptynitiques.* Dans des gneiss fins s.s. sont dispersés de nombreuses lentilles à grain fin, généralement pluricentimétriques. Dans les faciès laminés, elles forment des niveaux centimétriques allongés, donnant à la roche un aspect "migmatitique" ; dans les faciès peu déformés, au contraire, elles constituent des filonnets légèrement sécants sur la foliation, et replissés isoclinalement.

En lame mince les niveaux leptynitiques montrent un ensemble à texture granoblastique essentiellement constitué de petits cristaux de quartz, de plagioclase et surtout d'orthose maclée Carlsbad. De petits cristaux automorphes et maclés d'orthose limpide se sont également développés au sein de grandes orthoses poeciloblastiques corrodées. Les grenats, abondants, appartiennent à deux générations : les premiers, de petite taille, sont corrodés ; les seconds, de taille encore plus faible, sont subautomorphes et limpides. La muscovite, en petites lames fraîches et peu orientées, une faible quantité de chlorite, ainsi que de l'apatite et quelques opaques complètent la minéralogie.

● *Gneiss fins oeillés.* Il n'est pas toujours aisé, sur le terrain de distinguer ce type pétrographique des orthogneiss qui affleurent généralement à proximité. Le passage continu aux gneiss fins, quand il est visible, fournit un premier critère de différenciation, mais c'est en lame mince qu'apparaissent les caractères fondamentaux de cette roche :

– tous les minéraux caractéristiques des gneiss fins sont représentés dans la matrice ; différence importante, toutefois, la taille de ces minéraux est dans ce cas assez nettement supérieure à celle qui caractérise les gneiss fins et elle croît régulièrement vers le contact. Parallèlement, la foliation tend à s'estomper ;

– les "yeux" sont généralement constitués d'un seul cristal poeciloblastique d'orthose perthitique, plus ou moins recristallisé en microcline, et

prolongé à chaque extrémité par des agrégats de quartz, plagioclase acide et microcline qui s'amincissent progressivement en formant des rubanement hololeucocrates millimétriques dans la foliation. On observe par ailleurs des rubanements semblables dispersés à travers la matrice. Les porphyroblastes sont identiques à ceux des orthogneiss, y compris par leur recristallisation en microcline.

En dépit de la diversité des faciès, les gneiss fins "imprégnés" présentent un certain nombre de caractères communs :

- ils sont localisés à la périphérie des massifs orthogneissiques formant des niveaux transitionnels, à caractère ambigu sur le terrain. Des lentilles isolées ont toutefois été reconnues dans le secteur nord, assez loin de tout affleurement d'orthogneiss, mais la cartographie a montré qu'elles apparaissent dans le prolongement des principaux laccolithes ;
- aucune de ces roches ne présente sur échantillon ou au microscope les caractères spécifiques de migmatites (aucune concentration de minéraux réfractaires [mélanosomes] et jamais de franges surmicacées à la périphérie des enclaves leucocrates, par exemple) ;
- les feldspaths acides des leptynites et des porphyroblastes sont essentiellement potassiques (orthose-microcline) tandis que ceux des paragneiss encaissants sont plus typiquement sodiques (oligoclase). Leur composition rappelle davantage celle des feldspaths des orthogneiss.

L'ensemble de ces caractères nous conduit à proposer, pour l'origine de ces différents faciès, un mécanisme de type métasomatique au sens large, localisé à la périphérie d'intrusions laccolithiques syéno- à monzogranitiques pendant leur mise en place dans les conditions de la mésozone.

Influence de la rétro-morphose

Le caractère rétro-morphique des séries du Rouergue occidental a tout d'abord été signalé par Roques (1941). Collomb (1950, 1952, 1954, 1970) en fait l'un des caractères les plus marquants de cette région et l'attribue à un épisode tardif de métamorphisme : "la phase du Bas-Rouergue".

Si les faciès quartzitiques sont peu affectés, hormis par la déstabilisation de la biotite et des grenats en chlorite, les gneiss fins s.s. et les gneiss fins oillés subissent des transformations complètes respectivement en chlorito-schistes et en micaschistes.

● ***Chlorito-schistes.*** Ils présentent un feuilletage typiquement schisteux lié à l'abondance des phyllites ; chlorite et quartz dominant la composition minéralogique, mais la muscovite est également abondante. Cet assemblage est semblable à celui des schistes à chlorite-muscovite de la série épizonale prograde ; toutefois, plusieurs caractères les distinguent :

- dès l'affleurement, la cristallinité des phyllites, formant des feuillets verdâtres centimétriques, apparaît nettement supérieure dans ce type pétrographique ;
- au microscope, on reconnaît la trace d'anciens grenats, conservée sous forme de pustules chloriteuses ;
- enfin, ces faciès ne constituent jamais des horizons homogènes mais des alternances centimétriques à métriques avec des niveaux moins rétro-morphosés où la texture des gneiss fins est plus ou moins conservée.

● *Micaschistes*. Deux grands types de micaschistes peuvent être reconnus sans pouvoir les distinguer cartographiquement. Il s'agit de micaschistes *sensu stricto* ayant des paragenèses de haute pression, et de micaschistes par déformation et rétro-morphose des paragneiss. Ces deux types de micaschistes apparaissent interlités avec les paragneiss.

Les micaschistes sensu stricto (de HP) sont aisément identifiables par leur aspect micacé leucocrate. Quatre assemblages minéralogiques ont été observés :

- quartz, mica blanc, chlorite, grenat, oligoclase ;
- quartz, mica blanc, chlorite, grenat, chloritoïde ;
- quartz, mica blanc, chlorite, grenat, chloritoïde, staurotide, biotite ;
- quartz, mica blanc, chlorite, grenat, staurotide, disthène.

Rutile en prismes, ilménite, apatite, tourmaline, zircon, monazite et, plus rarement, graphite sont accessoires. Chloritoïde et staurotide ou chloritoïde et disthène ne sont pas à l'équilibre textural.

Le mica blanc, qui constitue jusqu'à 70 % de la matrice, est une phengite faiblement substituée ($6.4 < Si < 6.6$). Plus rarement de la paragonite lui est associée. Dans le grenat, seule la paragonite est retrouvée en inclusion.

La chlorite existe aussi en inclusion dans le grenat, présentant un net enrichissement en Mg depuis le cœur des grenats ($X_{Mg} = 0.15$) jusqu'à leur périphérie ($X_{Mg} = 0.35$). Dans la matrice, cette évolution vers des X_{Mg} plus élevés est confirmée par des blastes de chlorite à $X_{Mg} = 0.5$ pseudomorphosant grenat et staurotide.

La biotite n'a pas été analysée. Comme la chlorite de la matrice, elle constitue préférentiellement des amas polycristallins dans les ombres de pression liées aux grenats.

Le grenat s'enrichit en almandin et pyrope du cœur (alm. 60, py. 03, gro. 20) vers la périphérie (alm. 80, py. 15, gro. 02).

Le chloritoïde, souvent maclé, constitue uniquement au cœur des grenats des inclusions vert bleuté, plus rarement limpides, mais à chimisme constant ($X_{Mg} = 0.12$).

La staurotide dans la matrice apparaît en individus isolés ou associés au disthène. De chimisme constant, elle contient des pourcentages de ZnO supérieurs à 2.5 %.

Le disthène quant à lui ne présente aucune substitution métallique significative.

L'étude pétrologique de ces micaschistes (Delor *et al.*, 1987) montre que les conditions P-T minimales envisagées pour ces métapélites correspondent au domaine de stabilité établi indépendamment pour les écloïtes à glaucophane ($P > 11$ kbar, $T \approx 650^\circ\text{C}$).

Le géothermomètre grenat-phengite, calibré pour des compositions pélitiques pauvres en Ca, donne également des températures proches de 600°C pour des pressions de 12-14 kb. Le contrôle du chimisme de la roche-hôte permet d'expliquer la coexistence de ces micaschistes avec les assemblages à chlorite-biotite-grenat seulement des paragneiss.

Dans la klippe de Najac-Carmaux également, les schistes blancs sans talc témoignent d'un stade HP au même titre que les écloïtes à

glaucophane. L'évolution, depuis des assemblages à chloritoïde préservés dans les blastes de grenat, jusqu'aux assemblages à staurotide-disthène constituant la matrice des roches, traduit une transition P-T depuis le faciès schistes bleus vers des conditions de température et/ou pression plus élevées (Delor *et al.*, 1987).

Les micaschistes d'origine rétomorphique sont caractérisés par l'abondance de muscovite, cristallisée en grandes lames. On remarque dès l'affleurement que ce minéral forme des taches légèrement en relief, irrégulièrement dispersées sur la foliation. Sur des surfaces normales au feuilletage, on observe de nombreuses amandes fusiformes, généralement très allongées dans la foliation.

Certains faciès moins rétomorphosés montrent de telles amandes de muscovite dispersées dans une matrice ayant conservé les caractères des gneiss fins. Dans ce cas, des clastes résiduels de feldspath potassique sont visibles au coeur. Tous les stades d'évolution, enfin, peuvent être reconnus : par déformation, les grains fins oeillés passent à des faciès porphyroclastiques qui subissent ensuite une rétomorphose syncinématique jusqu'à résorption complète des clastes en lentilles de muscovite ; la matrice quant à elle, subit l'évolution caractéristique aboutissant aux chlorito-schistes.

Influence des déformations tardives

Postérieurement à la structuration des gneiss fins, tels que nous les avons décrits, deux phases de déformation accompagnent leur rétomorphose :

- la première, tangentielle, correspond à une intense lamination ; le quartz développe un faciès "en ruban". Les poeciloblastes des types "oeillés" sont étirés puis fragmentés en clastes de toutes dimensions ;
- la seconde est responsable de faciès particuliers décrits en détail par Collomb (1970, "gneiss chloriteux de Villefranche"). Dans ces roches, caractérisées par un stade avancé de rétomorphose, la foliation disparaît à l'échelle de l'affleurement au profit d'une forte linéation induite par un intense gaufrage centimétrique. Les conditions de formation de ces microplis apparaissent clairement sur certains affleurements (route de Laguépie à Laval) ou sur une carte détaillée ; ils sont systématiquement associés à des disharmonies de plissements de toutes dimensions produits par cette phase ultime ;
- à petite échelle, des niveaux décimétriques de ce type pétrographique apparaissent formés aux dépens de niveaux très rétomorphosés, alternant avec des niveaux quartzeux, sur les flancs de plis métriques ;
- à grande échelle, ces faciès sont uniformément développés dans les bandes étroites de paragneiss rétomorphosés intercalées entre les massifs orthogneissiques inférieurs et moyens, comme en témoignent les affleurements de la vallée de la Serène.

Termes basiques et ultrabasiqes

Les termes basiques composent l'essentiel des massifs de Laguépie et de Najac ; ce dernier regroupe également tous les termes ultrabasiqes de la région et est prolongé vers le Nord par un chapelet d'amphibolites dispersées dans les paragneiss.

Le massif de Najac

Il se présente cartographiquement comme une lentille d'un peu plus de 4 km de long sur 2 km dans sa plus grande largeur. Arrondi à son extrémité sud où la foliation dessine un pli à axe subvertical, il se termine en pointe vers le Nord. Ce caractère lenticulaire est confirmé géophysiquement par les données de gravimétrie et de magnétisme (Muon, 1980).

En dépit d'une rétomorphose prononcée qui tend à uniformiser les différents faciès, il est possible de reconstituer la série originelle.

La division que nous adoptons ici s'appuie sur la nature des roches magmatiques initiales et détermine autant de "séquences métamorphiques" plus ou moins indépendantes. Les assemblages successifs correspondant aux différents stades du métamorphisme témoignent d'une évolution continue: la plupart des termes montre des assemblages complexes, hérités de plusieurs étapes. Ce caractère est particulièrement développé dans les faciès préservés de toute déformation situés au coeur du domaine occidental (enclaves gabbroïques et serpentinites à olivine et pyroxènes relictuels).

δθ. Gabbros ; θ. Gabbros coronitiques et amphibolites dérivées δ. Les gabbros affleurent sur presque toute la longueur du massif en une bande continue séparant la série ultrabasique de la masse amphibolique principale. Résistants à l'érosion, ils forment une arête rocheuse dominant les gorges de l'Aveyron à l'Ouest et celle de la Serène au Sud. Ce niveau s'avère constitué de boudins où la structure magmatique est conservée, enveloppés par des flaser-gabbros plus ou moins amphibolitisés. Vers l'Ouest, ces faciès passent rapidement à de véritables amphibolites intercalées entre les gabbros et la série ultrabasique; vers l'Est, la transition, régulière est plus lente, et la bordure orientale n'est plus constituée que d'amphibolites banalisées.

L'évolution de cette séquence est particulièrement démonstrative; on y reconnaît :

- un stade initial magmatique, correspondant à l'équilibre clinopyroxène-plagioclase-ilménite: il s'agit de gabbros à grain moyen, non rubanés, passant localement à des leuco-gabbros à gros grain, voire à des faciès de brèches magmatiques, où des éléments pyroxénolitiques anguleux, pluricentimétriques, sont isolés dans une matrice feldspathique;
- un stade "granulitique" surtout développé dans les faciès à grain moyen (tous les gabbros sont affectés, comme en témoigne le développement du rutile en place, de l'ilménite) mais l'expression la plus spectaculaire de ce métamorphisme, c'est-à-dire le développement de couronnes de grenat, caractérise les faciès à grain moyen. Dès que la taille des minéraux magmatiques augmente, *a fortiori* donc dans les leucogabbros et les brèches magmatiques, ces dernières n'existent plus, bien que les phases réactionnelles clinopyroxène et plagioclase, soient présentes. Dans les gabbros à grain moyen, le stade coronitique n'est jamais dépassé; il est caractérisé par la persistance des phases magmatiques initiales, entre lesquelles, à l'interface clinopyroxène-plagioclase, se sont développées les couronnes de grenat. Seule l'ilménite disparaît totalement, parfois au profit du rutile.

Une transformation supplémentaire affecte les coronites avant la rétro-morphose proprement dite : le plagioclase basique relictuel s'épigénise en zoïsite sous la forme de fines baguettes parallèles, plus ou moins coalescentes, entre lesquelles subsiste une faible quantité d'un plagioclase acide, d'où disparaît toute trace de "clouding". Cette réaction est parfois considérée (Lasnier, 1970) comme un stade ultime du processus de coronitisation ;

– le premier stade de rétro-morphose, syncinématique, provoque l'ouralitis des clinopyroxènes et leur recristallisation en trémolite. Les couronnes de grenat sont disloquées et une partie est résorbée, tandis qu'au contraire, à partir de certains "nuclei" ainsi formés se développe un grenat de seconde génération. La zoïsite recristallise également en gros prismes allongés dans la foliation, tandis que du sphène apparaît sous forme d'auréoles autour de grains de rutile ;

– une seconde phase tangentielle accompagne la rétro-morphose ultime : la zoïsite recristallise en clinozoïsite puis évolue progressivement, à partir des bordures, pour donner de la pistacite. Ce minéral forme également des auréoles autour des grenats, qui se résorbent. L'amphibole primaire recristallise en prismes allongés d'une hornblende vert clair, tandis que le sphène tend à remplacer totalement le rutile. Ce dernier stade de la rétro-morphose est assez généralisé à l'échelle du massif et affecte fréquemment des roches n'ayant pas subi le stade antérieur : dans les gabbros coronitiques, on observe ainsi le remplacement du grenat des couronnes par de l'épidote, celui du rutile par du sphène, ainsi qu'une ouralitis tardive des pyroxènes.

ψ. **Eclogitoïdes et amphibolites dérivées.** Nous utilisons ici le terme "éclogitoïde" (Lasnier, 1977) pour décrire des roches à grain fin, caractérisées par l'association stable du faciès granulite : clinopyroxène non jadéique, ± grenat ± plagioclase. Les variations des teneurs en plagioclase permettent en outre de distinguer parmi elles de véritables pyrigarnites (Berthelsen, 1960 ; Vogel, 1967), à grenat abondant et rare plagioclase acide relictuel et des pyriclasites à grenat (ou plagiopyrigarnites) (Berthelsen, 1960 ; de Waard, 1973). Ces roches, ainsi que les amphibolites rétro-morphiques qui leur sont associées apparaissent dispersées au sein des amphibolites dérivées de gabbros, soit sous forme de lentilles à grain très fin, de faibles dimensions et à contact franc, soit sous forme de passées métriques à décamétriques, à contours plus ou moins diffus.

Le premier type de gisement (comme on peut l'observer près de Cassagnes, où ces roches recourent des gabbros coronitiques peu déformés) dérive clairement d'anciens filons pluridécimétriques intrusifs dans la masse gabbroïque. Bien que les associations et les textures magmatiques aient été totalement oblitérées, ce caractère, ainsi que la finesse de leur grain, permet de proposer pour ces roches une origine doléritique.

Le second type de gisement correspond à des roches à grain plus grossier et généralement plus riches en plagioclase, pouvant passer localement aux gabbros coronitiques. Elles sont riches en grenat subautomorphes à composition d'almandin-grossulaire (jusqu'à 50 % de la roche). Les autres phases majeures sont le clinopyroxène ± kélyphitoïdisé, une amphibole bleu-vert et l'albite, tandis que pistacite, ilménite, rutile, sphène et apatite sont accessoires (Delor *et al.*, 1986).

