

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## LANGÉAC

par

J. MARCHAND, R. BOUILLER, J.-P. BURG, G. CORNEN

### LANGÉAC

La carte géologique à 1/50 000  
LANGÉAC est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
à l'ouest : ST-FLOUR (N° 185)  
à l'est : LE PUY (N° 186)

Massiac	Brioude	Craponne- s-Arzon
St-Flour	LANGÉAC	Le Puy
Chaudes- Aigues	Saugues	Cayres

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



BRGM

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

**par**

**J. MARCHAND, R. BOUILLER, J.P. BURG, G. CORNEN**

**avec la collaboration de**

**D. d'ARCY, J.F. BECQ-GIRAUDON, C. VAUTRELLE**

**1989**

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

## SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION</b>	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>HISTORIQUE DES ÉTUDES</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
<b>UNITÉS LITHOLOGIQUES ET STRUCTURALES</b>	6
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</b>	8
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	9
<i>FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES</i>	10
<i>FORMATIONS INTRUSIVES</i>	22
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	23
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES NÉOGÈNES</i>	24
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	30
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	32
<i>MAGMATISME ET MÉTAMORPHISME</i>	32
<i>VOLCANISME</i>	34
<i>TECTONIQUE</i>	34
<b>OCCUPATION DU SOL</b>	40
<i>ARCHÉOLOGIE</i>	40
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	40
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	40
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	44
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	51
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	51
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	51
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	56
<b>AUTEURS</b>	57

## INTRODUCTION

### APERÇU GÉOGRAPHIQUE

L'axe morphologique principal de la région est la vallée de l'Allier. Cette rivière traverse la feuille Langeac selon une direction SE-NW. A la sortie des gorges sauvages creusées dans le plateau de Saugues (granite de la Margeride), elle reste encaissée jusqu'à Chanteuges, puis la perspective s'élargit dans le bassin de Langeac et vers le Nord-Est où les coulées basaltiques tapissent une pénéplaine de faible altitude (500 à 600 m). La vallée s'encaisse à nouveau vers le Chambon, et son tracé devient méridien à la faveur du spectaculaire méandre de Lavouête-Chilhac.

A part cette vallée et le domaine volcanique du Nord-Est, le reste de la feuille est constitué d'un plateau élevé (900 à 1 100 m) profondément entaillé de vallons. Vers le Sud, la barre sombre de la Margeride (qui culmine à 1 431 m sur la carte) arrête le regard et accroche les premiers nuages venant du Sud-Ouest. Cette structure se poursuit à l'Est par les contreforts du plateau de Saugues.

Les affluents de la rive gauche de l'Allier (Seuges, Desges, Cronce, Avesne) facilitent, par l'orientation de leur cours, les communications Est-Ouest. L'adret, ombragé et pentu, de ces ruisseaux à régime souvent torrentiel, favorise le développement de forêts peu hospitalières pour le géologue. L'ubac, aride, ne peut satisfaire que quelques troupeaux de moutons dont l'élevage, assorti d'une modeste agriculture de montagne, n'est pas suffisamment attractif et rémunérateur pour enrayer l'exode rural.

### HISTORIQUE DES ÉTUDES

Lors de la publication de la première feuille à 1/50 000 (Brioude) couvrant une partie du Haut-Allier, un historique détaillé des études géologiques et de l'évolution des idées concernant cette région a été publié dans la notice de cette carte. Le lecteur intéressé pourra s'y reporter.

Précisons simplement ici que l'originalité et l'intérêt du socle du Haut-Allier résident essentiellement dans l'individualité très marquée de ses unités lithologiques et de leurs relations structurales. Les grandes lignes de la géologie locale ont été proposées par Forestier en 1963. Ensuite, les paragenèses et les éléments tectoniques relictuels qui ont été découverts et décrits au sein des roches métamorphiques (Marchand, 1974 ; Lasnier, 1977 ; Burg, 1977) ont permis de proposer, pour les roches de cette région, une hypothèse d'évolution thermodynamiques et structurale. Ces études complétées par de nouvelles données géochimiques (Giraud *et al.*, 1984), géophysiques (Van de Meulebrouck, 1983) et radiochronologiques (Bernard-Griffiths *et al.*, 1980 ; Ducrot *et al.*, 1983) ont largement contribué à l'édification des modèles actuellement retenus pour la genèse et l'évolution de la chaîne varisque (Burg *et al.*, 1983).

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

En Haut-Allier, les premiers levés de notre équipe ont débuté en 1967. Les travaux thématiques que nous avons entrepris (Marchand, 1974 ; Lasnier, 1977) nous ont conduit à effectuer bon nombre de levés partiels, tant sur les feuilles Brioude et Langeac que sur les feuilles voisines. Ce n'est qu'après la remise de la feuille Brioude (1980) que nos efforts cartographiques se sont concentrés sur Langeac. Etant donné l'extrême dispersion tectonique de certaines formations cristallophylliennes, un lever systématique à 1/10 000 a été nécessaire. Cette démarche, longue et laborieuse, a pu être menée à terme grâce à la variété des compétences des différents collaborateurs et à l'aide efficace de nos étudiants.

## UNITÉS LITHOLOGIQUES ET STRUCTURALES

La région du Haut-Allier, située au coeur du Massif central français, est presque entièrement couverte par les feuilles à 1/50 000 Brioude au Nord et Langeac au Sud.

Sa caractéristique géologique essentielle est de voir affleurer de façon prépondérante les formations cristallophylliennes. Le volcanisme pliocène n'occulte que modérément l'observation du socle et les terrains sédimentaires ne sont représentés que d'une part dans les bassins houillers de Brassac-les-Mines et de Langeac, d'autre part dans la Limagne d'Allier et sa terminaison méridionale : le bassin de Paulhaguet. Il n'y a pas de sédiments mésozoïques ou cénozoïques sur la feuille Langeac.

### Formations cristallophylliennes

Dans les métamorphites qui affleurent dans cette région, la surface structurale la plus visible est une foliation composite S1-2, parallèle au litage des formations paradérivées et aux différentes limites des ensembles lithologiques. Cette surface est principalement reprise par une déformation plicative souple qui se traduit par des plis semblables (P3) et de vastes synformes et antiformes de direction voisine de N 160°.

Par référence à la foliation régionale, on distingue trois grands ensembles litho-structuraux géométriquement superposés.