Le clinopyroxène et l'amphibole sont systématiquement zonés. La composition du clinopyroxène évolue depuis des coeurs de chloromélanite jusqu'à des périphéries omphacitiques. Ces pyroxènes sont des omphacites P₂ caractéristiques du faciès schiste bleu. Les amphiboles montrent une évolution progressive en composition, sans lacune de miscibilité, depuis des coeurs de glaucophane jusqu'à la périphérie constituée de taramite et ferro-pargasite. Le kélyphitoïde est une fine symplectite d'albite et de magnésio-hornblende. L'albite est typiquement secondaire dans la matrice.

L'abondance du clinopyroxène et du grenat par rapport à l'amphibole (et particulièrement par rapport au glaucophane), justifie l'appellation "éclogite" plutôt que "glaucophanite". L'association glaucophane-grenat pauvre en pyrope (30%) – omphacite P₂, classe ces roches parmi les éclogites de haute pression–basse température. La barroisite et l'absence de lacune de miscibilité entre glaucophane et ferro-pargasite signent par ailleurs le faciès schiste bleu de haut degré. Les minéraux de ces éclogites sont semblables à ceux des éclogites et des glaucophanites de l'île de Groix, au Sud de la Bretagne.

L'amphibolitisation totale de ces roches se traduit par la disparition du clinopyroxène et des coeurs de glaucophane dans les amphiboles. On aboutit aux "amphibolites sombres à grenat" de P. Collomb (1970). La pression et la température, évaluées à partir des coeurs des minéraux (Delor *et al.*, 1986), témoignent d'un stade métamorphique de haute pression–basse température (P ≈ 12 Kb, T = 600° C). Cet épisode aurait été suivi d'une élévation de la température inscrite dans le zonage des amphiboles, peut être accompagnée d'une baisse de pression.

σ. **Série ultrabasique.** Elle est typiquement litée : dans les faciès peu déformés, d'une part, la foliation est sécante sur un "banding" (So) et, d'autre part, des récurrences de niveaux pétrographiques variés apparaissent à toutes les échelles. Si les chlorites et les chloritites à serpentine, dérivant de péridotites, dominent, de nombreux niveaux trémolitiques ou chlorito-trémolitiques témoignent probablement de la présence antérieure de clinopyroxénolites et de wehrlites. Une origine gabbroïque, voire anorthositique, est par ailleurs attribuée à de fins rubanements (millimétriques) à grenat, trémolite, épidote. Enfin, des masses décimétriques à décamétriques, fusiformes, d'amphibolites à grenat sont interprétées comme d'anciens gabbros ou gabbro-norites intrusifs dans la série litée.

Les relations entre les principales phases de déformation et les cristallisations successives permettent d'établir des corrélations entre les stades de rétro-morphose dans la série ultrabasique et dans la série gabbroïque.

Le stade granulitique n'affecte pas la composition minéralogique des péridotites : bien que les couronnes autour de l'olivine soient les premières à apparaître, avant celles des minerais et des pyroxènes (Gjelsvick, 1952), elles-mêmes nécessitent la présence de plagioclase ; or ces deux minéraux n'apparaissent jamais simultanément dans le massif : les faciès gabbroïques à olivine, et *a fortiori* troctolitiques, sont inconnus. A ce stade du métamorphisme et en l'absence de plagioclase, les assemblages à olivine et/ou pyroxènes ± minerais sont stables. Cependant, un type pétrographique mineur, mais relativement spectaculaire, porte clairement l'empreinte de ce métamorphisme : localement, dans les niveaux à

trémolite ou chlorite—trémolite s'observent de fins rubanements montrant la succession rythmique suivante :

- niveaux centimétriques à amphibole trémolitique, petits grenats relictuels, \pm clinozoïsite, épidote, clinochlore ;
- niveaux plurimillimétriques à grenat, \pm épidote ;
- niveaux plurimillimétriques à clinozoïsite, \pm plagioclase secondaire.

Le fin liseré de grenat, continu, parallèle au "banding", formé au contact de minces niveaux gabbroïques riches en pyroxène et de passés anorthositiques, peut être considéré comme l'équivalent des couronnes dans les gabbros. Un tel processus, conduisant à la formation de "pyri-clasites rubanées", confirme le caractère statique de cette réaction.

Enfin, il est impossible de reconnaître cet épisode dans les amphibolites à grenat associées à la série ultrabasique, très affectées par la recristallisation mésozonale ; le rutile, ainsi que le diopside relictuel, visibles en quelques affleurements peuvent cependant lui être attribués.

Par la suite, les diverses paragenèses magmatiques ou granulitiques subissent une rétro-morphose. Plus encore que dans la série gabbroïque, elle témoigne ici d'une évolution continue. Les corrélations avec les phases tectoniques permettent cependant de considérer comme pénécotemporains du faciès amphibolite à zoïsite—grenat le développement dans les termes ultrabasiques de la trémolite, puis d'une chlorite primaire (prochlorite du groupe de la corundophyllite ; Fortuné, 1963), tandis que le faciès amphibolite à épidote correspond ici au développement d'une chlorite secondaire (clinochlore : Fortuné, 1963). La serpentinisation finale des olivines et orthopyroxènes relictuels se produit en climat statique et ne correspond à aucun épisode particulier dans la série gabbroïque.

Rétromorphose des péridotites. Dans ces termes, à compositions de lherzolites ou de dunites, pauvres en clinopyroxène, le développement de la trémolite est subordonné. Quand elle cristallise, en faible quantité, elle réagit dans un stade ultérieur avec les orthopyroxènes et l'olivine pour donner une prochlorite, puis se résorbe totalement. A ce stade, la prochlorite se développe largement à travers la roche, à partir des joints intergranulaires, ou en pseudomorphe de petits orthopyroxènes ; dans le même temps, apparaissent de nombreuses exolutions de magnétites. Il se peut que du spinelle primaire participe à cette réaction qui s'arrête toujours avant que la chlorite n'occupe la moitié du volume. La stabilité de cette chlorite est d'ailleurs éphémère elle se transforme en une chlorite secondaire (clinochlore) et disparaît progressivement, tandis que la magnétite recristallise en amas xénomorphes. La chlorite secondaire continue à se développer aux dépens de l'olivine et de l'orthopyroxène relictuels qui peuvent disparaître totalement. Une partie subsiste généralement, toutefois, jusqu'au stade final caractérisé par la bastitisation des orthopyroxènes et le développement d'antigorite et de chrysotile en climat statique. Au contact des magnétites, on observe également une transformation de la chlorite secondaire en un mélange cryptocristallin apparemment constitué de talc, de serpentine et d'hématite.

Rétromorphose des pyroxénolites. Contrairement à ce que l'on observe dans les péridotites, la trémolite cristallise largement, en grandes lames incolores et remplace totalement la paragenèse initiale, accompagnée par

une faible quantité de zoïsite. Les transformations ultérieures concernent essentiellement le développement de chlorite qui forme un assemblage plus ou moins stable, dans les stades ultimes, avec l'amphibole :

– dans un premier temps, une chlorite primaire, proche des prochlorites des péridotites se forme, soit directement par recristallisation de la trémolite en amphibole secondaire, magnétite et chlorite, soit entre la trémolite et la zoïsite qui se transforme au contact en épidote ;

– enfin, cette chlorite peut évoluer en clinocllore, qui réagit finalement au contact des magnétites en donnant du talc et de l'hématite.

Phases "mineures" des ultrabasites. En plus des grandes fibres d'asbeste à composition de grammatite ("néphrite") signalées par Fortuné (1963) dans des fractures tardives, nous avons observé la cristallisation de talc à l'interface roches basiques – roches ultrabasiques, manifestement développé pendant la rétro-morphose. Dans le secteur oriental, où la rétro-morphose est très avancée, le gisement de la Vaysserie anciennement exploité pour une utilisation locale, appartient à ce type.

λ. **Ortholeptynites.** Au coeur du massif a été reconnu un niveau leptynitique plus ou moins continu, (il est visible à l'entrée de Najac, dans le talus qui borde la route de Saint-André). Ce niveau, constitué d'une roche hololeucocrate à grain fin, est concordant dans la foliation des amphibolites. La texture est granoblastique ; la foliation est marquée par l'allongement de petits prismes équidimensionnels d'orthose non perthitique constituant près de 70 % du volume total. Le quartz est interstitiel, tandis que le plagioclase forme des clastes de toutes tailles, plus ou moins granulés. La biotite est très rare, tandis que la muscovite, plus abondante, est nettement tardive. Quelques grains de magnétite et d'apatite forment l'essentiel des minéraux accessoires.

Bien que son caractère typiquement potassique exclue toute liaison cogénétique de cette roche avec les termes basiques représentés dans le massif, son type de gisement milite cependant en faveur d'une origine filonienne.

δ. **Amphibolites dispersées au sein des paragneiss.** Comme nous l'avons signalé, ces amphibolites prolongent cartographiquement l'extrémité nord, très étirée, du massif de Najac. Ces faciès sont totalement banalisés en amphibolites à hornblende verte, plagioclase, grenats relictuels, épidote, sphène, ilménite et magnétite. Inclues dans l'auréole de métamorphisme du batholite de Villefranche, elles ont en outre subi une recristallisation affectant particulièrement le plagioclase.

● **Relations des métamorphismes : massif de Najac – paragneiss encaissants**

Les relations cristallisation-déformation montrent que le premier stade de rétro-morphose syncinématique des termes basiques et ultrabasiques dans le faciès amphibolite à grenat est contemporain du métamorphisme mésozonal et synschisteux des paragneiss, considéré comme prograde en l'absence de toute relique d'un métamorphisme antérieur de plus haut degré.

Toutefois, on ne peut exclure que le métamorphisme granulitique statique des termes basiques et ultrabasiques soit lui aussi plus ou moins contemporain du métamorphisme général des séries encaissantes ; plusieurs caractères militent en faveur de cette hypothèse :

- le caractère statique du faciès granulite est en accord avec sa localisation exclusive au sein des mégalentes, affectées tardivement par la déformation tangentielle de l'hydratation (il est clair en effet que cette déformation accompagne l'hydratation et catalyse l'apparition du faciès amphibolite) ;

- nous n'avons aucune preuve que les bordures du massif de Najac, ni les amphibolites dispersées dans le secteur nord, aient jamais atteint les conditions du faciès granulite ;

- le passage des gabbros coronitiques aux amphibolites à grenat-zoïsite témoigne d'une évolution continue, par l'intermédiaire du faciès "coronites à zoïsite".

- l'absence dans les paragneiss de minéraux caractéristiques de la mésozone profonde paraît liée à leur caractère faiblement alumineux.

L'hypothèse que le faciès granulite ait été atteint seulement au cœur du massif, en climat statique et pour des P/H_2O nettement inférieures à celles de l'encaissant, au début de la première phase tangentielle, ne peut donc être écartée.

● **Mise en place du massif de Najac au sein des paragneiss**

Deux hypothèses peuvent *a priori* être envisagées :

- les termes basiques et ultrabasiques sont totalement allochtones et jalonnent un chevauchement précoce. Cette hypothèse est en accord avec la structure typiquement tectonique du massif de Najac, la présence de lentilles dispersées dans son prolongement nord et l'intrusion d'un laccolithe syncinématique d'orthogneiss dans la zone de contact. Dans ce cas, on peut envisager que les assemblages granulitiques se soient formés avant la déformation tangentielle en climat mésozonal et que le massif puisse ne représenter qu'un fragment d'une structure plus importante (croûte océanique, par exemple) ;

- la première hypothèse, cependant, s'accommode mal du fait que les paragneiss situés de part et d'autre du massif de Najac, et donc d'un contact hypothétique, sont parfaitement identiques. Ce caractère milite au contraire en faveur d'une mise en place des termes basiques et ultrabasiques sous forme de laccolithes intrusifs dans la série gneissique. Toutefois, la structure tectonique du massif de Najac, et en particulier ses contacts avec les paragneiss qui ne montrent jamais de caractère intrusif, mais sont toujours très tectonisés, témoignent qu'une part importante de la dispersion de ces roches est d'origine tectonique. Il est donc également possible d'envisager que ces roches se soient mises en place sous la forme de laccolithes au sein d'une série paradérivée soumise à un métamorphisme mésozonal de relativement haute pression (et $PH_2O \approx P$ totale), dans le faciès amphibolite à grenat. Dans un premier temps, le réajustement des assemblages à la température de l'encaissant, pour une pression constante et $PH_2O < P$ totale, provoque la granulitisation (Velde, 1970 ; Griffin et Heier, 1973), puis l'hydratation syncinématique conduit finalement au faciès amphibolite à grenat-zoïsite. Ces laccolithes sont parallèlement soumis à un boudinage pouvant générer des zones de faiblesse,

éventuellement réutilisées en chevauchements à flèche limitée dans laquelle s'injectent les orthogneiss.

Le massif de Laguépie

Tous les auteurs s'accordent pour reconnaître la singularité de ce massif parmi les séries du Rouergue. Encadré par des failles tardives (dont la faille de Villefranche), et cataclasé à toutes les échelles par une série d'accidents N-S antérieurs à la mise en place du batholite de Villefranche et des microgranites associés, il peut toutefois être rattaché à la série gneissique du Rouergue occidental par ses caractères métamorphiques et tectoniques : à partir d'assemblages du faciès amphibolite à grenat contemporains d'une première phase tangentielle, se développe une rétro-morphose syncinématique.

Ce massif occupe géométriquement l'extrême sommet des séries du Rouergue occidental, par dessus le massif orthogneissique supérieur. On y trouve :

δ. Amphibolites massives. Elles constituent l'essentiel du massif au Sud de l'Aveyron et dans le secteur nord-est, en association avec des leptynites. Leur composition minéralogique est assez homogène :

- hornblende verte : 50 à 55 % ;
- oligoclase : 10 à 30 % ;
- quartz : 10 à 15 % ;
- grenat, ilménite, magnétite et, irrégulièrement, un peu de pistacite, de sphène et une chlorite incolore à vert pâle.

Dans cet ensemble, mais non distinguables cartographiquement, on doit signaler les *faciès rubanés* composés d'une alternance de niveaux millimétriques à décimétriques d'amphibolites à gros grain, minéralogiquement identiques aux amphibolites massives et de niveaux hololeucocrates. Des grenats automorphes, centimétriques, appartiennent aux deux faciès. Les niveaux clairs montrent la composition minéralogique suivante :

- oligoclase (en cristaux généralement pluricentimétriques) : 50 à 65 % ;
- quartz : 25 à 40 % ;
- grenat, un peu de hornblende verte, généralement chloritisée.

Certains niveaux montrent des compositions intermédiaires (gneiss amphiboliques) et passent en général de façon progressive à l'un ou l'autre des types précédents.

Un faciès de *gneiss fins à pennine-grenat* apparaît vers l'Est du massif, sous forme de niveaux métriques intercalés dans les amphibolites puis forme l'essentiel de la série dans les 250 derniers mètres avant la faille de Villefranche. La roche, sombre et compacte à l'affleurement, ne montre pratiquement pas de foliation, pourtant visible en lame mince. La granulométrie et la texture rappellent celles des gneiss fins s.s.. Toutefois les compositions minéralogiques sont assez différentes :

- le plagioclase (oligoclase) est abondant (60 % environ, contre 15 à 20 % dans les gneiss fins s.s.) ;
- le quartz est au contraire plus subordonné (25 % environ, contre 50 à 60 % dans les gneiss fins s.s.) ;

- la chlorite est abondante (pennine) mais ne dérive jamais de biotite, mais d'une hornblende verte rarement conservée ;
- la muscovite est rare ;
- le grenat, en petits grains arrondis, est généralement abondant, ainsi que les minéraux opaques.

Par ailleurs, ces roches sont généralement riches en apatite et peuvent contenir une quantité variable de pistacite et de sphène.

λ. **Leptynites**. Elles forment, dans le secteur nord-est, des niveaux décimétriques à décamétriques intercalés dans les amphibolites. Holo-leucrates et à grain très fin, elles diffèrent notamment des autres termes du massif par la présence de feldspath potassique. Leur composition minéralogique montre en outre du plagioclase, du quartz en rubans polycristallins soulignant finement la foliation, une faible quantité de muscovite tardive, et quelques grenats chloritisés.

Dans le Sud, des roches de composition analogue, séparées du reste du massif par les failles normales limitant le bassin d'Albi au Nord, montrent des textures rappelant celles des orthogneiss.

● **Caractères du métamorphisme, comparaison avec les autres termes de la série gneissique**

Les étapes du métamorphisme témoignent dans le massif de Laguépie d'une rétro-morphose : pendant la phase tangentielle 1, l'association minérale à hornblende verte - grenat - oligoclase - quartz - ilménite - magnétite est stable ; au coeur des niveaux amphibolitiques on observe généralement une recristallisation statique de ces minéraux, antérieure à la phase 2. Cette dernière, bien développée dans les gneiss fins, correspond à la déstabilisation de cette "paragenèse" avec apparition de chlorite, d'épidote, de sphène et d'une faible quantité de micas blancs.

Des différences importantes avec l'évolution du reste de la série gneissique apparaissent toutefois :

- dans ce massif, les termes basiques n'ont pas subi le métamorphisme granulitique. En dehors de l'absence peu significative de toute relique de ce faciès, un autre caractère nous paraît des plus caractéristiques à cet égard : nous avons vu que cet épisode était caractérisé à Najac par la transformation de l'ilménite en rutile. Lors de la rétro-morphose, ce minéral se transforme en sphène, mais la réaction est très lente ; la plus grande partie du rutile subsiste dans le faciès amphibolite à grenat-zoisite et ce minéral persiste encore, quoique largement auréolé de sphène, dans les termes affectés par les stades ultimes de rétro-morphose. Or, à Laguépie, le rutile n'est jamais observé, bien que les amphibolites y soient riches en ilménite ; ce minéral reste stable dans le faciès amphibolite à grenat, puis se transforme directement en sphène par réaction avec la hornblende (formation simultanée de chlorite) ;
- par ailleurs, nous avons envisagé qu'à Najac le développement précoce de zoisite pouvait être considéré comme un stade ultime de la granulitisation (Lasnier, 1970) : il est intéressant de noter à cet égard que ce minéral, comme la clinozoisite, n'a pas été observé à Laguépie ;
- enfin, le métamorphisme mésozonal s'accompagne généralement d'une légère mobilisation du matériel quartzo-feldspathique dont témoigne

l'injection de nombreuses veinules de quartz dans les amphibolites, secondairement ourlées de pistacite, la surcroissance dans ces roches des feldspaths, et l'injection fréquente de pegmatoïdes. Les séries rubanées acquièrent localement un faciès migmatitique, surimposé au litage originel.

Il semble que l'évolution précoce du massif de Laguépie soit distincte de celle du massif de Najac, mais qu'elle puisse être intimement liée à celle de la série des gneiss fins. Il est tentant de voir dans les gneiss fins à pennine-grenat de ce massif d'anciens greywackes ou arkoses à grain fin provenant du démantèlement d'une série volcanique ou volcano-clastique, plus ou moins spilitisée, et passant latéralement à la sédimentation des gneiss fins proprement dite, mais aucune corrélation ne permet de confirmer cette hypothèse, la nature initiale exacte des faciès basiques et rubanés pouvant donner lieu par ailleurs à de multiples interprétations.

Roches cristallines magmatiques

L'âge de ces roches n'est pas connu. Elles constituent trois "familles" d'affleurement.

γ^1 . **Granodiorite de Villefranche.** Il s'agit d'un pluton très homogène mis en place après les plissements et métamorphismes régionaux. La roche, de structure grenue à grains 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. L'âge de la mise en place de ce pluton, déterminée sur biotite et muscovite (Delbos *et al.*, 1964), a été situé vers 300 Ma (âges recalculés avec $\lambda = 1.42 \cdot 10^{-11}/\text{an}$), soit vers le Westphalien (Carbonifère moyen).

γ^2 . **Granite à deux micas.** Ils constituent des affleurements de petite dimension. Ce sont des roches leucocrates à quartz, feldspath potassique (souvent microcline), albite, muscovite et un peu de biotite. Apatite et tourmaline sont parfois présentes. Ces roches ont un grain plus fin que celui de la granodiorite de Villefranche.

γ^3 . **Microgranites.** Ils constituent des filons de puissance variable et pétrographiquement variés. Le type moyen est représenté par des microgranodiorites à phase porphyrique (plagioclase zoné) plus développées que dans le massif de Villefranche. A l'entrée sud du tunnel de Najac, deux filons d'une roche sombre et massive, microgrenue, peuvent être rattachés aux lamprophyres quartziques.

En général, ces microgranites sont injectés suivant des plans de fracture anciens qui jalonnent la faille de Villefranche. Les relations entre ce système filonien et la granodiorite de Villefranche ne sont pas clairement démontrées.

Métamorphisme de contact

L'aurole métamorphique de contact autour de la granodiorite de Villefranche est mise en évidence surtout par la recristallisation du quartz (particulièrement nette dans le niveau mylonitique de la Capélanie) et une importante blastèse de biotite et de tourmaline. Près du

contact avec la granodiorite, cette recristallisation masque la foliation initiale de la roche (cornéennes riches en quartz) ; les roches basiques elles aussi recristallisent.

Dans la région de Bar et Bor, de l'andalousite est clairement associée à ce métamorphisme de contact.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Généralités

La série sédimentaire représentée sur la feuille Najac s'étage du Carbonifère (Stéphanien II) au Pliocène.

Le Permien déborde très largement vers l'Ouest et le Sud les affleurements carbonifères et, s'étendant sans doute beaucoup plus loin vers l'Est en profondeur, est en grande partie masqué par la couverture mésozoïque. Il n'apparaît en fait qu'au Sud du massif cristallin du Rouergue, à la faveur de la faille de Saint-Martin-Laguépie dont le jeu normal abaisse brusquement le socle, et en bordure ouest de la faille de Villefranche, grâce au relèvement des couches (demi-dôme de Villeveyre).

La série mésozoïque qui a couvert toute la région du Trias au Jurassique (supérieur ?) a été totalement décapée sur le massif cristallophyllien, à l'Est de la faille de Villefranche, et est uniquement conservée à l'Ouest de cet accident, tronquée de tous ses termes supérieurs.

Les dépôts continentaux, fluviaux, lacustres ou résiduels de l'époque tertiaire, constituent sur le socle rouergat des placages épars, et vers le Sud sont conservés plus largement dans la petite gouttière ou bassin de Varen, dont les dépôts se raccordent plus au Sud au golfe de l'Albigeois.

A l'extrême fin du tertiaire (Plio-Villafranchien) sont attribuées des placages alluviaux qui dominent de 100 m les vallées du Viaur et de l'Aveyron.

Terrains paléozoïques

h5. **Stéphanien supérieur.** Les terrains houillers ne se rencontrent qu'en affleurements exigus alignés pour la plupart le long de la lèvre occidentale de la faille de Villefranche de Puech Mignon au Sud à Loubezac et Najac au Nord. Hors de ce schéma, un affleurement isolé jalonne au Sud de Laguépie le grand accident E-W de Saint-Martin-Laguépie.

Les coupes, toujours partielles et souvent interrompues par des accidentes, permettent difficilement de préciser et la continuité des unités lithologiques et la puissance de la série qui paraît souvent proche de 50-60 m ; elle a été reconnue par un ancien sondage à Puech Mignon sur plus de 80 m sans que le socle ait été atteint.

Lorsqu'elle est visible, la base de la série débute sur le socle cristallophyllien par un horizon assez constant de pélites rouges de puissance décimétrique à métrique, surmonté par un ensemble pélitique grossier à

conglomérat, grès feldpathiques à "griffes charbonneuses" abondantes, et stratification peu apparente (fig. 1 et 2).

L'essentiel de la série au-dessus de cette base plus grossière est constitué d'alternances variables de grès fins micacés, de pélites argileuses grises à noires à passées charbonneuses avec quelques récurrences conglomératiques et, localement (Loubezac), un horizon terminal d'argilites rouges.

Les flores récoltées dans tous ces affleurements s'accordent pour la plupart autour d'un âge stéphanien supérieur (B supérieur et C), soit l'équivalent de la série supérieure stérile du bassin de Carmaux. Ceci s'accorde bien avec l'absence de couches de houille dans ces sédiments où plusieurs recherches ont été conduites autrefois sans succès.

Une ambiguïté d'attribution persiste cependant pour les affleurements au pied du cimetière de Najac où apparaît une série à grès et pélites brunes attribuées antérieurement à l'Autunien. La plupart des végétaux et pollens récoltés indiquent un net cachet stéphanien supérieur ; toutefois la présence de *Callipteris* sp., connu jusqu'ici dans le seul Autunien, oblige à formuler quelques réserves.

Permien. Succédant au Stéphanien en apparente concordance, le Permien en déborde très largement les aires de sédimentation et constituait vraisemblablement, à l'origine, un unique bassin de Brive à Réalmont dont l'extension par l'Ouest, sous le Mésozoïque, est supposée atteindre Cahors et le grand accident Ouest-Quercinois.

Plus généreusement exposé que le Carbonifère le Permien affleure dans les mêmes secteurs ; au Sud de la faille de Saint-Martin-Laguépie d'une part, à l'Ouest de la faille de Villefranche d'autre part, dans le demi-dôme de Villevayre et dans une frange demi-effondrée qui le prolonge vers le Sud.

La lithologie, uniformément détritique, à organisation séquentielle, est très variable dans le détail ; l'absence de marqueurs biostratigraphiques précis et la médiocre qualité des affleurements ont conduit à définir des ensembles lithologiques dont les corrélations, parfois problématiques, s'appuient essentiellement sur des critères sédimentologiques (fig. 1 et 2).

r1a. Autunien inférieur conglomératique (Autunien I). Cette série succède en apparente continuité aux dépôts carbonifères où ils existent, et transgresse ailleurs directement le soubassement cristallin.

Puissant d'environ 200 m dans la région de Laguépie, plus réduit à Najac (environ 50 m), cet ensemble débute en général par un banc de 4 à 5 m de conglomérat polygénique gris à rose, à quartz et éléments de socle.

Il se poursuit par une succession de séquences à stratification fruste, à base conglomératique et sommet gréseux ou argilo-silteux. Les conglomérats, nettement polygéniques à la base, tendent à devenir monogéniques, à quartz seul lorsqu'on monte dans la série. La microflore présente des affinités ambiguës entre le Stéphanien terminal et l'Autunien basal.

Ces faciès ne sont pas fondamentalement différents des conglomérats inclus dans la série stéphanienne, mais débordant largement l'aire de dépôt des premiers, il a paru plus logique de les rattacher au cycle permien.

r1b. Autunien moyen grésopélique (Autunien II-III). Susceptible de grandes variations de détail, cet ensemble est constitué par une succession rythmique en bancs bien réglés, à stratifications planes, de grès, pélites ou siltites, avec intercalations de shales noirs carbonés. Les teintes grises dominent à la partie inférieure (environ 200 m), seule représentée au Sud de Najac. Au Nord-Ouest de cette localité, cette série grise est surmontée d'un ensemble peu différent mais à intercalations rouges ou vertes annonçant les faciès rouges de l'Autunien supérieur.

Les associations palynologiques montrent un net cachet autunien, toutefois on a pu observer localement dans certaines intercalations charbonneuses quelques rémanences de l'"ambiance" stéphanienne (au sens écologique). L'éventualité d'un remaniement de microflore stéphanienne n'est par ailleurs pas exclue.

r1c. Autunien supérieur rouge (Autunien IV). Cet ensemble d'environ 100 m de puissance est représenté uniquement au Nord-Ouest de Najac par des faciès uniformément rouges, gréseux à la base et argilo-silteux au sommet. La base, qui pourrait correspondre à un niveau de ravinement, est marquée par un banc massif de 5 m de grès grossier ocre à rouge. Certains niveaux ont livré une microflore à net cachet autunien avec *Lebachia piniformis*, et une faune de bivalves aplatis (probablement *Anthracomya carbonaria*). Ces caractères indiquent clairement l'appartenance à l'Autunien plutôt qu'au Saxonien comme il a été parfois admis.

r1c-2. Autuno-Saxonien rouge. Des faciès relativement similaires à l'Autunien IV, argilo-silteux, rouges, puissants de 300 à 500 m, se rencontrent à l'aval du ruisseau d'Aymer et en rive droite du Cérou, au Sud de la feuille. Ils débutent par 6 m de grès rouges massifs et comprennent des grès, des shales silteux et des pélites rouges, et localement (hameau d'Aymers) des intercalations décimétriques vertes. L'ensemble n'a pas fourni de faune ni de flore caractéristiques ; il pourrait correspondre à l'Autunien rouge (r1c) de Najac et/ou au Saxonien.

Terrains mésozoïques

ts. Trias supérieur. Argilites bariolées et conglomérats (fig. 3). Presque toujours discordante sur les terrains permien quand ils existent, cette formation peut recouvrir directement le substratum hercynien. Essentiellement détritique, elle amorce le cycle sédimentaire mésozoïque en précédant la grande transgression de la mer du Jurassique.

Peu épaisse au Sud dans la région de Marnaves où elle ne dépasse par 50 m, elle s'épaissit notablement en direction du Nord-Ouest et atteint 80 à 100 m dans le dôme de Villeveyre.

Fig. 1 - Synthèse stratigraphique régionale du Permo-Carbonifère (Selon B. Delsahut)

Echelles stratigraphiques		Log	Flore	Microflore	Faune	Discordance	
SAXONNIEN	Saxono-Thuringien	Série argileuse à gypse	Néant	Néant	Terriers de vers abondants	Discordance phase palatine	
		Série conglomératique rouge sup.				1 ^{re} manifestation de la phase palatine (?)	
	Saxonien	Série argilo-gréseuse rouge	Un rameau de Coniférale			Discordance ?	
	IV	Série grésopélitique rouge (Autunien rouge)	Plusieurs <i>Odontopteris</i> <i>Lebachia</i> très abondant			<i>Anthracomya carbonaria</i>	
AUTUNIEN	III	Série grésopélitique grise et rouge (Autunien gris et rouge)	<i>Lebachia piniformis</i>	Associations comparables à celles trouvées dans les schistes de Muses (Autun)	<i>Anthracomya</i> sp. <i>Estheria tenella</i>	Discordance ? phase saaliennne	
		II	Série grésopélitique grise (Autunien gris)				<i>Callipteris conferta</i> abondant plusieurs <i>Pecopteris</i>
	1 2	I	Série conglomératique rosée (Autunien de base)				Espèces rares
STEPHANNIEN	Etage lambigu	D	Série de Laguëpie - Najac	<i>Pecopteris</i> abondant	Stéphanien B sup.	Ailes d'insectes Néant	Débordement de l'Autunien
		C					Série de Réalmont
	supérieur	2 ^e moitié (Stéphanien II)	Série de Tronquié	Espèces nombreuses et variées : <i>Pecopteris</i> <i>Sphenopteris</i> Sigillariacées	Zone c	Néant	Changement d'aire de sédimentation du Stéphanien
			A		inférieur		
			Série de Lentin		Zone a		

Fig. 2 - Corrélations lithostratigraphiques du Stéphano-Permien (Selon B. Delsahut)

Etages stratigraphiques	Ensembles cartographiés	Ensembles lithologiques	Réalment	Leveau (sondage)	Carmaux	Vallée du Cérou	Lacapelle Ségalar	La Grésigne	Laguépie	Najac
Saxono-Thuringien		Série de Merlin Argiles à gypse Conglomérats rouges	Ensemble rouge de Réalmont à conglomérats vers la partie sommitale 60 m et plus	Ensemble rouge à passées conglomératiques vers le sommet 270 m	néant	Ensemble rouge de Magot, Salles et Monesties	Série rouge de Marnaves Ensemble rouge de la partie aval du ruisseau d'Aymer	Argilites rouges et gypse 80 m		
		Conglomérats rouges 100 m								
Saxonien	Ensemble argilo-gréseux rouge	Unité III Unité II Unité I						3000 m		
Autunien supérieur	Ensemble grésopélitique rouge	Série de La Pourtié (Ensemble IV)	néant	néant	néant	néant	néant		Grès et argiles rouges de La Pourtié ? 150 m	
Autunien moyen et inférieur	Ensemble grésopélitique gris à interlits rouges vers le haut	Série grise et rouge (Ensemble III)	Ensemble du Cayla 100 m	Série grise argilo-gréseuse de la partie moyenne 280 m	néant	Grès des carrières à l'W de Salles 200 m	Partie moyenne du ruisseau d'Aymer Partie moyenne des ruisseaux d'Aymer et de Vaour 250 m	Partie basale du sondage	Ruisseaux de Ratayrens et de Lez 200 m	Série de Salesses ? 200 m
		Série grise (Ensemble II)	Ensemble de Cantemerle 60 m					Série rouge des Grauzels		Ruisseaux de Mazet et de la Boulp 250 m
Autuno-Stéphanien	Conglomérats de la base de la série grésopélitique grise	Congl. de Bars (I) Unité III Unité II Unité I	Ensemble de l'Escoudarie 120 m	Conglomérats de la base du sondage 165 m	Conglomérats de Lentin	Série de Bars, Valarens, La Bastidette, Peyret, Magot, Le Lizert 200 m	Série de la Malfrésie et des ruisseaux de Vaour et Lapparouquial 150 m	Conglomérat Peroudil, la Verrière, la Maréze	Conglomérats de La Salvétat de Bau 80 m	
Stéphanien II	Série stérile de Réalmont, Najac, Laguépie	Série stérile	Série du Blima 80 m		néant			Conglomérats de l'ancienne mine de Puech Mignon 80 m	Cimetière de Najac, série de Loubezac 60 m	
Stéphanien I	Série à charbon de Carmaux	Série à charbon Faisceau supérieur Faisceau moyen Faisceau inférieur La Quimerie			Série houillère de Carmaux 550 m					

La série comprend une succession de conglomérats et grès conglomératiques à galets de quartz et phanites, de grès généralement feldspathiques à matrice argileuse ou argilo-ferrugineuse, de marnes ou argiles rougeâtres ou bariolées et de dolomies et dolomies calcaires rosâtres ou jaunâtres, parfois gréseuses.

Les faciès typiques d'un environnement continental fluvial, lacustre à palustre ou lagunaire, se succèdent en alternances décimétriques à métriques très irrégulières. La stratification, fine et plane dans les faciès fins de plaine d'inondation est beaucoup plus fruste et irrégulière dans les couches grés-conglomératiques à allure de chenaux. La reconstitution des directions des courants semble indiquer un drainage subparallèle à la faille de Villefranche vers le SSW, s'infléchissant vers l'Ouest lorsqu'on s'éloigne de l'accident.

La présence de cherts grisâtres associés à certains niveaux dolomitiques et de nodules à silice-calcite-anhydrite est interprétée comme un indice de milieu proche des "sebkhas" sous climat chaud à forte évaporation.

La répartition des faciès permet de définir deux ensembles principaux : un ensemble inférieur, quelquefois très réduit voire absent, à dominante gréseuse, et un ensemble supérieur grés-carbonaté ; un troisième ensemble gréseux, qui présente des caractères tout à fait semblables au reste de la série, a été longtemps attribué au Trias. La mise en évidence, ces dernières années, d'une microflore hettangienne a conduit à le séparer de la série triasique.