● A la base, et affleurant au coeur des antiformes, on distingue l'unité des *gneiss à biotite et sillimanite*. Dans l'antiforme périclinale de Massiac (au centre de la carte), cette unité est effectivement constituée de gneiss à biotite et sillimanite ; de plus, elle est intrudée par le métagranite orthogneissifié du Celoux (mise en place à  $406 \pm 20$  Ma). Au Nord et au Nord-Ouest de cet orthogneiss existe un niveau de lentilles de péridotites serpentinisées situé quelques centaines de mètres sous le toit de cette unité gneissique. La signification structurale de cette surface manifestement tectonique est encore discutée.

L'équivalent de ces gneiss réapparaît à l'Est et au Sud de la région, en une demi-couronne micaschisteuse dont le degré maximum de métamorphisme est légèrement inférieur à celui des gneiss s.s.

La caractéristique de cette première unité est, sur le plan de la lithologie, l'absence de metabasite et, sur le plan des conditions de métamorphisme, une trajectoire thermodynamique simple, prograde jusqu'à la mésozone puis rétrograde, en accord avec la rétromorphose générale qui affecte tardivement toutes les unités.

Dans l'interprétation tectonique de la région, c'est cette unité que l'on considère comme un autochtone relatif.

● Superposé aux gneiss à biotite et sillimanite, le *Groupe leptynomphibolique* est une unité qui a été initialement définie comme telle, à cause de ses particularités lithologiques, mais dans laquelle, actuellement, on s'accorde surtout à voir un niveau tectonique privilégié. Sa puissance n'est que d'un ou deux kilomètres, mais sa présence est constante entre l'unité précédente et la puissante série des gneiss anatectiques sus-jacents. Sa matrice est constituée de gneiss fins, souvent orthodérivés (métagranites), à débit planaire régulier (origine du nom leptynite donné par Forestier, 1963), qui recèle une variété exceptionnelle d'enclaves de nature lithologique, d'origine géographique, d'histoire métamorphique et d'âge différents.

Si la matrice et une partie des enclaves (certains orthogneiss et amphibolites banales) ne témoignent, antérieurement à la rétromorphose générale, que d'une histoire métamorphique prograde mésozonale, les péridotites à grenat sont les témoins de conditions thermodynamiques mantellaires; éclogites, pyrigarnites, granulites alumineuses et calciques ont subi un métamorphisme granulitique de haute pression tandis que certains gabbros coronitiques, par exemple, n'ont enregistré, avant rétromorphose, qu'un épisode granulitique de haute température postérieur à la haute pression.

L'origine diverse des protolithes (Giraud *et al.*, 1984), la disparité des trajectoires métamorphiques et les caractères structuraux de ces roches actuellement contiguës, conduisent à faire de cette unité un véritable "mélange tectonique".

● L'unité supérieure, celle des *gneiss anatectiques*, occupe une vaste synforme qui dessine à l'affleurement un croissant ouvert vers le Nord-Ouest. Le matériel originel de ces gneiss est essentiellement grau-wackeux à pélitique. Il s'y développe localement une anatexie contemporaine à postérieure de la phase 2 régionale (que l'on retrouve dans toutes les unités). Les témoins relictuels d'événements métamorphiques de haute pression - haute température, puis de haute température - moyenne pression sont abondants dans ces gneiss anatectiques (granulites à disthène puis sillimanite). Des septa de metabasites granulitiques de haute pression (éclogites, pyrigarnites, etc.) sont dispersés dans toute l'unité, en compagnie d'enclaves de dimensions très variées de péridotites serpentinisées.

L'orthogneiss de Pinols appartient manifestement aux unités chevauchantes ; il chevauche et occulte localement le Groupe leptyno-amphibolique.

### Formations plutoniques

Ces unités postmétamorphiques sont très peu représentées sur la feuille Langeac. La plus importante est située au Sud-Est de la carte, il s'agit du batholite granitique de la Margeride et de son cortège leucogranitique. Le plus important de ces leucogranites est celui d'Auvers (feuille Saugues) qui apparaît sur la feuille Langeac au Sud de Desges. D'autres petits massifs de granite, d'âge non déterminé affleurent au sein des gneiss anatectiques (Chastel, Ferrussac, Lestival, etc.).

### Formations sédimentaires

A part le bassin stéphaniens de Langeac, préservé dans un graben dont les failles bordières d'âge carbonifère à permien ont été réactivées à l'Oligocène, les roches sédimentaires ne sont pratiquement pas représentées sur la feuille Langeac. Le Mésozoïque est absent et les formations cénozoïques de la Limagne et du bassin de Paulhaguet (feuille Brioude) ne débordent pas sur notre carte. Seules les formations récentes, et en particulier le Villafranchien, affleurent faiblement.

### Formations volcaniques

Elles occupent environ le cinquième de la surface de la carte et sont surtout représentées à l'Est de la feuille où elles constituent la partie septentrionale de la chaîne du Devès. Quelques manifestations éruptives ponctuelles affleurent également au Nord-Ouest, mais il est difficile de les rattacher avec certitude à l'une des trois provinces volcaniques environnantes (Cantal, Cézallier, Devès).

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Les études pétrologiques de ces dernières années, qui ont conduit principalement à la mise en évidence de nombreuses reliques de roches granulitiques (haute pression et/ou haute température), ont également montré que la répartition géographique de ces reliques n'est pas quelconque. Ce sont les unités supérieures (Groupe leptyno-amphibolique et gneiss anatectiques), et elles seules, qui recèlent les témoins de ces deux épisodes granulitiques successifs : le premier, dynamique, de haute pression - haute température, le second, statique, de haute température.

Cette constatation, étayée par une étude structurale approfondie, a conduit à proposer l'existence d'une discontinuité majeure entre l'unité des gneiss à biotite et sillimanite, considérée comme un *autochtone relatif* et les autres unités (Groupe leptyno-amphibolique et gneiss anatectiques) considérées comme *allochtones*. L'étude du Haut-Allier a largement contribué à la notion d'existence d'importants chevauchements dans la chaîne varisque.

La chronologie des évènements tectonométamorphiques s'établit comme suit.

● **Antérieurement au chevauchement.** Dans l'*allochtone*, toutes les formations de ces unités hétérogènes ne témoignent pas des mêmes évènements métamorphiques. Celles dont l'histoire est la plus complexe (éclogites, pyrigarnites, granulites, etc.), ont subi un métamorphisme granulitique dynamique (phase P0) de haute pression – haute température (430 Ma environ ; Ducrot *et al.*, 1983), suivi d'une phase granulitique statique de haute température – moyenne pression (certains gabbros coronitiques et orthogneiss se semblent pas avoir subi l'épisode précédent). En revanche, certaines amphibolites et métasédiments ne témoignent que de conditions métamorphiques mésozonales.

Dans l'*autochtone*, on ne décèle aucune trace de métamorphisme catazonal. Durant cette période (non précisée à ce jour), les roches ont acquis une foliation (S 1) dans un domaine épi- à mésozonal.

● **Pendant le chevauchement.** La mise en place des nappes en climat mésozonal (sillimanite) se traduit par la rétromorphose de l'*allochtone* granulitique et l'acquisition dans toutes les unités de la foliation S 2 (parallèle à S 1) ; c'est cet évènement qui conduit au développement de l'anatexie dans l'*allochtone* (son âge est évalué, en Haut-Allier, à 380 Ma environ).

● **Postérieurement au chevauchement.** L'anatexie se poursuit un peu après la mise en place des nappes, et ensuite une déformation souple (P 3) est responsable d'un plissement de type semblable qui imprime sa marque à toutes les échelles, en particulier régionalement (succession de synformes et d'antiformes). Les derniers évènements métamorphiques de la région sont essentiellement thermiques et imputables, vers 320 Ma (Couturié *et al.*, 1979), à la mise en place dynamique (phase P4 très localisée) du granite de la Margeride et, vers 300 Ma, à l'anatexie vellave.

Les derniers évènements géologiques qui ont affecté la région du Haut-Allier se traduisent par plusieurs phases de tectonique cassante. La plus ancienne actuellement décelable est sub-contemporaine du dépôt des formations stéphaniennes dans le bassin de Langeac, puis les contrecoups alpins ont contribué, plus au Nord, au remplissage cénozoïque de la Limagne d'Allier et du bassin de Paulhaguet.

A la fin du Cénozoïque, le volcanisme du Devès et du Nord de la Margeride a débuté il y a 6 Ma et s'est poursuivi jusqu'à une époque récente (600 000 ans) avec émission et superposition de coulées basaltiques, création de maars et édification de cônes stromboliens.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

Les différentes formations seront décrites, dans la mesure du possible, dans l'ordre chronologique de leur mise en place : intrusion des ensembles plutoniques, dépôt des roches sédimentaires, épanchement des roches volcaniques.

En ce qui concerne les roches cristallophylliennes, et en particulier celles d'origine orthodérivée (magmatique), on distinguera celles des unités allochtones et autochtones sans tenter une comparaison chronologique des événements antérieurs au chevauchement. Ceci afin d'éviter le piège d'une idée fausse couramment répandue ; à savoir qu'une formation ayant subi un métamorphisme de haut degré (granulitique, par exemple) est nécessairement plus ancienne qu'une roche épimétamorphique voisine. Des exemples de plus en plus nombreux de datations absolues sur des métamorphites orthodérivées ont montré qu'il faut se méfier de l'âge relatif de deux formations actuellement contiguës. Leur juxtaposition est souvent, dans la chaîne varisque en particulier, le résultat de plusieurs événements tectoniques successifs qui associent sur le terrain des roches d'âge et d'histoire tectonométamorphique variés.

Les roches cristallophylliennes seront donc décrites par unités litho-tectoniques, en débutant par les formations considérées comme autochtones. Celles de l'ensemble charrié seront étudiées ensuite.

## FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES

### Unités autochtones

ζ1. **Gneiss à biotite et sillimanite.** Ces gneiss qui affleurent au Nord-Ouest de la feuille ont donné leur nom à l'unité structurale considérée comme autochtone relatif dans toute la région du Haut-Allier. Ils occupent le coeur de l'antiforme de Massiac (localité située au bord de l'Allagnon, sur la feuille contiguë au Nord-Ouest de la coupure Langeac). Leur lithologie est homogène à grande échelle mais variée dans le détail.

En effet, dérivant d'une ancienne série sédimentaire péliograu-wackeuse, il est fréquent d'observer au sein de ces gneiss à schistosité bien marquée, à cassure esquilleuse et patine brun rouille, des niveaux plus quartzofeldspathiques à débit leptynique. Le type lithologique le plus répandu reste un gneiss à quartz, oligoclase, orthose plus ou moins transformée en microcline, biotite, sillimanite, grenat peu abondant souvent relictuel, muscovite secondaire et minéraux accessoires.

La sillimanite (fibrolite), en général très abondante, peut localement faire défaut, tandis qu'ailleurs elle peut se présenter associée au quartz sous forme de nodules centimétriques plus ou moins aplatis et déterminant une foliation oblique sur la schistosité antérieure. La répartition de ces *gneiss à nodules* (représentés en surcharge sur la carte) ne semble pas fortuite et leur localisation au contact du dôme orthogneissique du Celoux pourrait être d'origine partiellement tectonique. Il est en effet probable que l'ancien batholite du Celoux a joué un rôle de noyau compétent lors d'une déformation postérieure à la schistosité S1 et a favorisé, par les contraintes cisailantes produites à sa périphérie en climat catazonal (sillimanite-orthose), la formation de nodules dans les plans de la schistosité S2 contemporaine du chevauchement.

Ces gneiss à nodules sont particulièrement spectaculaires dans la région de Montrome - Le Boussy, entre la masse principale de l'orthogneiss du Celoux et son appendice arqué qui affleure à l'Est.

Contrairement à ce qu'on observe dans les granulites rubanées que l'on trouve sur la feuille Brioude, les arguments pétrographiques qui

laisseraient supposer que, dans ces gneiss, une paragenèse à disthène ait existé antérieurement à l'apparition de la sillimanite, font défaut. Il faut donc admettre que d'autres facteurs physico-chimiques (tectonique, migration de fluides, etc.) puissent régir la genèse de ces nodules.

Le disthène n'a pas été trouvé, à ce jour, dans cette formation. Une recherche attentive dans le vallon de Verteserre (1,5 km à l'Est de La Chapelle-Laurent), où ce minéral aurait été signalé dans un seul échantillon, n'a pas été couronnée de succès.