Extrêmement pauvre en restes fossiles la série triasique a fourni près de sa base, au Nord de Villeveyre et également plus au Sud en Grésigne, une association de spores caractéristiques du Carnien. Bien que ni le Norien ni le Rhétien n'aient été caractérisés, l'ensemble de la série est attribuée au Trias supérieur.

Hettangien. Ensemble relativement constant en épaisseur (environ 130 m) où, localement, le développement de faciès d'argiles bariolées à la partie inférieure de la série permet de distinguer jusqu'à cinq horizons. Faute de fossiles caractéristiques ces distinctions n'ont qu'une valeur lithologique, de même que la limite supérieure de l'étage (fig. 3).

11a-1. Hettangien inférieur. Argiles bariolées à grès, conglomérats et passées dolomitiques. Ensemble puissant de 0 à 10 m, à dominante d'argilites finement sableuses bariolées rouge ou lie-de-vin. Il débute par des grès fins calibrés alternant avec des argiles sableuses micacées (1 à 3 m). Localement (mas de Muillet) s'observent, au sein de ce grès, des lentilles de dolomies sableuses en plaquettes ou de conglomérats à dragées de quartz bien roulé à patine rouge ; vers le haut, les argilites micacées comportent fréquemment des nodules ou galets de dolomie ocre et des concrétions ferrugineuses tapissées de quartz géodique. L'ensemble se termine souvent par une succession comprenant un banc de conglomérat à galets dolomitiques et rares graviers de quartz, des argiles gris-noir à débris végétaux et quelques bancs décimétriques de dolomie blanche à grain fin.

l1a. Hettangien inférieur. Dolomies rouges (25 m). Cet ensemble succédant au Trias, ou quand ils existent aux argilites et grès (l1a-1), débute par 8 à 9 m de dolomies rouges bien stratifiées, qui constituent un net repère topographique et comprennent vers leur base un niveau métrique très constant de conglomérat à galets de quartz blanc bien roulés. La série se poursuit par 15 m de dolomie fine et claire, intercalée d'argilites noires ou bleutées, et de grès à débris végétaux. Ces dolomies fines, alternativement massives ou feuilletées, présentent de nombreuses surfaces à ripple marks et à fentes de dessiccation. Vers le Sud, à l'approche du dôme de Marnaves, le faciès de base (dolomie rousse) semble prendre un développement plus important (jusqu'à 15 m).

l1b-1. Hettangien inférieur. Argilites rouges ou vertes (15 m). Uniquement distinguées au Nord de la feuille, cet ensemble comprend un faciès dominant d'argilites bariolées, assez semblable aux faciès de base (l1a-1) mais totalement dépourvu de passées conglomératiques. La base s'intercale de grès calibrés assez grossiers et de grès psammitiques violacés à stratifications entrecroisées. A la partie médiane s'observe généralement un horizon dolomitique rognonneux, d'origine probablement pédogénétique. La partie supérieure, constituée d'argiles bariolées non sableuses et non micacées, se termine par des faciès vert pâle et par un banc-repère de dolomie blanche à grain fin.

l1b. Hettangien inférieur. Dolomies blanches (≈ 30 m à 45 m). Cet ensemble succède soit directement à l1a, soit quand elles existent aux argilites bariolées l1b-1.

A sa base persistent encore quelques intercalations d'argiles vertes ou bariolées, mais il comprend surtout des dolomies blanches et fines en bancs réguliers, à joints argileux verts et, vers le haut, de minces lits d'argile noire. D'une remarquable constance sur l'ensemble de la feuille, cet ensemble se termine avec l'apparition plus ou moins régulière des dolomies grenues de l'Hettangien supérieur.

l2. Hettangien supérieur. Dolomies grenues et cargneules. Ensemble aux limites relativement imprécises qui forme la transition entre les dolomies fines de l'Hettangien inférieur et les calcaires francs du Sinémurien. Le passage à ces derniers est en particulier très progressif et difficile à situer précisément. Un horizon de calcaire à pellets, qui coïncide approximativement avec cette zone de passage, a été choisi comme repère.

Les faciès, très variables dans le détail, comprennent des alternances de dolomies grenues souvent recristallisées, à fantômes de structures primaires (pellets, oolites), de dolomies jaunes "persillées", de calcaires dolomitiques, et de calcaires en plaquettes avec quelques récurrences de dolomies blanches litées.

Vers le haut, ces faciès divers sont irrégulièrement remplacés par des "cargneules" ou dolomies vacuolaires recristallisées, où s'affirment les tendances évaporitiques du milieu de sédimentation.

On peut aussi noter la permanence de joints argileux noirs.

Au Nord de la feuille, à la hauteur de Monteils, au voisinage de la faille de Villefranche, se développent localement des faciès marneux, à brèches synsédimentaires associées, rappelant les faciès plus connus de la région de Figeac. De telles brèches existent également, associées à des marnes

dolomitiques et à des dolomies cristallines massives au Sud de la feuille, à l'Est d'Ausseboise.

Les assises hettangiennes sont surtout caractérisées par leur microflore à *Classopollis* et à *Araucariacites*, identifiées maintenant en plusieurs points, de la Grésigne à Figeac.

Les faunes fossiles sont en revanche très rares, et se limitent à quelques bivalves : *Parallelodon hettangiensis*, *Pteromya* aff. *wilkesleyensis* (Durand-Delga et Olive, 1959 ; Fabre, 1971).

Ces faunes traduisent l'installation d'un milieu marin à caractère confiné ou lagunaire. Les flores quant à elles indiquent un climat tropical chaud et sec. Les rapides variations de faciès à la base de la série et les récurrences des faciès continentaux bariolés de type "triasique" montrent que, dans cette région du moins, l'installation de la marge marine s'est effectuée avec quelques hésitations.

13. **Sinémurien. Calcaires lithographiques (50-130 m).** Ensemble puissant de 50 m environ dans toute la moitié nord de la feuille et qui peut atteindre 120 m au Sud dans le dôme de Marnaves.

Une bonne coupe peut en être observée entre Milhars et la Grezelle, le long de la D9. La série comprend une succession rythmique monotone de faciès calcaires dominants organisés en séquences régressives métriques débutant par des niveaux argileux gris noirâtres.

La série ne se termine qu'exceptionnellement par une surface de discontinuité avec huîtres incrustées en position de vie (entre Prat du Riou et Perry, au Sud de la feuille).

Au Sud, où la série est plus épaisse, les séquences élémentaires comportent, au-dessus des laminites, des passées dolomitiques rappelant les faciès de l'Hettangien.

Vers le haut le rythme des séquences semble s'accélérer et leur succession est souvent tronquée avec prédominance des faciès calcaires fins.

Ripple marks et figures de dessiccation sont fréquents et attestent de la faible profondeur du milieu. Les fossiles sont rares et consistent surtout en articles de crinoïdes, débris de mollusques, foraminifères (*Haurania amiji*) et débris d'algues (aciculaires, dasycladacées).

14. **Lotharingien. Calcaires à grains de quartz.** Cet ensemble peut débiter par 2 ou 3 m de calcaires finement gréseux à interlits marneux et comprend pour l'essentiel 8 à 15 m de calcarénites plus ou moins grossières, à petits grains ou graviers de quartz et débris bioclastiques divers (encrines, mollusques, bryozoaires, spongiaires). Le faciès, homogène et résistant bien à l'érosion, présente généralement un aspect carié caractéristique, à mouchetures ferrugineuses et comporte quelques lits de chaille ou silix. Vers le sommet peuvent se rencontrer quelques lentilles oolitiques. La série se termine par une belle surface de discontinuité à encroûtements ferrugineux de type hard ground.

Ces faciès de haute énergie traduisent, pour la première fois dans la série mésozoïque, l'installation de conditions de mer ouverte. Les fossiles bien conservés sont rares. Quelques ammonites lotharingiennes (*Palte-*

chioceras, *Oxynticeras*) ont été récoltées dans des niveaux similaires plus au Nord (1/50 000 Figeac). L'âge lotharingien est en outre attesté dès le tiers inférieur de la formation par des associations d'ostracodes.

15. **Carixien. Marnes et calcaires à "rangs de pavés"**. Au-dessus de la surface terminale du Lotharingien, le Carixien débute par 3 à 5 m de calcaires bleus massifs alternant avec des lits de marnes grises. Certains bancs sont très riches en nautilus et bélemnites. La série se poursuit par 15 à 20 m de calcaires et calcaires marneux bleu foncé à interlits de marnes grises très peu fossilifères (carrière de Puech Mignon). Elle se termine par 10 à 15 m du faciès classique des "calcaires en moëllons", ou "rangs de pavés", alternant avec des lits marneux. Par accroissement progressif de ces derniers la série passe vers le haut, en relative continuité, aux marnes du Domérien inférieur.

Les premiers horizons de la série sont bien datés un peu plus au Nord (Villefranche-de-Rouergue 1/50 000) par la présence d'*Uptonia jamesoni* qui caractérise la première zone du Carixien, tandis que plus haut ont été récoltées *A. capricornu* et *L. fimbriatum*. La série renferme par ailleurs de nombreux restes d'échinodermes, mollusques et spongiaires et une abondante microfaune de foraminifère et d'ostracodes. Le sommet de la série est par ailleurs très riche en bélemnites (*B. clavatus*).

16a. **Domérien inférieur. Marnes à *Gryphaea cymbium***. Cet ensemble est à dominante de marnes grises finement sableuses et micacées, souvent ferrugineuses, à altération brunâtre à la base et s'intercalant vers le haut d'alignements de "miches" ou gros nodules calcaires à cœur silicifié. Au sommet, l'ensemble se termine par quelques bancs en "moëllons" et un horizon à grandes huîtres (*Gryphaea cymbium*, *G. gigantea*) et à nodules ferrugineux. La base de la série, riche en bélemnites (*B. clavatus*, *B. brugieri*, *B. ombilicatus*), a livré quelques ammonites pyriteuses (*A. stokesi*, *A. margaritatus*). Les marnes renferment par ailleurs une riche microfaune et des débris divers d'échinodermes, mollusques (*Harpax pectinoides*).

16b. **Domérien supérieur. Calcaire roux à *Pecten aequivalvis* (35 m)**. Cet ensemble succède progressivement aux faciès marneux du Domérien inférieur par multiplication des horizons calcaires, dont le contenu devient de plus en plus bioclastique, tandis que diminuent les intercalations marneuses. Les 20 m supérieurs sont essentiellement calcaires et déterminent dans le paysage une barre rocheuse caractéristique au milieu des zones marneuses qui l'encadrent.

On note également un enrichissement en quartz détritique et, localement (Parisot), peut apparaître un faciès de calcaire gréseux ou de grès dur à ciment calcaire.

Par décalcification et oxydation les faciès calcaires prennent le plus souvent une teinte rousse caractéristique. Cette altération peut aller parfois jusqu'au remplacement du calcaire par un limon jaunâtre à résidus de fossiles silicifiés.

La surface terminale mammelonnée est généralement couverte d'encroûtements ferrugineux.

La formation est extrêmement riche en restes fossiles, en particulier en pectinidés (*Pecten aequivalvis*) et en brachiopodes (*Lobothyris punctata*,

L. subpunctata, *Quadratirynchia crassimedia depressa*). La microfaune est en revanche assez pauvre. Quant aux ammonites, généralement très rares, il a été récemment signalé régionalement la présence de *Pleuroceras spinatum* caractérisant la dernière zone du Domérien. Les faciès et le contenu faunistique traduisent un milieu de dépôt peu profond et agité.

17. **Toarcien inférieur. Schistes carton, marnes et calcaires (25-30 m).** Uniquement distingué dans le Nord de la feuille en raison des conditions d'affleurement, cet ensemble comprend de bas en haut :

- 5 m de "schistes carton" gris-noir, renfermant vers la base un niveau de "miches calcaires" aplaties à faune d'harpocératidés et de bélemnites (*Acrocaelites unisulcatus*) ;

- 10 m environ d'alternances de marnes grises feuilletées à bélemnites et brachiopodes et de bancs calcaires en "pavés" parfois fossilifères, avec *Hildocera bifrons* du Toarcien moyen.

L'extrême base de l'étage (zone à *Tenuicostatum*) serait représentée par un horizon de condensation au niveau du hard ground couronnant la barre à *Pecten* du Domérien supérieur.

18 ; 17-8. **Toarcien supérieur ; Toarcien indifférencié (40 m).** Le Toarcien supérieur (18) comprend à sa base 20 à 30 m de marnes grises feuilletées finement micacées et peu fossilifères (rares bélemnites) sauf à leur sommet où quelques intercalations rognonneuses calcaires sont riches en ammonites pyrriteuses (*Grammoceras striatum* notamment) et en bélemnites (*B. digitalis*). Ce dernier ensemble se termine par un banc de calcaire massif de 40 m (17-8) riche en trigonies, ammonites et bélemnites.

Au-dessus viennent 10 à 15 m d'alternances peu fossilifères de marno-calcaires gris et de marnes en bancs décimétriques terminés par un horizon lumachellique à ostreidés (*Gryphaea sublobata*) et à faune d'ammonite du Toarcien terminal (*Pleydellia* sp.).

10. **Aalénien. Calcaires à oncolithes et dolomies.** Peu représentée sur l'ensemble de la feuille, cette formation n'affleure que dans sa partie sud-ouest.

Elle débute, au-dessus des niveaux à *Gryphaea sublobata*, par quelques bancs de marno-calcaires ocreux à joints marneux puis par des calcaires finement gréseux riches en brachiopodes (*Coenothyris cynocephalus*) et en bélemnites (*B. tripartitus* *B. rhenanus*) (5 m). Viennent ensuite des calcaires marneux sableux et micacés, à encroûtements et concrétions algaires (oncolithes) (4-5 m).

Cet ensemble, dépourvu de faune caractéristique, succédant au Toarcien terminal, est attribué à l'Aalénien. Sa limite supérieure, comme les autres distinctions à l'intérieur du Dogger, ne répond qu'à des critères lithologiques ou sédimentologiques.

11. **Bajocien. Calcaires recristallisés rougeâtres et calcaires oolithiques (25 m).** Bien visible dans la carrière de Lexos, la série attribuée au Bajocien comprend une succession de calcaires oolithiques ou granuleux associés à des faciès plus fins micritiques. La base est fréquemment et irrégulièrement envahie par des dolomitisations probablement

secondaires qui effacent partiellement les structures originelles. Au sommet peuvent également se développer des faciès de dolomie bréchique cargneuliforme. Un horizon oncolithique peut exister localement à la partie médiane de l'ensemble. Les fossiles sont très rares, essentiellement des foraminifères benthiques et des algues encroûtantes.

j2. **Bathonien. Calcaires fins ou oolithiques** (30-40 m). Tronqué par l'érosion, l'ensemble attribué au Bathonien correspond à 30-40 m d'une alternance de calcaires fins sublithographiques, à passées oolithiques, graveleux ou microbréchiques, et de minces bancs marneux parfois ligniteux. Les faciès finement stratifiés traduisent, par rapport au Bajocien sous-jacent, des tendances régressives de plus en plus accentuées et un milieu de plus faible énergie, avec périodiquement quelques récurrences plus franchement marines. La microfaune est assez riche, avec des foraminifères caractéristiques du Bathonien et des algues de plus en plus abondants vers le haut. Des formes naines de lamellibranches ont été également signalées (Durand-Delga, 1958).

Formations tertiaires

Les dépôts tertiaires, en dehors de placages résiduels qui parsèment vers l'Est la surface du Ségala, appartiennent pour l'essentiel à la zone synclinale dite "bassin de Varen" (Muratet, 1983), développée au voisinage de la faille de Villefranche entre les dômes structuraux à coeur permo-triasique de Villeveyre au Nord et de Marnaves au Sud (1/50 000 Albi). Ce petit "bassin" constitue par ailleurs le prolongement septentrional du "golfe de l'Albigeois" à sédimentation continentale, fluviale palustre ou lacustre, d'âge éocène à oligocène moyen.

eG. Grès de la Benguette ; eC. Conglomérat ferrugineux de Lez. Eocène moyen ? Ces couches détritiques, d'âge discuté, affleurent médiocrement aux alentours du village de Lez au Nord-Ouest de Laguépie, où ils recouvrent le socle cristallophyllien ou le Trias, scellant localement le rejeu tertiaire de la faille de Villefranche.

Les faciès comprennent (grès de la Benguette) des grès blancs quartzeux, des grès grossiers et des microconglomérats à ciment ferrugineux, fragments de roches métamorphiques et rares silex ou cherts. Localement (Lez) s'observent de véritables conglomérats à ciment ferrugineux abondant, plus ou moins silicifiés et à éléments non jointifs, désignés dans la littérature sous le nom de "conglomérat nougat".

Ces faciès apparaissent le plus souvent remaniés en blocs épars dans une matrice d'argiles ocres à graviers ou à l'intérieur de dépôts de type "sidérolitique" (Camp Rouge). Ces dépôts sont donc antérieurs au cycle sidérolitique et leur superposition, à faible distance, soit au Trias, soit au socle ancien, permet, à moins d'une improbable phase tectonique intra-triasique, d'exclure leur attribution, quelquefois avancée, au Trias. On peut en outre les rapprocher des grès ferrugineux présents plus au Nord dans d'autres bassins tertiaires de la marge rouergate (Compolibat, Maurs, Saint-Santin), qui paraissent s'intercaler entre un premier cycle de dépôts sans doute éocène inférieur ou moyen et un Éocène supérieur anté-Ludien (probablement Bartonien). Un âge éocène moyen a donc été

proposé pour le faciès présent ici. Vers l'Est et le Nord-Est la formation passe latéralement aux argiles à graviers.

e6-7. Argiles à pisolithes ferrugineux ; "sidérolitique" (Auversien-Ludien). Dépôts hétérogènes d'argiles ocre-jaune ou rouges, à graviers ou pisolithes ferrugineux plus ou moins remaniés, associés quelquefois à des grès, avec intercalations calcaires ou gypseuses. Ces faciès se rencontrent en affleurements ponctuels dans des pièges karstiques, fissures, poches, dépressions ou en véritables dépôts sur substratum anté-tertiaire ou sur les témoins détritiques du type grès des Benguettes. Leur puissance, extrêmement variable, peut atteindre 30 m.