La trajectoire thermodynamique qu'ont suivi ces gneiss paraît simple. L'absence de paragenèse relictuelle de haute pression laisse supposer que ces roches ont évolué de façon prograde dans un climat de pression moyenne jusqu'à un domaine catazonal de température élevée (sillimanite-orthose). Contrairement à ce qui est observé sur la feuille Brioude au Nord de l'orthogneiss du Celoux, sous le contact avec les unités chevauchantes, les témoins d'un début d'anatexie dans les gneiss sont inexistantes ou très discrets sur la feuille Langeac.

Postérieurement au chevauchement, qui semble contemporain du paroxysme métamorphique des gneiss à biotite et sillimanite, la rétro-morphose générale fait apparaître de la muscovite aux dépens de l'orthose plus ou moins microclinisée et de la sillimanite.

Par ailleurs, il est remarquable que l'alignement de massifs de péridotites serpentinisées observé au toit des gneiss à biotite et sillimanite sur la feuille Brioude, n'a pas été retrouvé au Sud du dôme du Celoux. En revanche, une constante demeure en ce qui concerne ces gneiss : les reliques granulitiques et les enclaves basiques y sont totalement inexistantes.

ζλ. **Leptynites à biotite.** Ces roches affleurent essentiellement à la périphérie du granite de la Margeride ; seul un niveau à l'Est de Chavaniac-Lafayette fait exception.

Le nom donné à ces roches est en toute rigueur abusif, mais celui-ci s'impose sur le terrain, tant leur aspect contraste avec celui des mica-schistes encaissants. Ces "leptynites" se présentent en bancs massifs, à débit parallélépipédique qui justifie partiellement leur dénomination et, à l'oeil nu, l'absence de muscovite les individualise du contexte environnant. Les zones cartographiées sous cette appellation sont loin d'être constituées uniquement de ce type de roche ; les intercalations de mica-schistes y sont nombreuses.

C'est ce mode de gisement, en lentilles de toutes tailles (métriques à hectométriques) qui a conduit les auteurs à ne pas appeler cette formation un orthogneiss (métagranite) ; néanmoins, ses caractères pétrographiques et son aspect à l'affleurement y font largement penser. Il s'agit, en effet, d'une roche homogène, à grain moyen, fortement foliée, dans laquelle quartz, biotite et un granulats feldspathique souvent altéré moulent les clastes de plagioclase (rarement d'orthose). Le grenat et la sillimanite sont rares, la muscovite en petits cristaux est secondaire.

A l'Est de la feuille (près de l'Allier) le développement de séricite et de chlorite donne localement à ces "leptynites" l'aspect (patine grisâtre) et la minéralogie secondaire des roches ayant subi le métamorphisme épizonal du Livradois (Forestier, 1963). Il est rappelé que l'aire d'influence de ce métamorphisme livradois est classiquement plus septentrional (feuilles Brioude, Craponne-sur-Arzon, Arlanc).

ξ<sup>2</sup>. **Micaschistes à grenat, sillimanite, staurotide.** Cet ensemble lithologique, considéré comme l'homologue des gneiss à biotite et sillimanite, constitue essentiellement l'unité autochtone au Sud et à l'Est de la feuille. Il affleure en un croissant ouvert vers le Nord-Ouest : de façon discrète au Nord-Est, près de Chavaniac-Lafayette, à l'Est près de Cizières dans une fenêtre ménagée dans les formations volcaniques, puis plus au Sud aux environs de Bavat. A partir de la vallée de l'Allier (Chanteuges, Saint-Arcons), ces micaschistes affleurent bien dans la vallée de la Desges puis de la Gourgueyre ; au Sud-Ouest, enfin, ils forment sous un aspect plus leptynique, la grande barrière morphologique de la Margeride (à distinguer du plateau granitique de la Margeride qui s'étend au Sud de la feuille).

L'aspect le plus typique de ces roches est observable à l'extrémité sud du pont de Saint-Arcons-d'Allier, ou dans les vallées de la Desges et de la Gourgueyre (Desges, Lesbinières, le Boussillon). Il s'agit d'une roche à débit schisteux très marqué, qui diffère sensiblement des gneiss à biotite et sillimanite par l'abondance des phyllites, la présence de muscovite primaire visible à l'oeil nu et d'amandes centimétriques de quartz.

La minéralogie est variable suivant les sites d'observation. Dans la Margeride et la vallée de la Gourgueyre, c'est-à-dire dans les zones éloignées du granite de la Margeride qui affleure en limite sud-est de la feuille, les paragenèses traduisent le même type d'évolution thermodynamique que celui des gneiss à biotite et sillimanite : les niveaux de composition pélitiques sont composés de quartz, oligoclase, biotite, muscovite, staurotide, grenat, sillimanite et minéraux accessoires.

Intercalés dans ces micaschistes "typiques", il est fréquent d'observer des niveaux décimétriques d'aspect plus massif, à débit en plaquettes, de couleur claire et dont les plans de fracture sont tapissés de muscovite. Ces *niveaux leptynitiques* (ξλ) n'ont été individualisés sur la carte que lorsqu'ils sont en proportion dominante ; c'est le cas, à l'Est de l'Allier près de Beaune, dans la vallée de la Gourgueyre où ils forment d'importants cônes d'éboulis, et sur la retombée nord de la Margeride. Ces micaschistes présentent une minéralogie voisine des précédents, ils sont plus quartzo-feldspathiques, moins riches en micas et sillimanite ; la staurotide et le grenat sont rares.

L'examen des paragenèses de l'ensemble des micaschistes montre une évolution tout d'abord prograde, mais qui n'a pas atteint le stade de déstabilisation de la muscovite au profit de l'orthose et, ensuite, une rétro-morphose générale qui fait apparaître une muscovite secondaire aux dépens des silicates d'alumine et du plagioclase, et une biotite aux dépens du grenat.

Ce schéma évolutif n'est pas sensiblement modifié pour certains échantillons dont le silicate d'alumine "primaire" n'est plus la sillimanite mais le disthène. Il existe, en effet, dans cette formation, un niveau particulier, conforme à la foliation générale, signalé par Forestier (1963) sous le nom d'*horizon à disthène* ( $\xi d$ ). C'est sous son aspect le plus spectaculaire que cet auteur a décrit ce silicate d'alumine, en lentilles parfois décimétriques, où le disthène en cristaux centimétriques est associé au quartz et à la staurotide. Ce type d'échantillons recherché par les collectionneurs est actuellement très rare. Mais, tout aussi intéressant par la signification de sa présence, on le retrouve au microscope dans la matrice des micaschistes emballant ces lentilles. On s'aperçoit que toute minéralogie étant égale par ailleurs, le disthène (polymorphe de plus haute pression que la sillimanite et l'andalousite) apparaît à la place de la sillimanite. Sa présence indique donc, *a priori*, l'existence d'une zone de surpression dont la trace est linéaire et parallèle à celle du plan de contact autochtone/allochtonne. En effet, ce minéral a été trouvé de façon sporadique (mauvaises conditions d'affleurement) dans la Margeride, au Sud du Ténézin, puis systématiquement selon un alignement passant par l'Arbre Redon, le Boussillon, la Boriette, Lesbinières puis sur la rive droite de la Desges jusqu'à Pébrac. Sa présence est plus discontinue à l'Est de la feuille, mais il est signalé, toujours dans la même position structurale, entre Navat et Bavat, et près de Chavaniac-Lafayette.

Sur le plan structural, par rapport à l'attitude de la foliation générale (parallèle aux limites lithologiques), cet ensemble de micaschistes serait géométriquement situé sous les gneiss à biotite et sillimanite. Par ailleurs, d'après la description des paragenèses primaires des micaschistes, on constate qu'elles témoignent d'un degré de métamorphisme inférieur à celui des gneiss à biotite et sillimanite. Ces observations tendent donc à confirmer l'existence, déjà relevée dans d'autres séries du Massif central (séries du Lot, de la Sioule, etc.), d'une succession inverse des isogrades de l'autochtone sous les surfaces de chevauchements majeurs.

En limite nord-est de la feuille, les micaschistes situés au contact du Groupe leptyno-amphibolique sont légèrement affectés par un début d'anatexie. Ce phénomène largement développé plus au Nord, sur la feuille Brioude, disparaît sur la plus grande partie de la feuille Langeac.

En revanche, postérieurement au paroxysme tectono-métamorphique que représente le phénomène de chevauchement, se développe, au contact du granite de la Margeride et vraisemblablement à cause de sa mise en place, une succession de paragenèses de haute température dont les plus tardives sont postérieures à toute déformation plicative. Ces témoins de l'action thermique du granite sont particulièrement visible dans les niveaux alumineux des micaschistes. On décèle cette influence jusque vers Chanteloube à l'Ouest, dans toute la vallée de la Desges et jusqu'à Chanteuges à l'Est.

Minéralogiquement, ce phénomène se traduit par l'apparition d'une deuxième génération de sillimanite souvent intimement associée à de la biotite (elle même secondaire ?) et qui se développe parfois aux dépens du disthène. Parallèlement, ou légèrement après, se développe, à partir des minéraux ferromagnésiens, des silicates d'alumine et de la staurotide, une cordiérite xénomorphe envahissante. Cette transformation restant le

plus souvent incomplète, est prise en relais, dans un climat statique, par le développement d'andalousite aux dépens des silicates d'alumine et de la staurotide. Près du Monteil, la déstabilisation, très rarement décrite, de la staurotide en spinelle + andalousite, a été observée dans un échantillon. L'andalousite existe également, en nodules parfois décimétriques, au sein de filons pegmatitiques recoupant les micaschistes.

La tourmaline est également bien représentée dans toute cette formation. La rétro-morphose tardive conduit à la pinitisation de la cordiérite et au développement de séricite à partir des minéraux alumineux.

**ζη. Métadiorite à enclaves d'amphibolite.** Ces roches ne sont représentées qu'à l'Est de Saint-Arcons, où elles affleurent en bordure de l'Allier, sous les coulées basaltiques. Elles ont une couleur brun foncé, un débit schisteux fortement marqué qui les ferait confondre avec les micaschistes encaissants si l'on n'était frappé par l'absence de muscovite sur les cassures.

Cette roche est constituée de plagioclase (An 30/35), de quartz (10 à 15%), de biotite brun-rouge abondante et d'amphibole verte dont le pourcentage est très variable d'un lit à l'autre (même à l'échelle de la lame mince); le sphène, l'apatite et les minéraux opaques sont accessoires. Une particularité de cette roche est de recéler des *lentilles métriques d'amphibolite* ( $\delta^{11}$ ) à andésine et hornblende verte, avec quartz et sphène accessoires. Ces métabasites, interprétées comme des précurseurs basiques, laissent supposer que cette formation est d'origine dioritique, métamorphisée dans le contexte régional mésozonal.

**ζγ. Orthogneiss du Celoux.** Cette unité pétrographique et structurale doit son nom à celui d'une localité située à la bordure ouest du massif, et également à celui d'un ruisseau (le Celoux ou le Ceroux) qui la traverse. A de rares exceptions près (voir ci-dessous) il s'agit d'un ensemble homogène d'aspect granitique, d'une couleur gris bleuté, à grain moyen, dont l'altération en boules peut conduire à des paysages chaotiques. Au cœur du batholite la texture est très peu orientée, à sa périphérie ou le long des accidents ductiles puis cassants, une foliation apparaît nettement. Ceci est particulièrement net en bordure ouest, où le débit peut se faire en dalles d'épaisseur centimétrique (environs d'Ambert), voire même en feuillets millimétriques riches en phyllites (vallon de la Noire). Cette foliation est d'orientation variable et par sa disposition concentrique elle souligne la structure en dôme de cet orthogneiss. En revanche, sur l'ensemble du massif, les linéations minérales restent grossièrement Est-Ouest et peu pentées vers l'Ouest.

Les plis décimétriques, en chevrons spectaculaires (Roche-Sauve sur la feuille Brioude), attribués à la phase 3 de déformation souple, sont rares dans la partie sud du dôme (feuille Langeac). Néanmoins, l'observation attentive de ces charnières de pli, révèle qu'ils remplissent un litage tectonique et une foliation, confondue dans les flancs de ces plis avec la foliation générale. Comme pour les gneiss à biotite et sillimanite, la foliation est donc composite S 1-2 et l'orthogneiss a subi deux phases tangentielles régionales (Burg, 1977), dont celle liée au chevauchement.