Le passage aux formations carbonatées sus-jacentes attribuées au Ludien peut s'effectuer localement en relative continuité (Varen) mais est souligné ailleurs (Camp Rouge) par une nette discordance. Latéralement ces formations paraissent se confondre avec les dépôts atypiques des "argiles à graviers" du plateau des "ségalas".

Cet ensemble où le matériel sidérolitique apparaît le plus souvent remanié et transporté (sidérolitique de transport), est totalement dépourvu de fossiles.

Certaines analogies avec les dépôts du bassin d'Asprières plus au Nord permettent cependant de les rattacher, en partie au moins, à un cycle auversien (formation de Brugidou). A Varen même, l'apparente continuité avec les dépôts calcaires sus-jacents pourrait évoquer un âge plus tardif (Ludien).

e7. Calcaire de Varen (Ludien terminal). Ensemble de 10 à 20 m de puissance à dominante de calcaires palustres à lacustres susceptibles d'importantes variations latérales et limité à l'Ouest du méridien de Laguépie. Près de Varen la série calcaire, puissante de 20 m, surmonte en apparente continuité les argiles à graviers ferrugineux et comprend une succession de calcaires blancs et de calcaires marneux avec, vers la partie inférieure, quelques intercalations marneuses à bancs de gypse qui traduisent les tendances évaporitiques de ce milieu lacustre.

Un peu plus au Nord, au Batut, la série est discordante sur les assises à graviers ferrugineux et manifeste, en plus d'une tendance plus palustre à bioturbations et faciès pseudo-bréchiques, un net envahissement par des faciès détritiques : chenaux graveleux, calcaires gréseux et bancs de conglomérats.

Un de ces bancs de conglomérats et des marnes grises associées ont livré une abondante faune et flore à characées, mollusques et vertébrés. Cette association permet de dater du Ludien terminal l'ensemble lacustre de Varen et l'événement tectonique contemporain de la sédimentation qui entraîne un relèvement des marges du bassin et intéresse à la fois le massif cristallophyllien oriental et les structures actives du domaine sédimentaire (dôme de Grésigne, dôme de Villevayre).

Un certain nombre d'affleurements permettent de définir à l'intérieur du bassin lacustre la position d'au moins deux cônes détritiques à alimentation dominante du NNW (dôme de Villevayre) et de l'WSW (Grésigne).

Vers le Sud en particulier l'ensemble carbonaté de Varen est surmonté par des argiles à graviers et des conglomérats qui passent sous le calcaire stampien de Cordes. Ce qui s'accorde bien avec leur attribution au Ludien.

La faune rencontrée ici dans un environnement lacustre ou palustre se différencie très nettement des faunes de même âge livrées par les poches à phosphorite du Quercy. On peut citer pour les charophytes : *Chara*, *Sphaerochara*, *Rhabdochara*, *Nitellopsis* cf. *microstomella* et pour les vertébrés : chélonien, crocodiliens (*Diplocynodon* sp.) et mammifères (*Palaeotherium*, *Plagiolophus minor*, *Diplobune secundaria*, *Oxacron courtoisi*, *Amehiperatherium minutum*, *Peratherium cuvieri*, *Saturninia gracilis*, *S. tobieni*, *Gliravus priscus* *Gliravus* aff. *majori*, *Oltynomys platyceps*, *Theridomys aquatilis*, *Pseudoltynomys cuvieri*.

g1. Conglomérats de la Treyne. Oligocène inférieur. Cette formation succède en apparente conformité aux argiles à graviers ferrugineux ou, quand ils existent, aux "calcaires de Varen". D'une puissance pouvant atteindre 40 m, elle débute souvent par des assises argileuses rouges, éventuellement à nodules algaires, et s'enrichit vers le haut en éléments détritiques de plus en plus grossiers, jusqu'à constituer de véritables conglomérats à blocs émoussés très mal triés et à matrice carbonatée abondante. Ces éléments sont exclusivement constitués de calcaires liasiques empruntés vraisemblablement à la couverture des dômes de Villevayre et Grésigne, dont les conglomérats de la Treyne paraissent traduire le dernier épisode d'activité tectonique importante.

Recouverte par la formation du calcaire de Cordes bien datée du Stampien moyen (El Chellaï, 1982), la formation des conglomérats de la Treyne, qui succède au Ludien terminal, a été attribuée à l'Oligocène inférieur.

e6-g1. Argiles à graviers. Eocène supérieur-Oligocène. Aux marges orientales du bassin de Varen, les différentes assises tertiaires sont progressivement remplacées par un ensemble, désigné sous le terme "d'argiles à graviers", constituant à la surface des "ségals" des placages irréguliers. Le faciès, à argiles rougeâtres silteuses à graviers ou galets de quartz, paraît correspondre en fait au résultat d'altérations et de remaniements plio-quadernaires de matériaux divers, fluviatiles, lacustres ou résiduels, équivalents probables des formations identifiées dans les zones de bassin.

La notation compréhensive e6-g1 correspond en fait à la tranche de terrains les plus probablement impliquée dans cette formation.

p. Alluvions pliocènes de Sommard. Dans la zone de confluence de l'Aveyron et du Viaur s'individualisent, vers 250-300 m, soit une centaine de mètres au-dessus des cours actuels, d'importants placages de dépôts fluviatiles riches en galets de quartz et d'aspect bien différent des "argiles à graviers" mentionnées plus haut et avec lesquelles ils ont été souvent confondus.

Les affleurements les plus nets se rencontrent près de Sommard en rive gauche de l'Aveyron où ils ont été exploités comme sables et graviers. On en retrouve des témoins le long de l'Aveyron entre Belpech et La Borie-du-Rouergue, ainsi qu'à l'amont du Viaur dans la dépression de Saint-Christophe-Narhouth, et jusqu'aux abords du viaduc du Viaur (1/50 000 Naucelle) où ils ont livré des dents d'un *Elephas antiquus* caractéristique de la limite Pliocène-Quaternaire.

Vers l'Ouest, à la même altitude relative, des dépôts analogues se retrouvent en rive droite de l'Aveyron au Nord de Feneyrols. Ces alluvions plio-villafranchiennes atteindraient près de 80 m au Somnard. Les couloirs d'érosion qu'ils jalonnent correspondent approximativement aux tracés actuels du Viaur et de l'Aveyron dont l'évolution ultérieure se traduit surtout par l'enfoncement d'une centaine de mètres de leur cours ; leur tracé méandrique doit être en partie hérité, par antécédence, des cours antérieurs.

Formations superficielles

Fx. Alluvions anciennes des hautes terrasses. Au confluent de l'Aveyron et du Cérou, à l'intérieur des méandres du Riols, se rencontrent à des altitudes de 180 à 200 m, soit plus de 50 m au-dessus du cours actuel de l'Aveyron, des masses de cailloutis siliceux à matrice rubéfiée. Le témoin du Puech, dominant le village du Riols et culminant à 203 m, montre en outre vers sa base de gros blocs de quartz émoussés peu roulés. Deux hypothèses peuvent être envisagées concernant ces alluvions qui représenteraient soit niveau alluvial ancien étagé entre le très haut niveau plio-villafranchien de Somnard et les terrasses inférieures du Quaternaire, soit des témoins de ces mêmes niveaux plio-villafranchiens abaissés d'une cinquantaine de mètres par la faille de Villefranche.

Fy. Alluvions anciennes des moyennes terrasses. A l'aval du Riols existent de part et d'autre de l'Aveyron quelques témoins de terrasses anciennes d'un commandement de 20 à 30 m, dont les éléments bien roulés comprennent, en plus des éléments siliceux du socle, un certain nombre de chailles et de calcaires mésozoïques.

Fz. Alluvions récentes des basses terrasses. Ces dépôts alluviaux récents à actuels sont surtout bien développés dans la vallée de l'Aveyron et du Cérou, mais se rencontrent également dans nombre de vallées secondaires où ils ne prennent que des développements limités. Ils sont particulièrement exigus dans le domaine cristallin à l'Est de la faille de Villefranche, où aucun des cours d'eau n'a atteint un stade suffisant de maturité pour développer une plaine alluviale significative.

E. Eboulis. Dépôts de pentes de composition variée suivant les matériaux surincombants, à blocs et arènes dans le domaine granitique, à blocs calcaires et matrice argileuse sur les pentes du Lias supérieur, et cailloutis calcaires plus ou moins calibrés au pied des reliefs de l'Hettangien-Sinémurien et du Dogger.

E-C. Formation composite des versants et colluvions indifférenciées. Dépôts mixtes comprenant des colluvions argileuses et des éboulis à blocs, argiles, graviers, alimentés surtout par les formations tertiaires du Sud de la feuille. Ces dépôts mal caractérisés constituent un masque plus ou moins continu à la limite des formations tertiaires et de leur substratum permien.

R. Dépôts résiduels des plateaux. Les entablements du Dogger ou du Lias sont épisodiquement recouverts de placages argileux brun rougeâtre ou jaunâtre souvent finement sableux ou silteux. Les éléments divers qu'ils

peuvent contenir, fossiles décalcifiés, fragment de fossiles silicifiés, rares quartz cariés, incitent à voir là des dépôts résiduels du style "terre des Causses", où des reliques autochtones provenant de la décalcification sur place du matériel calcaire peuvent être mêlées à des apports détritiques hérités des anciennes surfaces d'érosion, tertiaires ou quaternaires.

C. Colluvions. Dépôts faiblement transportés, tapissant les replats ou les pentes faibles sur substratum généralement marneux. Généralisées sur les assises marneuses du Lias, elles n'ont été distinguées que lorsque leur continuité et/ou leur épaisseur interdisait la reconnaissance de leur substratum. Celles qui sont alimentées par les alluvions anciennes quaternaires (Fx) ou pliocènes (P) présentent un aspect et une nature très proches du matériau d'origine.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

TECTONIQUE ET MICROTECTONIQUE

Domaine hercynien

Plusieurs coupes d'Est en Ouest, perpendiculaires à la structure globalement monoclinale et caractérisée par des pendages de la foliation parfois assez forts vers l'Ouest, permettent de vérifier "l'inversion zonéographique" signalée par Roques (1941) : les gneiss mésozonaux reposent sur les schistes épizonaux. Chaque unité s'individualise par des caractères microtectoniques différents.

La série épizonale

Trois familles de microstructures superposées peuvent y être reconnues :

– **microstructure 1.** Elle est liée à la genèse d'une foliation S1, probablement horizontale à l'origine, dans laquelle se sont formées des lentilles de quartz d'exsudation, ou, dans les porphyroïdes, quelques filons de pegmatoïdes. Cette foliation est plan axial de rares plis isoclinaux aigus, centimétriques à décimétriques, d'orientation N 350 W à N 030 E après rabattement. Les linéations d'intersection S0-S1 qui peuvent être rapportées à cette phase sont rares ; aucune méga-structure ne semble lui être associée ;

– **microstructure 2.** Elle se rapporte à une phase tangentielle représentée par un plissement isoclinal (d'axes N 090 E à N 180 E), de S1 dans des conditions synschisteuses. Dans les charnières arrondies des plis P2, la foliation est du type crénulation, tandis que dans les flancs de ces plis, elle est parallèle à S1 : la foliation régionale est donc une foliation composite S1-S2 qui porte fréquemment une linéation minérale L2 parallèle aux axes des plis P2. Dans les porphyroïdes, cette linéation minérale est également parallèle aux fibres de quartz cristallisées entre les tronçons de feldspaths fracturés et allongés dans cette direction, ce qui indique que dans ce matériel au moins, L2 est aussi une linéation d'étirement. Le sens de déversement apparent des plis P2 est variable, mais reste cohérent sur de grandes distances, et témoigne, le long des coupes, que des plis couchés au moins hectométriques se sont formés pendant cette phase ;

– **microstructure 3.** Elle correspond à des plis en chevrons ouverts, à plans axiaux redressés parfois matérialisés dans les charnières les plus aiguës par une schistosité locale de pli-fracture ; cette phase témoigne d'un épisode de déformation souple. Ces microplis sont surtout abondants dans les niveaux pélitiques, plus compétents. Dans ce cas, leurs axes matérialisent généralement une linéation de crénulation L3. Régionalement, deux directions conjuguées sont développées : N 130 E à N 180 E, d'une part et N 025 E à N 055 E d'autre part. Ces microstructures sont contemporaines du replissement de la foliation à grande échelle.

La série gneissique

Les *orthogneiss* sont caractérisés par une linéation L, de direction moyenne N 170 E, quelle que soit l'attitude de la foliation.

La foliation est bien marquée par les micas qui moulent les yeux feldspathiques ou quartzo-feldspathiques. Cette linéation et cette foliation sont les seules microstructures qui soient pénétratives à l'échelle des massifs. Le fait que L conserve une orientation constante, même là où la foliation tourne autour des massifs basiques (Sud du massif de Najac), démontre que ces deux directions sont primaires : la flexion de la foliation n'est pas liée à un replissement tardif, qui dans ce cas, devrait affecter également la linéation. Localement, foliation et linéation sont replissées par des plis en chevrons ou des kink-bands de direction N 160 E à N 180 E.

L'étude microtectonique détaillée de ces roches montre que la structure traduit un cisaillement dont la direction est matérialisée par L. Ce cisaillement se fait vers le Sud (Bodinier et Burg, 1980-1981).

Les *paragneiss* montrent une foliation précoce replissée par des plis d'axe N 110 E à N 120 E synschisteux, la foliation est composite (S1-2). Elle est ensuite réutilisée par un cisaillement tardif. Cet épisode s'accompagne de la rétomorphose décrite précédemment. Les microstructures 3 sont identiques à celles de la série épizonale : elles constituent des plis en chevrons de direction N 140 E à N 180 E, centimétriques à décimétriques, particulièrement développés dans les niveaux rétomorphosés.

Les massifs basiques et ultrabasiques

Homogène à la périphérie des massifs, la déformation est fondamentalement hétérogène au coeur où elle est localisée, dans le massif de Najac par exemple, dans les bandes de flaser-gabbros et d'amphibolites qui moulent les boudins de gabbros et de péridotites à textures magmatiques ou granulitiques (coronites) bien conservées. Ces zones de déformation sont caractérisées par le développement d'une foliation de plus en plus pénétrative à travers l'évolution gabbros-flaser-gabbros-amphibolites. Dans les faciès les plus amphibolitisés, des clastes de grandes amphiboles développées sur S1 dessinent une rare linéation N 100 à N 120 sur la foliation majeure, marquée par l'allongement de petites hornblendes néoformées ; l'hétérogénéité de la déformation est particulièrement nette dans la série ultrabasique où des lentilles de chloritites massives sont isolées dans des bandes de chloritites schisteuses à foliation nette. Aucune linéation n'est alors visible.

"La leptynite de la Capélanie" : un niveau mylonitique

Déjà signalée par Roques (1941), elle est ensuite décrite par Collomb (1970). Peu puissante (une vingtaine de mètres au maximum), elle montre cependant une extension latérale plus importante que ne le pensaient ces auteurs, puisqu'elle jalonne systématiquement le contact série épizonale—orthogneiss. Cette formation est caractérisée à l'affleurement par un grain très fin et un débit en plaquettes. En lame mince, le quartz en ruban domine, les phyllosilicates (muscovite et chlorite jaunâtre, très fraîches) sont régulièrement alignés dans la foliation. Albite et microcline forment typiquement de petits yeux ovoïdes ("structure microamygdalaire" : Collomb, 1970). Cet auteur souligne la similitude minéralogique de ces feldspaths avec ceux des orthogneiss. Plusieurs coupes nous ont montré que l'on passe de façon continue, par déformation croissante, des orthogneiss porphyroblastiques à la leptynite, par l'intermédiaire de faciès porphyroclastiques que l'on retrouve localement à l'état d'amandes allongées, centimétriques, dans les faciès leptynitiques. La présence de ces amandes témoigne de l'hétérogénéité de la déformation.

Finement folié, ce niveau montre une linéation parallèle à celle des orthogneiss. Elle est également parallèle aux axes de plis centimétriques isoclinaux et intrafoliaux, aux charnières aiguës et à déversement apparent, aussi bien vers l'Est que vers l'Ouest. Dans les plans de la roche perpendiculaires à S et L des structures annulaires correspondent à des plis en fourreau. Les études expérimentales ont montré que ce type de microstructure est compatible avec un modèle de déformation progressive en cisaillement, et que l'axe de ces fourreaux, parallèle à la linéation, correspond à la direction de cisaillement.