Ce batholite que l'on considère comme intrusif dans les gneiss (antérieurement au chevauchement) ne développe pas d'auréole de contact conservée, mais on observe une variation du grain de l'orthogneiss, qui devient massif et à structure finement granoblastique à la périphérie du batholite. Cet aspect est interprété comme un faciès de bordure lié à l'intrusion dans les séries encaissantes.

Minéralogiquement, ce méta-granite à tendance calco-alcaline est composé de quartz, orthose, oligoclase, biotite et minéraux accessoires, le grenat peut être présent et la sillimanite se développe en nodules dans les zones les plus déformées. Dans le diverticule qui affleure des environs de Pruneyrolles jusqu'au Sud de Freycenet, deux lentilles hectométriques de *métabasites* (9) ont été découvertes et étudiées. Le cœur de ces corps basiques présente une composition gabbroïque avec une minéralogie actuelle résultant de l'orthogneissification (labrador, hornblende verte et sphène accessoire). Aux épontes de ces septa, la minéralogie évolue (influence du granite) et la biotite apparaît tandis que la basicité du plagioclase diminue. Cette écorce de transition peut résulter à la fois d'une interaction des deux corps magmatiques et de leur évolution métamorphique.

Une datation de l'orthogneiss du Celoux a été effectuée sur roche totale par la méthode Rb/Sr (Bernard-Griffiths *et al.*, 1980). Huit points d'échantillonnage ont défini une isochrone dont l'âge est de  $407 \pm 20$  Ma ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial =  $0,7117 \pm 0,0007$ ). Cet âge (base du Dévonien) est interprété comme celui de la mise en place d'un granite d'origine crustale. Cette donnée de première importance permet de proposer un âge limite pour le chevauchement majeur du Haut-Allier : celui-ci est postérieur au Dévonien inférieur.

### Unités allochtones

**ζM. Gneiss anatectiques.** Ce terme essentiellement descriptif recouvre tout un ensemble de roches situé structuralement au-dessus du Groupe leptyno-amphibolique et dans lequel on peut distinguer, sur échantillon ou à l'affleurement, une trame gneissique plus ou moins envahie par un mobilisat leucosomique de composition granitique. La distinction entre anatexites schisteuses à texture gneissique (métatexites) et anatexites grenues fortement mobilisées (diatexites) n'a pas été retenue cartographiquement sur cette feuille en raison de l'intrication intime de ces deux types lithologiques et de leur limites floues. Néanmoins, un figuré a été employé pour délimiter les zones où un lacis de filons granitiques (leucogranites) envahit la trame des gneiss anatectiques. Ces domaines se superposent assez bien à ceux des diatexites. De même, une surcharge a été employée pour distinguer les zones ayant subi une déformation ductile qui donne aux anatexites un aspect de gneiss, voire même de micaschistes, très éloigné de l'aspect de la roche initiale.

Lorsque la mobilisation est peu accentuée, la roche présente une schistosité accusée, soulignée par une ségrégation des minéraux leucocrates en niveaux irréguliers alternant avec les lits plus sombres. Ces derniers, à grain fin, riches en minéraux ferro-magnésiens (mélanosome), sont composés de biotite, grenat relictuel, oligoclase, quartz, sillimanite et localement coridiérite, tandis que les niveaux clairs contiennent essentiellement : quartz, oligoclase moyen subautomorphe, orthose

perthitique. Les minéraux accessoires surtout concentrés dans les niveaux sombres sont variés : zircon, monazite, apatite, rutile, ilménite, graphite. Localement, on observe en outre, dans certains niveaux du mélanosome, des minéraux relictuels (disthène, mésoperthite, rutile, etc.) caractérisant une paragenèse antérieure à l'anatexie (paléosome).

L'ensemble des gneiss anatectiques est caractérisé par l'abondance relative d'enclaves variées, témoignant pour bon nombre d'entre-elles d'un métamorphisme catazonal (domaine des granulites) antérieur à l'anatexie.

Un certain nombre de ces enclaves sont de nature basique ( $\psi$ ), ou ultrabasique ( $\pi$ ) et sont tout à fait semblables à celles qui sont décrites dans le Groupe leptyno-amphibolique (voir ce paragraphe). En revanche, les gneiss anatectiques recèlent des septa relictuels de *gneiss granulitiques à disthène* dont l'étude éclaire l'histoire de toute cette unité anatectique. Ces reliques, très abondantes au Nord de la feuille Brioude, dans les zones où l'anatexie est peu développée, sont beaucoup plus rares et de dimension plus réduite sur la feuille Langeac. Des échantillons spectaculaires ont néanmoins été récoltés dans la carrière des Rochers de Lizouls, en bordure d'Allier (D 585) à 500 m à l'Est de Saint-Cirgues.

Ces gneiss à disthène ont une texture massive tant que leur évolution rétromorphique reste discrète. Ce n'est qu'exceptionnellement que l'orientation des minéraux est équante, en général, par enrichissement en biotite rétromorphique ; ils prennent l'allure de gneiss à grain fin, régulièrement lités. Leur couleur varie du brun pâle au brun foncé, devenant parfois violacée lorsque biotite et sillimanite sont plus abondantes. Les surfaces soumises aux intempéries subissent une altération différentielle qui souligne la richesse générale de ces roches en grenat et disthène. Leur paragenèse primaire, à quartz, orthose perthitique, oligoclase souvent antiperthitique, grenat, disthène, biotite primaire et minéraux accessoires (rutile, monazite, zircon, apatite parfois centimétrique, graphite et minerais) caractérise des conditions de métamorphisme du domaine des granulites de haute pression – haute température (de l'ordre de 1,4 GPa et 800°C). Cette paragenèse est contemporaine d'une phase de déformation de type isoclinal reprenant, elle même, une ancienne foliation. La roche évolue ensuite, en climat statique, dans le domaine des granulites de haute température – moyenne pression, ce qui conduit à l'apparition de phases nouvelles réactionnelles. La sillimanite apparaît par transformation *in situ* du disthène (fig. 1) ; l'association spinelle–cordiérite résulte de la déstabilisation du disthène au contact d'un minéral ferro-magnésien (grenat ou biotite I).

L'observation de ces paragenèses relictuelles, antérieures à l'anatexie, laisse supposer qu'au moins une partie de ces gneiss anatectiques dérive, par anatexie et rétromorphose, d'un matériel granulitique.

On doit certainement rattacher à ces enclaves granulitiques (alumineuses ou basiques) la présence de rutile, en cristaux ou amas cristallins centimétriques, que l'on peut trouver en éluvion dans les altérites des gneiss anatectiques. Au début du siècle, l'abondance très localisée (près du village de Von) de ce minéral, a fait l'objet d'une proposition d'exploitation (minerai de titane). Sa présence est actuellement exceptionnelle.

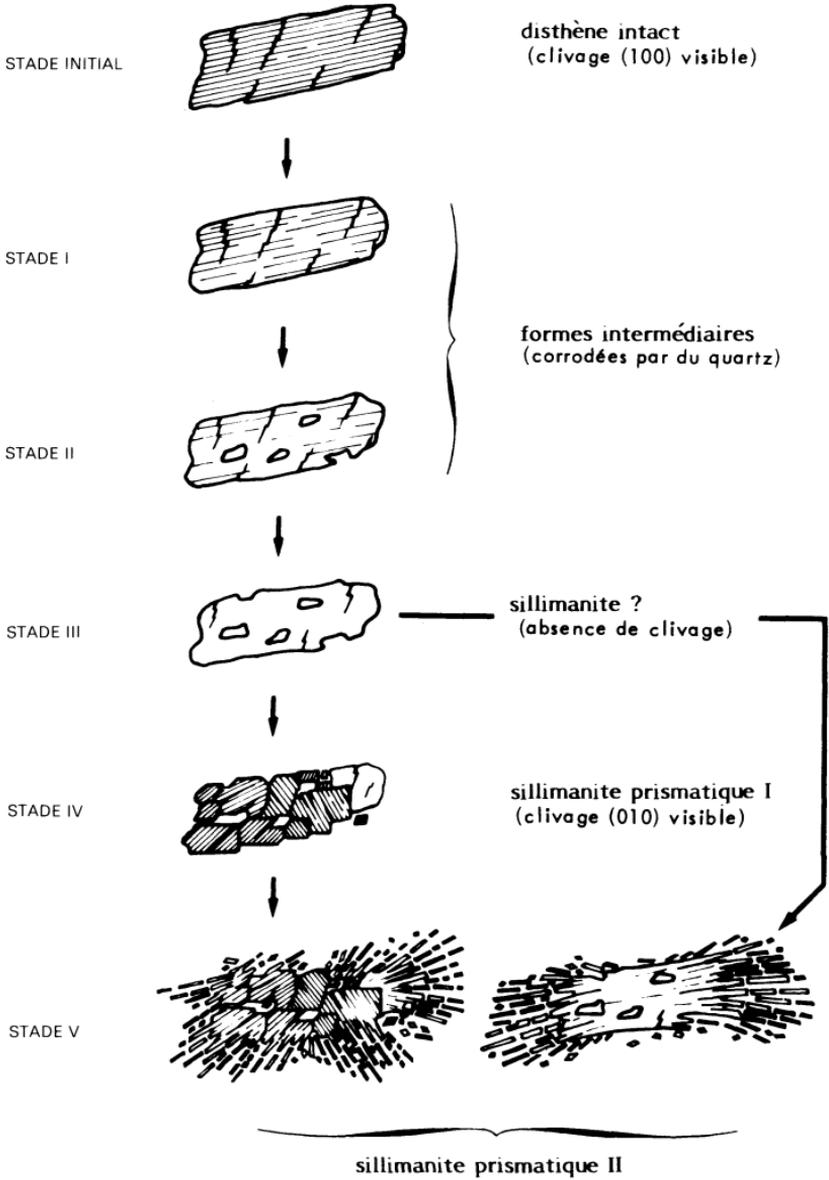


Fig. 1 - Pseudomorphose du disthène en sillimanite dans les gneiss granulitiques

Lors de la rétomorphose liée au chevauchement, et particulièrement à la base de cette formation, le laminage de ces anatexites les rend méconnaissables. La cristallisation des phyllites aux dépens des feldspaths et du grenat, le développement de la sillimanite et l'acquisition corrélative d'une forte anisotropie planaire leur donnent la minéralogie et l'aspect de gneiss à biotite et sillimanite, voire même de micaschistes. Seule une étude attentive permet de déceler leur origine tectonique. Une coupe Nord-Sud aux environs immédiats de Taillac (au Nord de l'orthogneiss de Pinols) est particulièrement démonstrative à cet égard.

$\lambda$  ;  $\lambda s$ . **Groupe leptyno-amphibolique.** La trace de ce groupe, sur la feuille Langeac, affleure en une branche nord qui contourne l'orthogneiss du Celoux et les gneiss à biotite et sillimanite, et en une branche sud qui lui est parallèle. Le "graben" de Chanteloube le fait réapparaître en limite sud de la feuille tandis que dans le fossé de Saint-Flour (angle sud-ouest de la carte), sa lithologie particulière nous a conduit à l'individualiser ( $\lambda s$ ). Tel qu'il a été défini plus haut (voir chapitre : unités lithologiques et structurales), le groupe leptyno-amphibolique est actuellement considéré comme un *mélange tectonique* composé d'une matrice, elle même composite (correspondant à plus de 80 % du volume de la formation), et d'enclaves basiques, ultrabasiques et carbonatées. Ces enclaves que l'on trouve également, en moindre quantité, dans les gneiss anatectiques seront décrites ci-dessous par type lithologique.

● En ce qui concerne la matrice gneissique, nommée abusivement *leptynites* ( $\lambda$ ), par fidélité à sa dénomination première (Forestier, 1963), on peut y distinguer, dans la portion du Groupe leptyno-amphibolique affleurant sur la feuille Langeac, plusieurs types pétrographiques :

– **des leptynites** : ce que nous appelons ainsi, dans la région étudiée, sont des gneiss massif, à grain fin, à quartz, oligoclase, grenat, rarement orthose, sans muscovite primaire mais où la biotite peut atteindre 10 %. Ils ont une teinte gris jaunâtre et un débit parallélépipédique typique. Ils sont bien représentés dans la branche nord du Groupe leptyno-amphibolique. Dans les environs de Cumiaux, il s'y développe des nodules centimétriques de sillimanite et quartz qui, abrités dans cette roche compétente, restent pratiquement sphériques.