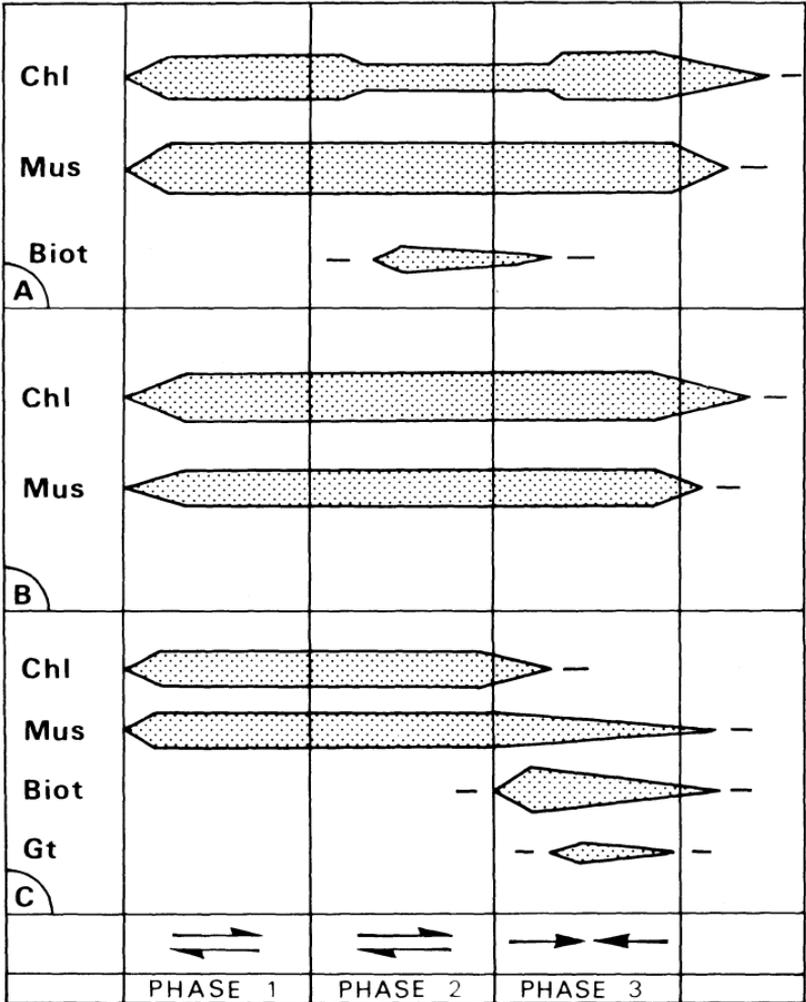
Le passage progressif de la "leptynite de la Capélanie" aux orthogneiss qui la surmontent, sa situation à la limite de la série gneissique et de la série épizonale, les plis en fourreau N-S, le caractère pénétratif de toutes les microstructures qui s'y trouvent, son grain très fin résultant d'une déformation hétérogène et la dissymétrie des fabriques de quartz mesurées (Bodinier et Burg, 1970-1981), permettent de conclure que ce niveau représente une zone mylonitique développée à la base et aux dépens des orthogneiss. Ce niveau mylonitique souligne un charriage vers le Sud de l'ensemble de la série gneissique sur la série épizonale.

Relations cristallisation—déformation

L'étude pétrostructurale permet, grâce à l'utilisation des critères classiques de relation cristallisation—déformation (Bard, 1980), de préciser cette évolution par rapport aux différentes microstructures reconnues en lame mince. Les indices observés dépendent de plusieurs facteurs et c'est avec réserves que les résultats suivants doivent être considérés.

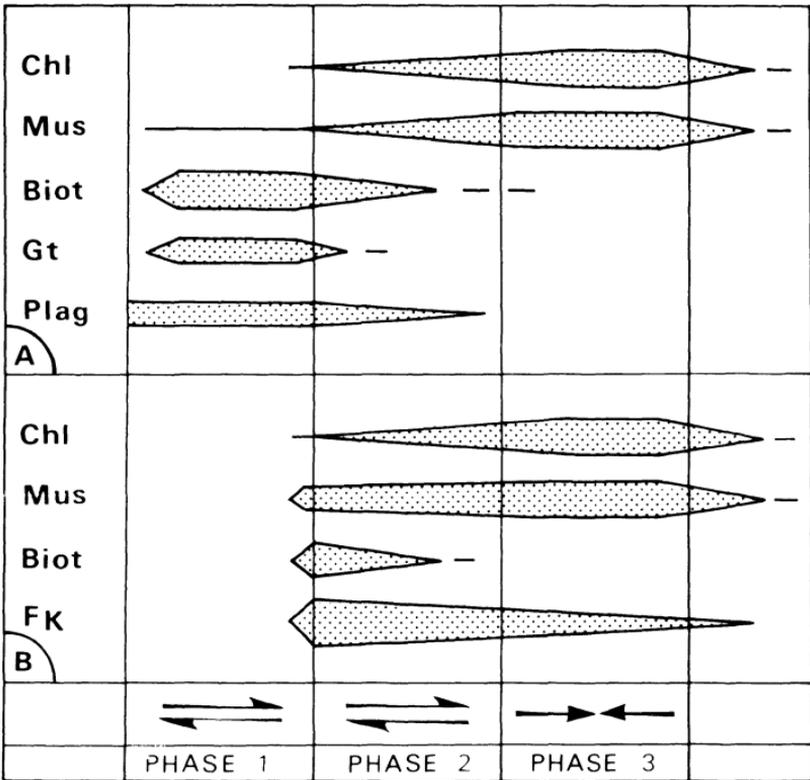
La série inférieure épizonale (fig. 4)

La *phase 1* est associée à un métamorphisme épizonal à chorite-muscovite, uniformément développé à l'échelle régionale.



Chl : Chlorite; Mus : Muscovite; Biot : Biotite; Gt : Grenat. A) Région de Lagarde-Viaur (feuille Najac), à moins de 2 km de la Capélanie, vers l'est. B) Région de La Salvetat-Peyralès à Mirandol-Bourognauc (feuille Naucelle, 8 à 13 km environ de la Capélanie, vers l'est). C) Région de Pont de Tanus (feuille Naucelle, 18 à 25 km de la Capélanie, environ).

Fig. 4 - Relation cristallisation-déformation dans la série épizonale inférieure



Plag : Plagioclase; Fk : Feldspaths potassiques; Chl : Chlorite; Mus : Muscovite; Biot : Biotite, Gt : Grenat.

A) Paragneiss; B) Orthogneiss.

Fig. 5 - Relations cristallisation - déformation dans les termes acides de la série gneissique

Pendant la *phase 2*, la biotite apparaît dans le domaine situé sous le chevauchement, clairement exprimée dans le secteur occidental, on ne la retrouve pas dans les régions plus orientales. Si l'on admet que les isogrades du métamorphisme sont parallèles, ou proches du plan de foliation, le métamorphisme épizonal prograde associé à cette phase est donc en métamorphisme inverse.

Au cours de la *phase 3*, au contraire, la biotite (\pm grenat) se développe largement en arcs polygonaux dans le secteur oriental ("micaschistes du Pont-de-Tanus"; Collomb, 1970), tandis que la biotite née sous le chevauchement tend à se déstabiliser (métamorphisme prograde normal).

Orthogneiss et paragneiss (fig. 5)

La cristallisation magmatique des *orthogneiss* semble apparaître vers la fin de la première phase de déformation observée dans les *paragneiss*. Ce fait est corroboré par la métasomatose de ces derniers, associée à la mise en place des laccolithes ; on se souvient en effet, que ce phénomène est d'abord exprimé sous la forme de filonnets aplitiques, obliques sur une première foliation, et eux-mêmes replissés de façon isoclinale et synschisteuse par la phase 2 des *paragneiss*. Les seules microstructures représentées dans les *orthogneiss* doivent être attribuées également à cette phase 2. Ces observations et le fait que la foliation moule les massifs basiques et ultrabasiques, tandis que la linéation conserve une direction constante, nous permettent de conclure que leur mise en place est synchronématique.

Dans les *paragneiss*, on reconnaît clairement, sur les microstructures de phase 1, l'assemblage : biotite-grenat-plagioclase (An 20) \pm muscovite. Pendant la phase 2, cet assemblage évolue vers une paragenèse à muscovite et chlorite stables au cours de la phase 3.

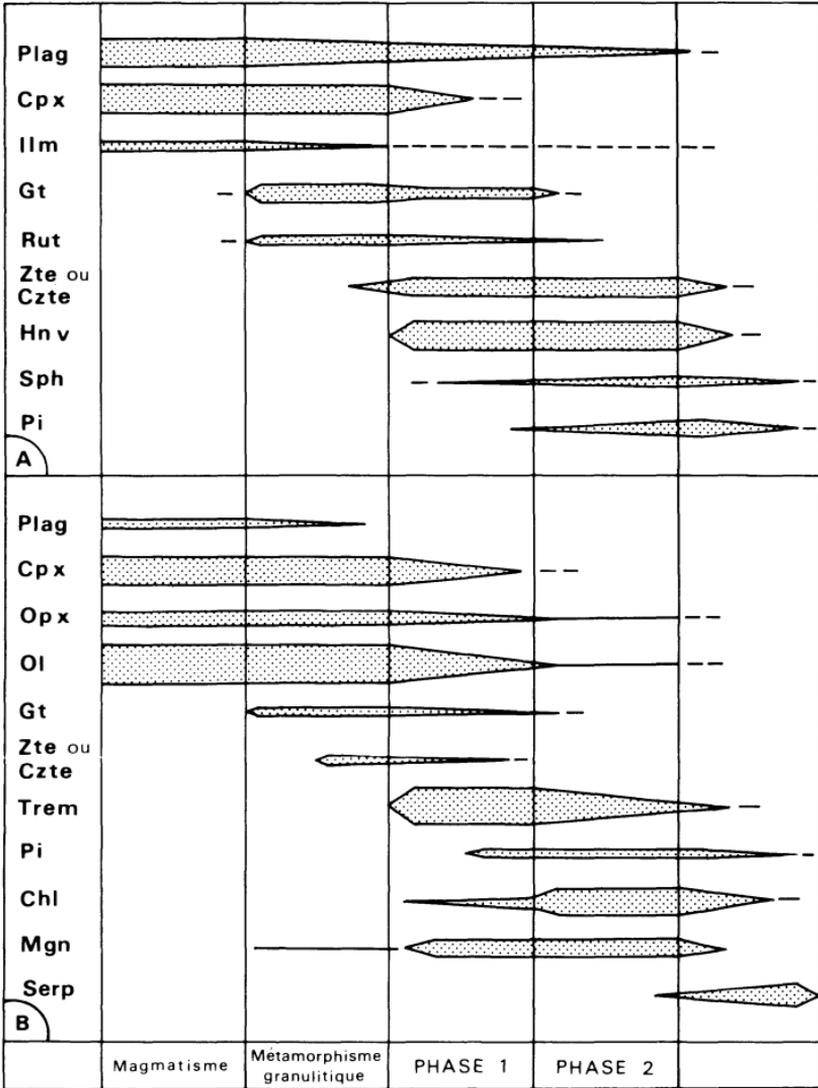
Roches basiques et ultrabasiques (fig. 6)

Leur évolution a déjà été décrite en détail. Initialement portées dans un faciès granulite HP-HT, les roches basiques et ultrabasiques du massif de Najac sont ensuite rétrotransformées au cours d'une déformation tangentielle polyphasée dans les faciès amphibolite à grenat-zoisite et amphibolite à épidote-chlorite.

Corrélations et discussion

Dans la série gneissique, les minéraux typiques de la première association reconnue ne permettent pas de préciser les conditions thermodynamiques du métamorphisme (épizone profonde ou mésozone?). Toutefois, la phase 1 dans les *paragneiss* se développe pendant la déformation tangentielle précoce des roches basiques et ultrabasiques ; il est donc possible de leur attribuer les conditions de formation de la mésozone profonde à moyenne, l'absence de phase typique étant liée à leur caractère faiblement alumineux.

Les conditions épizonales, contemporaines de la phase 2 dans ces termes, sont bien sûr communes aux *orthogneiss*. Pendant cette phase, l'évolution de la série gneissique rejoint les conditions du métamorphisme prograde de la série épizonale.



A) Termes basiques et amphibolites dérivées; B) Ultrabasiques et faciès dérivés. CPX : Clinopyroxène; OPX : Orthopyroxène; OI : Olivine; Ilm : Ilménite; Mgn : Magnétite; Rut : Rutile; Zte : Zoisite; Czte : Clinozoisite; Pi : Pistacite; Hn V : Hornblende verte; Trem : Trémolite; Sph : sphène; Serp : Serpentine.

Fig. 6 - Relations cristallisation-déformation dans le massif de Najac

Pendant la phase 3 qui affecte toutes ces séries, le caractère normal du métamorphisme est attesté par la persistance de la rétro-morphose dans les gneiss et les roches basiques et ultrabasiques, une relative stabilité des assemblages du sommet de la série épizonale, et par le métamorphisme prograde vers la base de cette dernière.

Conclusions

Les arguments en faveur de l'allochtonie des séries gneissiques sont essentiellement d'ordre zonéographique et microtectonique :

– *arguments zonéographiques* : l'évolution métamorphique des gneiss est significativement différente de celle des séries épizonales sur lesquelles ils reposent. L'inversion zonéographique qu'avait déjà remarquée Roques (1941) est d'autant plus accusée que l'on s'adresse à des assemblages anciens. Mais ici, cette inversion ne résulte pas seulement d'une disposition inverse et originelle des isogradés, mais surtout de l'évolution tardive du chevauchement de séries de haut-grade sur des séries épizonales.

– *arguments microtectonique* : le contact du gneiss avec les micaschistes sous-jacents est un contact mylonitique parallèle à la foliation initialement plate. Cette zone mylonitique atteste de la nature tectonique de ce contact au niveau duquel la déformation synmétamorphe se traduit par des plis en fourreau et une linéation N-S qui représente la direction de mouvement du chevauchement vers le Sud.

Nous proposons que *l'histoire tectono-métamorphique* des séries cristallophylliennes du Rouergue occidental puisse alors se résumer ainsi :

– des roches basiques et ultrabasiques, dont certaines sont affectées par un métamorphisme granulitique sont impliquées dans un charriage de séries paradérivées (actuellement les paragneiss), dans des conditions mésozonales. Ce premier stade de la déformation tangentielle est associé à la rétro-morphose de ces termes basiques et ultrabasiques dans le faciès amphibolite ;

– pendant l'évolution de ce chevauchement, et toujours en mésozone, des laccolithes syéno- à monzogranitiques se mettent en place de façon syn-cinématique au niveau des contacts. L'ensemble est charrié ensuite dans des conditions épizonales sur des séries micaschisteuses (schistes à chlorite-muscovite), où se développe un métamorphisme inverse. L'évolution tangentielle s'achève enfin par des mouvements tardifs au niveau du contact qui sont à l'origine des glissements observés sur les plans de foliation ;

– l'ensemble est ensuite repris par une tectonique de serrage et de crénulation qui développe des plis droits, tandis que le métamorphisme reprend un caractère normal.

Par corrélation avec les autres régions du Massif central, et en particulier du Rouergue, nous rattachons tous ces phénomènes à l'orogénèse varisque, qui précède la mise en place de la granodiorite de Villefranche.

Compte tenu de la proximité de ce charriage avec la faille de Villefranche, il est difficile de savoir si, dans sa position actuelle, il est enraciné (il représenterait alors une écaille d'une vingtaine de kilomètres de flèche, tout au plus). Ou s'il s'agit d'une nouvelle klippe à rattacher aux charriages reconnus à Marvejols (Briand, 1973 ; Pin, 1979). Une klippe intermédiaire, dans la région de Decazeville (Burg et Matte, 1977),

présente en effet les mêmes caractères généraux et nous pensons qu'un charriage, alors d'environ 150 kms, rendrait compte, mieux qu'une "écaille", du métamorphisme inverse que l'on observe ici, comme dans la région de Decazeville, et au-delà dans les séries du Lot (Briand et Gay, 1978). Le caractère de moins en moins métamorphique de l'autochtone vers le Sud s'accorde de plus avec le sens de mouvement reconnu ici, comme à Marvejols (Faure *et al.*, 1979).

Tectonique post hercynienne

Après la fin du plissement hercynien, au Carbonifère inférieur, la région appartient au domaine stable du Massif central et réagira dans un style essentiellement cassant aux diverses contraintes qui vont se succéder jusqu'à l'époque actuelle. La plupart des accidents qui contrôlent cette évolution trouvent leur origine lors des réajustements "tardi-hercyniens" qui voient se former les grandes dislocations où s'installent la sédimentation des bassins houillers paralicques d'Alès, Saint-Etienne, Brive etc. Cinq grandes familles d'accidents peuvent être individualisées sur le territoire de la feuille Najac.

Tectonique cassante

- Une première famille de direction N 20° comprend les failles de Villefranche et de Marnaves ainsi que leurs satellites, nées en décrochement senestres au début du Stéphanien dans le prolongement du "Grand Sillon Houiller". Les dépôts stéphanien de Najac et Laguéprie paraissent liés à un contexte local de distension développé dans la zone de relais entre les deux segments principaux (failles de Najac-faille de Marnaves). Les mêmes accidents jouent à nouveau un rôle important au Cénozoïque, en liaison avec la phase de compression pyrénéenne, avec à nouveau coulissage senestre et un abaissement important du domaine occidental par rapport au bloc oriental.

- Une deuxième famille est constituée par les réseaux de failles Nord-Sud qui se développent d'une part dans le socle entre Najac et Laguéprie, d'autre part dans la couverture du dôme de Varen au Sud-Ouest. Les premières, scellées par des filons de quartz et de microgranite, témoignent d'au moins deux périodes d'activité anciennes (hercynien à tardi-hercynien) tandis que les secondes seraient impliquées dans les déformations cénozoïques.

- Une troisième famille comprend un petit nombre d'accidents d'orientation NE-SW qui affectent surtout la terminaison méridionale du granite de Villefranche et sont fréquemment scellés par des filons de quartz. Ils appartiennent vraisemblablement au cortège d'accidents tardi-hercyniens et ne paraissent pas se manifester dans le domaine de couverture.

- Une famille d'accidents orientés NW-SE à WNW-ESE se rencontre d'une part dans le socle affectant la bordure orientale du granite de Villefranche, scellée par des filons de quartz et/ou des minéralisations et interrompue par la faille de Villefranche, d'autre part dans la couverture avec les failles d'Alzonne et de Selgues en particulier qui montrent localement une évolution en faille inverse clairement liée à la compression

pyrénéenne. On peut donc penser que cette direction est héritée de l'époque tardihercynienne.

● Enfin une famille de direction à peu près E-W est représentée par la faille de Saint-Martin-Laguépie à l'Est du décrochement de Villefranche-Marnaves, qui effondre son compartiment méridional avec sa couverture permienne. L'accident est interrompu par la faille de Marnaves et scellé par les dépôts cénozoïques.

Dans la couverture mésozoïque vers l'Ouest, quelques accidents à rejet modeste se retrouvent avec une direction identique, le long de la vallée de l'Aveyron. On sait qu'une telle direction contrôle, plus au Nord (détroit de Rodez, Brive...), l'installation et la sédimentation des dépôts. Ici l'exiguïté des affleurements ne permet pas de vérifier le rôle de ces accidents par rapport à la sédimentation permienne.

Déformations souples

Des flexurations avec rebroussements de couches de style compressif s'accompagnent localement de rejeux de faille inverse, notamment le long de failles NW-SE affectant les terrains mésozoïques et surtout le long des accidents qui affectent le coeur permien de la structure de Villeveyre.

La couverture sédimentaire, à l'Ouest et le long du grand accident de Villefranche-Marnaves, est affectée par de larges structures en dômes ou demi-dômes qui, dans un environnement de Jurassique inférieur, amènent à l'affleurement un coeur de Trias (Vaour) ou de Permo-Carbonifère, voire de socle (Villeveyre). Dans un contexte par ailleurs tabulaire, ces structures sont délicates à interpréter. On peut avancer à cet égard l'hypothèse de plis d'entraînement le long du grand accident décrochant de Villefranche, au cours de la compression pyrénéenne. Le phénomène s'accuse encore, plus au Sud avec le dôme de Grésigne dont la surrection (entre le Priabonien moyen et le Stampien moyen) a alimenté d'importantes brèches syntectoniques.

En résumé, les principales étapes de l'évolution post hercynienne peuvent être ainsi esquissées :

– la fracturation tardihercynienne imprime au socle nouvellement formé les principales directions d'accidents qui en gouverneront l'évolution postérieure. Dans un contexte de compression N-S, le grand décrochement de Villefranche commence à jouer en contrôlant la formation des petits bassins houillers de Najac-Laguépie et plus au Sud de Carmaux ;

– une fracturation E-W propre au Permien a été décrite régionalement (Delsahut, 1981) et est signalée également plus au Nord (Brive, Rodez). Elle paraît liée à une période de distension qui contrôle le "débordement des aires de sédimentation permienne par rapport aux bassins stéphaniens" ;

– une légère discordance des terrains triasiques marque ici l'existence d'une phase tectonique (phase palatine) dont les manifestations sont par ailleurs peu décelables ;

– on ne connaît pas d'indices précis des événements d'ampleur limitée qui se succèdent durant le Mésozoïque et le début du Paléogène. Plus au Nord, dans la région de Figeac notamment, a été clairement décelée une phase

de distension E-W avec failles normales subméridiennes contemporaines de la sédimentation liasique ;

– à l'Eocène moyen-supérieur, le rejeu de l'accident de Villefranche, coulissage et affaissement du bloc occidental, s'accompagne de rejeux de faille inverse suivant les directions perpendiculaires (E-W à NW-SE), et de la surrection des dômes de Villevayre et Vaour. Entre ces points hauts se dessinent une ou des gouttières progressivement comblées par les dépôts ludiens à oligocènes, probablement syntectoniques. Tandis que se poursuit pendant l'oligocène la surrection du bloc rouergat ;

– cette évolution a pu se perpétuer jusqu'à la période actuelle. Une étude de comparaison des nivellements a décelé en effet un certain nombre d'anomalies le long de la faille de Villefranche et indiquent la même tendance au relèvement du Rouergue par rapport à l'Aquitaine. L'ampleur du mouvement paraît toutefois très faible et aucune sismicité anormale ne se manifeste sur le parcours de cet accident.

MORPHOLOGIE

Les traits morphologiques de la région sont la résultante complexe d'une lithologie très diversifiée des roches à l'affleurement et de la succession de périodes d'érosions multiples entrecoupées de périodes de déformation ou de variations des niveaux de base.

De manière simplifiée on peut distinguer deux grands stades et types d'érosion.

Evolutions anciennes ; surfaces d'érosion

Entre la fin du plissement hercynien et la fin du Paléogène, la région a été soumise à une série de pénéplanations plus ou moins achevées et périodiquement remises en cause par des périodes de déformation. A la fin du Trias se trouve réalisée une première surface d'érosion, fossilisée aujourd'hui sous les dépôts mésozoïques à l'Ouest de la faille de Villefranche, déformée avec eux et plus à l'Est largement démantelée par les évolutions ultérieures. Un nouveau cycle de pénéplanations se succède du Crétacé supérieur à l'Oligocène supérieur, dont les stades successifs peuvent être recherchés en analysant les altitudes et les déformations des dépôts continentaux ou lacustres de cette époque. Ce cycle aboutit, vers la fin de l'Oligocène, à la surface polygénique actuellement conservée par les zones tabulaires et dont les argiles à graviers et autres dépôts du même âge soulignent à peu près la configuration, avec des altitudes décroissantes en Est ou Ouest de 600 m à 350 environ. Un drainage Est-Ouest remplaçant alors la structuration Nord-Sud dominante jusque là. Certains des stades successifs de cette surface ont enregistré les déformations récentes dont les plus nettes sont les dômes de Marnaves et Villevayre, où les altitudes dépassent sensiblement les plateaux environnants (une centaine de mètres environ), et la faille de Villefranche dont le rejet dans la région de Villefranche même, autour des "ségélas" et le Causse de Limagne, paraît ici plus modeste (moins de 100 m).

Evolutions récentes

Les rares témoins néogènes, d'origine fluviatile, nous signalent la mise en place, sur la plate-forme paléogène basculée vers l'Ouest, d'un réseau de drainage faiblement encaissé qui préfigure les principaux écoulements actuels. Depuis cette époque, les niveaux de base s'étant brusquement abaissés, l'érosion régressive a entrepris le démantèlement de l'ancienne plate-forme. L'érosion différentielle dégageant les assises les plus tendres laisse en relief les barres rocheuses du Lotharingien, du Domérien supérieur ou du Dogger par exemple. Faute d'écoulements superficiels, les grands ensembles calcaires sont voués à une évolution karstique. Parallèlement, le réseau de drainage s'encaissait progressivement, développant dans les zones imperméables du Ségala un dense chevelu. Quelques périodes de stabilité ont laissé leur empreinte sur le paysage, avec d'une part le "couloir" d'érosion faiblement encaissé où sont conservés les placages alluviaux pliocènes au confluent du Viaur et de l'Aveyron et, d'autre part, le long de l'Aveyron, les étroites plaines alluviales qui n'ont une importance notable qu'à l'aval de Laguëpie et sont imputables aux plus récentes périodes du quaternaire (Würm).

CLIMAT ET VÉGÉTATION

Les influences atlantiques sont ici dominantes avec une pluviométrie moyenne de 800 m/m par an à répartition relativement uniforme.

Dans le Rouergue, en région des "ségals", les prairies et châtaigneraies ont longtemps dominé sur les cultures, en raison des sols siliceux et pauvres quoique souvent assez profonds sur les altérites et les épandages tertiaires qui jalonnent l'ancienne pénélaine. La pratique généralisée du chaulage et des amendements a récemment transformé la vocation traditionnelle de cette région, lui permettant des cultures variées et d'un bon rapport : fourrages, céréales, pommes de terre... Les pentes souvent raides et à sols superficiels restent en revanche vouées aux taillis et à de rares châtaigneraies.

A l'Ouest de la faille de Villefranche, la variété des terrains affleurants engendre plusieurs types de végétations :

- les affleurements gréseux du Trias et Permien offrent des caractéristiques voisines de celles des terrains cristallins, avec boisements médiocres et quelques cultures sur surfaces planes nommées ici aussi "ségals" ;
- les zones d'affleurement du Lias inférieur calcaréo-dolomitique offrent les caractères de petits "causses" entaillés de ravins abrupts et dépourvus de drainage superficiel. Les terres sèches et caillouteuses n'accueillent que de maigres forêts et taillis de chênes et épineux. Quelques cultures profitent des accumulations locales, toujours exiguës de matériaux résiduels argileux de type "terre des causses" ;
- les zones d'affleurement du Lias moyen-supérieur à dominante marneuse ou marno-calcaire correspondent à la région du "Terrefort", vaste entablement plus ou moins régulier accueillant des cultures variées, céréales, fourrages, et quelques vignes sur les pentes les mieux exposées. Au milieu de la série marneuse, les calcaires roux à *Pecten* du Domérien supérieur déterminent une corniche boisée qui constitue un site privilégié pour la localisation de nombreux hameaux ou villages : cette localisation profite

à la fois des nombreuses sources qui sortent à la base de cette corniche, des facilités qu'elle offre aux constructions (matériaux et fondations stables), enfin des sols riches et bien drainés que supportent les calcaires souvent très altérés.

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 calcaires, la solubilité des roches carbonatées (karstification), la structure des corps sédimentaires, l'évolution géomorphologique des aires d'affleurement.

Dans le cadre de la feuille, ces facteurs déterminent trois 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 de fissures et de chenaux karstiques dans certaines formations : Lias inférieur, Jurassique moyen ;
- des réservoirs à porosité d'interstices dans les terrains tertiaires et les alluvions de la vallée de l'Aveyron et des vallées secondaires.

Ces aquifères ont fait l'objet d'une description détaillée dans le cadre de l'évaluation des ressources hydrauliques des départements du Tarn-et-Garonne et de l'Aveyron par le BRGM (Soulé, 1978 ; Roche, 1979).

Aquifères du socle cristallin et cristallophylien

Les séries métamorphiques et les roches cristallines paléozoïques 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 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 du Lias inférieur

Au-dessus des formations détritiques ou argileuses de la base (Hettangien basal ou Trias supérieur?) qui constituent un mur imperméable, les dépôts carbonatés de l'Hettangien, du Sinémurien, du Lotharingien et du Carixien constituent un réservoir aquifère de fissures et de chenaux karstiques. Au Sud de Parisot, le système karstique de l'Iffernet de Cornusson (Cavaillé et Marty, 1962) est localisé dans les calcaires du Sinémurien.

En direction de l'Ouest, cet aquifère s'enfoncé progressivement, sous le Lias moyen et supérieur argilo-marneux, pour constituer un aquifère captif.

Il existe également, au sein des formations marneuses du Lias supérieur, un aquifère karstique dans le Domérien supérieur calcaire, mais son extension est réduite.

Aquifère du Jurassique moyen

Les calcaires et dolomies du Bajocien affleurent seulement sur la limite occidentale de la feuille et à l'Ouest de Varen ; ils sont le siège de circulations aquifères de type karstique perchées sur les marnes toarciennes.

Aquifère des terrains tertiaires

Les "argiles à graviers" pliocènes du couloir du Viaur et les altérites rubéfiées, recouvrant le socle cristallophyllien principalement à l'Est de la faille de Villefranche, peuvent localement être le siège de circulations d'eau. Généralement captée par puits, cette ressource est peu importante.

Les limons de plateaux, supportés par les calcaires liasiques et localisés à l'Ouest de la vallée de la Seye, ne sont pas aquifères ; toutefois ceux-ci contribuent, par leur nature filtrante, à une amélioration locale de la qualité des eaux du karst sous-jacent.

Aquifère des terrains quaternaires

Les dépôts alluviaux de la vallée de l'Aveyron aux environs de Monteils et en aval de Laguépie, dont l'épaisseur à l'aplomb de surcreusement peut atteindre 5 à 7 m, sont généralement aquifères.

Les alluvions des vallées secondaires, de composition argilo-limoneuse, sont très peu perméables. Dans certaines vallées, quelques accumulations locales de cailloutis calcaires forment des aquifères exploitables pour des besoins locaux. Dans ce cas, des puits ou des excavations, qui ajoutent l'intérêt d'une réserve d'eau à la productivité propre de l'ouvrage, permettent leur utilisation pour l'irrigation des cultures.

MATÉRIAUX DE CARRIÈRE, MINES

Dans cette région à vocation essentiellement agricole, **les exploitations de matériaux de carrière** sont relativement peu nombreuses.

La plus importante, à Lexos, exploite les calcaires du Dogger pour une cimenterie.

Près de Laguépie, les amphibolites sont exploitées par concassage pour utilisations routières et granulats.

A Sommar, les dépôts alluviaux pliocènes sont extraits épisodiquement comme sables et graviers.

Quelques carrières anciennes sont aujourd'hui abandonnées à Puech Mignon et au Nord de Varen, où les calcaires du Dogger et du Lias étaient utilisés pour la construction.

Gîtes minéraux : les gîtes recensés ont été portés dans le tableau 1.

Nom du site	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
L'ESPAGNIÉ	2.4001	Cu, Pb	Quartz Chalcopryrite Pyrïte Galène Cuivre natif Malachite Azurite Goethite Pyromorphite	Filon D = 290° P = 70 à 80° Puissance : 0,1 à 3 m	Micaschiste Rhyolite	Travaux anciens consistant en une petite galerie ouverte au niveau de la voie ferrée et servant pour un captage d'eau.
LE BASTIT CANTAGREL	2.4002	Cu, Mn	Quartz Chalcopryrite Pyrïte Goethite Oligiste Cuprite Malachite "Wad"	Filon	Micaschiste Orthogneiss	2 filons travaillés par décapages et une descenderie en partie effondrée, haldes - une poche cuprifère aurait été dépilée
NAJAC TUNNEL- SOUBASSEMENT EGLISE	2.4003	Cu	Quartz Chalcopryrite Pyrïte Malachite	Filon D = 315° P = 90° Puissance : 1 à 2 m	Micaschiste	Un travers-banc, 75 m, creusé au-dessus du tunnel de chemin de fer a tenté en vain de retrouver ce filon visible sous l'église. Minéralisation liée aux ramifications
SAUTOU	2.4004	Cu	Quartz Barytine Chalcopryrite Pyrïte Malachite Azurite Oxyde de manganèse Goethite Limonite	Filon D = 300° P = 70° Puissance : 2 m	Grès, arkose Calcaire	Exploitation à différentes époques, galeries, puits, effondrés ; petite carrière, haldes.
BONNEFON	2.4005	Ba	Barytine	Filon	Grès, calcaire	Exploitation vers 1960

TABLEAU 1 - Gites et indices minéraux

Nom du site	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
FERRAGUT	3.4001	Ba, Cu	Quartz Barytine Calcite Gypse Sidérite Chalcopyrite Covellite Chalcocite Pyrite Mispickel Oligiste Azurite Malachite	Filon D = 315° P = 70° Puissance : 0,2 à 0,6 m	Micaschiste Amphibolite Mylonite	Au niveau de la voie ferrée une recherche de 20 m. Au-dessus du tunnel de Cassagne exploitation de barytine - Travaux effondrés et noyés
L'ALÉGRIE LA LEGRIE CASSAGNE	3.4002	Cu, Pb	Quartz Sidérite Calcite Chalcopyrite Covellite Chalcocite Galène Cuivre gris Skutterudite Smaltite Pyrite Cobaltite Gersdorffite	Filon P = 315 Puissance : 0,1 à 0,8 m	Serpentine Amphibolite	3 niveaux de galeries espacées de 8 à 10 m sur le plan vertical. De ces travaux datant de 1840 environ, il en subsiste plus que quelques déblais
GRÈZES- CASSAGNÈS MAILLAS	3.4003	Cu	Quartz Chalcopyrite Galène Pyrite Cuivre natif Hématite Malachite Azurite Limonite	Filon	Serpentine Amphibolite	Travaux anciens non retrouvés. Traces de tranchées sur un filon

TABLEAU 1 - Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du site	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
FALGAYROLLES	3.4004	Cu, Pb	Quartz Calcite Barytine Chalcopyrite Bournonite Chalcocite Covellite Galène Pyrite Oligiste Malachite "Wad" Azurite Bindheimite	Filons D = 290 à 320° P = 70 à 90° Puissance : 0,7 à 3 m	Gneiss	3 filons reconnus dès 1371, par tranchées, puits (1903) et galeries. En 1880 le minerai titrait 10 à 18 % Pb et 6 à 10 kg Ag/T Pb. Le cuivre gris titre 2 g/T Au
MAS DE CADÈNE AURIBAL	3.4005	Cu	Quartz Chalcopyrite Oxyde Fer Oxyde Mn	Filon D = 315° Puissance : 1 à 2 m	Micaschiste	Ancienne galerie, filon souligné par des blocs de quartz
COURBIÈRES	3.4006	Cu	Quartz Chalcopyrite Covellite Chalcocite Galène Cuivre gris Malachite Azurite	Filons (2) D = 290° P = 80 à 90° Puissance : 0,6 à 1,5 m	Gneiss Micaschiste	"en 1672-1673 les mines de cuivre de Laguëpie, Najac et Courbières, furent ouvertes par ordre du roi, 40 ans plus tard on en tirait encore beaucoup de cuivre rouge en rosettes..."
CORNUS	3.4007	Mn	Quartz Psilomélane Goethite	Filon D = 300° Puissance : 1 à 3 m	Gneiss Schiste	Plusieurs attaques ont été faites dans ce filon, à des époques anciennes

TABLEAU 1 - Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du site	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
LAFAGE MONTEILS	3.4007	Pb, Zn	Quartz Blende Chalcopyrite Bournonite	Filon D = 280° P = 60° Puissance : 4 à 5 m	Micaschiste Granite	Puissant filon long de 3,54 m. Exploite en carrière, reconnu par sondages. Production de 09 1971 à 06/72 : 12.000 T de quartz métallurgique bas-titane
LA SARRIE	3.4009	Pb	Quartz Galène Cérusite Covellite Mottramite Freieslebenite Psilomélane	Filon	Granite	Très anciens travaux, déblais peu apparents recouverts de végétation
LA BRUYÈRE	3.4010	Pb, Cu	Quartz Chalcopyrite Galène Cérusite Enargite Boulangerite	Filon	Granite	Travaux très anciens signalés par des blocs minéralisés dispersés
PRADINES, SOULAGES LAGARDE-VIAUR	3.4011	Cu	Quartz Sidérite Chalcopyrite Bournonite Galène Pyrite Malachite	Filon D = 290° P = 60° Puissance : 0,8 m	Micaschiste	Deux galeries à demi-éboulées à 25 m l'une de l'autre, longueur 5 et 25 m
LES LANDOUS	3.4012	Mn	Quartz Pyrolusite Manganite Goethite Limonite	Filon D = 310° P = 70 à 80° Puissance : 0,8 à 2 m	Granite	Puits, tranchées et amorces de galeries sont échelonnés sur 400 m de distance

TABLEAU 1 - Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du site	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
TESTAT	3.4013	Qz	Quartz	Filon	Granite	Reconnu par prospection géophysique, exploitation de quartz métallurgique
LAGUÉPIE-CARRIÈRE	6.4001	Cu	Quartz Chalcopyrite Pyrite	Disséminé	Quartzite	Fissures minéralisées visibles au front de la carrière
GINESTOUS	6.4002	Cu	Quartz Chalcopyrite Pyrite Marcasite Pyrrhotite Linnéite Malachite Azurite	Filon D = 300° P = 80° Puissance : 0,4 à 0,8 m	Gneiss	En 1880 percement d'une galerie, actuellement accessible sur quelques mètres, prolongée par un puits de 10 m
BELPECH	6.4003	Zn		Stratiforme	Marne Argilite	Nodules carbonatés ou miches de 5 à 15 cm d'épaisseur x 30 à 40 cm contenant jusque 3 % Zn
LA BASSERIE	6.4004	Ba, Pb	Quartz Barytine Cérusite Galène Chalcopyrite Pyromorphite Cuivre gris	Filon D = 295° P = 90°	Michaschiste	Une tranchée de 30 m prolongée par une descendrière
L'ISOULE	6.4005	Cu	Quartz Chalcopyrite Pyrite Pyrrhotite Covellite Marcasite Azurite Malachite	Filon D = 300° P = 80° Puissance : 0,4 m	Gneiss	Une petite galerie de recherche ouverte durant la dernière guerre

TABLEAU 1 - Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du site	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
LAGUÉPIE - 1	6.4006	Pyr	Quartz Pyrite Serpentine Grenat	Stratiforme	Amphibolite	Minéralisation visible dans une carrière abandonnée
PUECH MIGNON	6.4007	Fé, Cha	Sidérite Houille	Stratiforme	Schiste	Minerais de fer rencontrés au cours de recherche de charbon effectuées en 1830-1835, reprises en 1900-1903
PETRAS	6.4008	Cu	Quartz Chalcopyrite Covellite Bournonite Digénite Gersdorffite Azurite Malachite "Wad"	Filon D = 300°	Amphibolite	
L'ISOULE 1	6.4009	Cu	Quartz Chalcopyrite Malachite Azurite	Filonnet	Gneiss	Petits indices situés dans le talus de la route
SENILS	6.4011	Fe	Limonite "Wad"	Stratiforme	Argile Sable	Ancienne ferrière

TABLEAU 1 - Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du site	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
PICHIGUET	7.4001	Pb, Ag, Cu	Quartz Calcite Dolomie Barytine Sidérite Chalcopyrite Blende Galène Pyrite Cuivre gris Bournonite Jamesonite	Filons (3) D = 320 à 340° P = 60 à 90° Puissance : 0,7 à 1,5 m Gîte exploré sur 90 m de haut et 350 m de long	Micaschiste Gneiss Serpentine	Gisement déjà connu à l'époque romaine, exploré de 1838 à 1877 par 5 niveaux de galeries actuellement noyées ou effondrées. Teneur par tonne de minerai. Cu : 308 à 320, Plomb : 450, Argent : 1,800 à 4,500 - 25 espèces minérales décrites
SAINT-MARTIN-LAGUÉPIE	7.4002	Cu	Quartz Malachite Goethite	Filon D = 90° P = 90°	Leptynite Brèche	Dyke de quartz, large de 2 m, visible sur 10 m, faible minéralisation à l'éponte nord
JOUQUEVIEL LAURÉTIÉ	8.4001	Fe, Mn	Quartz Limonite "Wad"	Filon D = 300° P = 75°	Micaschiste	Dyke de quartz, puissant de 4 à 5 m, affleurent sur 100 m environ
BAR	8.4002	Cu	Quartz Azurite Malachite	Filon	Micaschite	Travaux anciens, galerie effondrée, déblais

TABLEAU 1 - Gîtes et indices minéraux (suite)

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Dans la série des *Guides géologiques régionaux* (Masson éd.), le guide **Aquitaine orientale** (B. Gèze, A. Cavaillé, 1977) pourra guider le promeneur, géologue ou non, à travers la feuille Najac.

BIBLIOGRAPHIE

- ACHARD D. (1971) - Etude méthodologique par polarisation provoquée sur les structures de Villefranche-de-Rouergue et Saint-Priex-la-Perche. Rapport BRGM 71 SGN 013 GPH.
- BARD J.P. (1980) - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson éd. Paris, New-York, Barcelone, Milan, 192 p.
- BERGERON J. (1989) - Etude géologique du massif ancien situé au Sud du Massif central. Thèse, Paris.
- BERGERON J. (1905) - Feuille de Rodez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVI, n° 110, pp. 362-363.
- BERGERON J. (1906) - Feuille de Rodez. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVII, n° 115, pp. 190-192.
- BERGERON J. (1907) - Sur l'origine de la serpentine de la série cristallophyllienne de l'Aveyron et du Gard. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 144, p. 983.
- BERGERON J., DEREIMS A. (1910) - Carte géologique de la France au 1/80 000e, Feuille de Rodez (terrains cristallins), 1ère éd., Serv. Carte géol. Fr.
- BERNARD A., FUCHS Y. (1964) - Contribution à l'étude de concentrations zincifères diagéniques : les nodules de Laguépie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VI, pp. 328-374.
- BERTHELSEN A. (1960) - Structural studies in the precambrian of Western Greenland. *Medd. Groenland*, 123, n° 1, 223 p.
- BLACIC J. (1975) - Plastic deformation mechanisms in quartz. The effect of water. *Tectonophysics*, 27, pp. 271-294.
- BODINIER J.L., BURG J.P. (1980/1981) - Evolution métamorphique et tectonique des séries cristallophylliennes du Rouergue Occidental : mise en évidence d'un chevauchement dans la région de Najac (Aveyron). *Bull. BRGM*, Série 2, Section I (4), pp. 315-339.
- BOISSE A. (1852) - Recherches sur les gîtes métallifères du département de l'Aveyron et leurs relations avec divers produits plutoniques. *Ann. Mines*. 5ème série, t. II.

BONIJOLY D. (1980) - Etude structurale et minéralisations d'une plateforme carbonatée : le Quercy. Thèse 3ème cycle, univ. Orléans. *Doc. BRGM*, n° 26, 303 p.

BOUCHEPORN (de) (1848) - Explication de la carte géologique du Tarn. In. 8. Imprimerie nationale.

BOUTET C. (1981) - Etude palynoplantologique du Trias et du Jurassique inférieur et moyen de Grésigne, Sud Quercy. Thèse 3ème cycle, Toulouse, univ. Paul Sabatier.

BOUROULLEC J., DELFAUD J., LENGUIN M. (1973) - Etude sédimentologique de la plateforme interne carbonatée du Quercy du Bathonien au Callovien. *Bull. SNEA (P)*, vol. 7, fasc. 2.

BRGM (1981-1987) - Direction des Activités Minières - inventaire du territoire métropolitain. Rapports annuels de 1981 à 1987.

BRIAND B. (1973) - Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols. *Bull. BRGM*, 2ème série, sect. I, n° 4, pp. 183-198.

BRIAND B., GAY M. (1978) - La série inverse de Saint-Généziès-d'Olt : évolution métamorphique et structurale. *Bull. BRGM*, 2ème série, sect. I, n° 3, pp. 167-186.

BURG J.P., MATTE P. (1977) - La klippe de La Bessenois (Decazeville, Aveyron), un nouvel argument en faveur de l'existence d'un chevauchement majeur vers le Sud dans le Massif central. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1977, fasc. 6, pp. 325-329.

CANINE M. (1963) - Sur l'âge et les conditions de sédimentation des formations détritiques de base de la série secondaire dans le Lot et l'Aveyron. Coll. sur le Trias. *Mém. BRGM*, n° 15, pp 321-338.

CANINE M. (1960) - Sédimentologie stratigraphique du Lias ou de l'Infra-Lias entre le Lot et l'Aveyron. Thèse 3ème cycle, univ. Bordeaux.

CAVAILLÉ A., MARTY L. (1962) - Compte rendu d'explorations du Groupe Spéléologique de la Société de Sciences Naturelles de Tarn-et-Garonne. *Spélunca*, n° 1, 1962, p. 41.

COLLOMB P. (1950) - Les terrains cristallophylliens de la région de Najac (Aveyron). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 64.

COLLOMB P. (1952) - Caractères principaux des terrains cristallophylliens du Rouergue Occidental. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 234, p. 2630.

COLLOMB P. (1954) - Les phases du métamorphisme en Rouergue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. IV, pp. 715-718.

COLLOMB P. (1970) - Etude géologique du Rouergue cristallin. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 420 p., 24 pl.

COQUAND H. (1849) - Note sur les minerais de fer des départements de l'Aveyron, du Lot, du Lot-et-Garonne, du Tarn-et-Garonne et de Charente inférieure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, 6, pp. 328-374.

CORDIER J. (1817) - Note sur les roches de serpentines observées jusqu'à présent dans les montagnes de l'intérieur de la France. *Ann. Mines*, 1ère série, t. II, p. 470.

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

COSTE B. (1971) - Indices cuprifères de la basse vallée du Viaur. C.R. 96e cong. nat. des soc. savantes, Toulouse, t. II, pp. 571-573.

DELBOS L., LASSERRE M., ROQUES M. (1964-1965) - Géochronologie et rétomorphose dans la série cristallophyllienne du Rouergue Oriental. *Sci. Terre*, Nancy, 10 (3-4), pp. 329-342.

DELOR C., BURG J.P., GUIRAUD M., LEYRELOUP A. (1987) - Les mé-tapélites 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, 305 II, pp. 589-596.

DELOR C., LEYRELOUP A., BODINIER J.L., BURG J.P. (1986) - Découverte d'éclotites à glaucophane dans la klippe de Najac (Massif central, France) ; nouveaux témoins océaniques d'un stade haute pression dans la chaîne de collision varisque. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302 II, pp. 739-744.

DELSAHUT B. (1981) - Dynamique du bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-Permien des environs (entre Réalmont et Najac). Thèse 3ème cycle, Toulouse. 232 p.

DUFRENOY A., ELIE DE BEAUMONT L. (1841) - Explication de la carte géologique de la France, t. 1.

DURAND J. (1932a) - Révision de la feuille de Rodez au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXVI, n° 187, pp. 163-177.

DURAND J. (1932b) - Sur le granite de Laguépie (Tarn-et-Garonne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 195, p. 615.

DURAND J. (1938) - Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000, Feuille de Rodez, 2ème éd., Serv. Carte géol. Fr.

DURAND J. (1939) - Granites, gneiss et micaschistes du Rouergue. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 71.

DURAND-DELGA M. (1979) - Le Massif de la Grésigne, Tarn, ses enseignements géologiques. A.P.B.G., congrès de Toulouse.

EMBERGER A., PERICHAUD J.J. (1978) - Notice et carte des ressources minérales du Massif central et de sa bordure au 1/1 000 000. Édition du BRGM.

FAURE M., PIN C., MAILHE D. (1979) - Les roches mylonitiques associées au charriage du groupe leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot dans la région de Marvejols (Lozère, Massif central Français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288 D., pp. 1267-1270.

FORTUNÉ J.P. (1963) - Etude minéralogique de la région de Najac. Thèse 3ème cycle, Toulouse.

FORTUNÉ J.P. (1966) - Sur les minéralisations associées aux serpentines de la région de Najac. *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, t. 102, fasc. 2-3, pp. 363-366.

FOURNIER E. (1896) - Le Permien, le Trias, le Jurassique de la feuille Cahors. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 51, t VIII. pp. 263-278.

GJELSVIK T. (1952) - Metamorphosed dolerites in the gneiss area of Summore on the west coast of Southern Norway. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, t. 30, pp. 33-34.

GRIGNAC C. (1983) - Contribution à l'étude des sédiments post hercyniens de la bordure SW du Massif central (France). Thèse 3ème cycle, Toulouse, univ. Paul Sabatier.

GRIFFIN W.L., HEIER K.S. (1973) - Petrological implications of some corona structures. *Lithos.*, 6, pp. 315-335.

LASNIER B. (1970) - Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Thèse 3ème cycle, Nantes, 297 p.

MARLOT H. (1904) - Rapport sur les mines de galène argentifère, de cuivre et de manganèse sur les communes de Monteils et de Lafouillade, *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, t. 17, pp. 56-64.

MELOUX J. - Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500 000e, feuille Marseille.

MOULINE M.P. (1978) - Les épandages conglomératiques de l'Eocène inférieur à l'Oligocène dans le Massif central et l'Albigeois. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XX, n° 2, pp. 215-219.

MUON P. (1980) - Etude gravimétrique du massif du Mont Lozère. Etude gravimétrique du Rouergue occidental. DEA, Montpellier.

MURATET B. (1983) - Géodynamique du Palogène continental en Quercy-Rouergue. Thèse de 3ème cycle, univ. Paul Sabatier, Toulouse.

PELISSIE T. (1982) - Le Causse Jurassique de Limogne en Quercy : stratigraphie, sédimentologie, structure. Thèse 3ème cycle, Toulouse univ. Paul Sabatier.

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

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

PIERROT R. *et al.*, (1982) - Inventaire minéralogique de la France, n° 10, Tarn-et-Garonne.

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

RAGUIN E., VINCIENNE H., DURAND J. (1946) - Le district filonien de Villefranche-de-Rouergue et Najac. *Houilles, minerais, pétrole*, n° 3-4, pp. 100-102.

Recueil de documents relatifs à l'exploitation des mines métallifères de l'Aveyron. Paris, 1847, Langlois et Leclerc, libraires.

ROCHE J. (1979) - Etat des connaissances et synthèse hydrogéologique du département de l'Aveyron. Rapport BRGM, 79 SGN 550 MPY, 30 p., 5 planches.

ROQUES M. (1941) - Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif central français. Thèse, Clermont-Ferrand, 530 p., 2 pl.

SOULÉ J.-C. (1978) - Etat des connaissances et synthèse hydrogéologique du département de Tarn-et-Garonne. Rapport BRGM, 78 SGN 070 MPY, 34 p., 13 planches.

THEVENIN A. (1902-1903) - Etude géologique de la bordure Sud-Ouest du Massif central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* n° 95, t. XIV, 203 p.

LISNARSKI G. (1974) - Caractères et conditions de gisement de deux quartz industriels, Thèse, univ. de Clermont-Ferrand.

VELDE B. (1970) - Eclogites as products of thermal metamorphism. *Nature*, v. 227, pp. 1337-1338.

VERNON R.H. (1976) - *Metamorphic process*. G. Allen and Unwin Ltd Ed., London, 247 p.

VOGEL D.E. (1967) - Petrology of an eclogite and pyrigarnite bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, N.W Spain. *Leids. Geol. Mededel.*, D40 I, pp. 121-123.

WAARD (de) D. (1973) - Classification and nomenclature of felsic and mafic rocks of high grade regional metamorphic terranes. *Neues Jb. Miner. Mh.*, H9, pp. 381-392.

WILHEM E. (1971) - Méthodologie de la recherche de gisements filoniens par prospection géochimique, étude du horst de Villefranche. Note BRGM 71 GPH 008.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier ou au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- J.P. BURG : directeur de recherche au CNRS (Montpellier) : domaine hercynien ;
- M. GUILLAUME : ingénieur-géologue (BRGM) : terrains mésozoïques ;
- B. ALABOUVETTE : ingénieur-géologue (BRGM) : Permien, Tertiaire et coordination ;
- G. ASTRUC : ingénieur-géologue (BRGM) : hydrogéologie.

Remise de la carte et de sa notice explicative : 27 février 1987

Acceptation de la carte et de sa notice explicative : 3 novembre 1987

Impression de la carte : décembre 1989

Impression de la notice : décembre 1989

Réalisation BRGM
Dépôt légal : 3e trimestre 1989