A l'Est de Desges et au Nord de Pébrac, des bancs massifs de plusieurs mètres de puissance d'une roche sombre ponctuée de cristaux millimétriques à centimétriques d'oligoclase sont rattachés à la catégorie des leptynites. Ce sont des blastomylonites plagioclasiques à quartz, biotite et grenat accessoire.

On peut encore classer dans cette rubrique, un banc décimétrique de gneiss granulitique à disthène, blindé dans un septum d'éclogite situé au bord du chemin menant de Madène à Chazelles. Ce type de roche, si abondant dans les gneiss anatectiques de la feuille Brioude, est décrit dans le paragraphe précédent (gneiss anatectiques) ;

– **des orthogneiss leptyniques** : ce sont des gneiss clairs, à grain moyen, avec un débit planaire caractéristique. Ils sont essentiellement constitués de quartz, d'oligoclase et de biotite ; l'orthose n'apparaît que localement, le grenat est fréquent, la muscovite secondaire et les silicates d'alumine sont absents en dehors des zones de cisaillement (fibrolite). Bien que métamorphisme et tectonique masquent fortement la nature originelle de

ces roches, on peut penser qu'elles sont pour partie orthodérivées (métagranites) et pour partie d'origine grauwackeuse ;

– **des orthogneiss ocellés** ( $\sigma\zeta\gamma$ ) : dérivant de granites porphyroïdes, ces roches ne sont décelables au sein des gneiss leptyniques que lorsque leur degré de mylonitisation reste moyen. On les trouve au Nord de Belmont (limite nord de la feuille) et à l'Ouest : au Sud d'Esplot, près d'Orceyrolles et au Sud de Loudières-Basses. Leur minéralogie est celle de granites calco-alcalins à biotite. Aucune réaction coronitique n'y a été décelée ;

– **des gneiss surmicacés** : ils ont à l'affleurement un aspect de micaschiste, mais leur localisation en "couloirs" et l'abondance des surfaces listriques qui favorisent leur débit, indiquent s'il s'agit de tectonites pouvant dériver de n'importe quelle roche gneissique du Groupe leptyno-amphibolique. On ne doit pas se laisser abuser par la présence de sillimanite (absente des roches d'origine) qui se développe classiquement dans les zones de cisaillement profond. Ces tectonites affleurent plus particulièrement le long de la vallée de l'Avesne entre Saint-Cirgues et Saint-Austremoine, et dans toute la vallée de la Desges. En ce dernier lieu, il est souvent délicat de différencier ces tectonites des micaschistes alumineux voisins.

● A l'angle ouest de la feuille, au pied de la Margeride, affleure une unité structurale ( $\lambda\sigma$ ) que nous avons rattachée au Groupe leptyno-amphibolique, principalement à cause de sa position allochtone (chevauchement de Chaliers, dans la vallée de la Truyère, sur la feuille Chaudes-Aigues), et du fait que les enclaves basiques ( $\delta^{11}$ ) y sont nombreuses et en bonne partie élogitiques. En revanche, cette formation se distingue du Groupe leptyno-amphibolique classique par sa puissance nettement supérieure et par la lithologie de sa matrice gneissique ; les niveaux métapélitiques riches en sillimanite y sont fréquents. Elle est par ailleurs remarquable par l'abondance de la muscovite syntectonique, qui provient en grande partie de la déstabilisation de la biotite à la faveur d'une rétomorphose dynamique liée à une zone de cisaillement ductile qui jalonne le flanc sud de la Margeride (Kone, 1985). Le fonctionnement principal de cet accident est d'âge incertain, mais il nous semble pénécotemporain de la phase plicative 3.

$\delta^{11}$ . **Amphibolites**. Dans les cas favorables, on peut distinguer sous cette appellation des roches d'origine et d'histoire très différentes. Le plus souvent, l'évolution rétomorphique régionale les banalise et leur minéralogie se réduit à la présence d'andésine, hornblende verte, quartz (moins de 10%), localement grenat et/ou biotite, sphène et autres minéraux accessoires.

A deux exceptions près : au Sud-Ouest de Chanteloube et au Sud-Est de Saint-Arcons (voir ci-dessus :  $\zeta\eta$ ), où ces amphibolites sont clairement des métadiorites, ces roches n'existent que dans les unités allochtones.

**Amphibolites banales**. Elles affleurent le plus souvent en bancs massifs, alternant avec les gneiss leptyniques du Groupe leptyno-amphibolique (par exemple, dans la vallée de la Desges, sous Chazelles et au Nord de Combeuil). Un seul affleurement similaire a été reconnu dans les gneiss anatectiques (Le Pou). Ces roches ont chimiquement des affinités tholéitiques (Giraud *et al.*, 1984).

**Agmatites.** On peut sans doute rattacher au type précédent les métabasites de la vallée de la Cronce, dont les bancs disloqués sont envahis par le leucosome des gneiss anatectiques.

**Amphibolites rétromorphiques.** Ces roches se caractérisent d'une part, par leur mode de gisement en boudins métriques à hectométriques, au coeur desquels on observe, si le degré de rétromorphose le permet, la roche basique catazonale dont elles dérivent (éclogite, pyrigarnite, etc.), d'autre part, par leur minéralogie relictuelle (pyroxène, hornblende brune, etc.). Chimiquement, ces amphibolites conservent les affinités (plus alcalines) des roches dont elles dérivent.

**Amphibolites à pargasite.** Ces roches spectaculaires lorsqu'elles contiennent du corindon rouge (Lasnier, 1977), affleurent modestement sur cet carte (Sud de Desges et Nord de Chazeaux) ; elles sont constituées d'une pargasite chromifère vert clair, d'anorthite, de spinelle et exceptionnellement de corindon.

**Amphibolites réactionnelles.** Une auréole métrique, très altérée à l'affleurement, est observable au contact d'un septum de péridotite serpentinisée, à 500 m au Sud de Promeyrat. L'amphibole est une cummingtonite.

ψ. **Éclogites.** Contrairement à ce qui a été décrit sur la feuille Brioude, c'est ce type de roche qui sur la feuille Langeac est le mieux représenté dans les reliques métamorphiques de haute-pression dispersées dans les formations allochtones. Plus ou moins amphibolitisées, elles affleurent au Sud d'Esplot, près d'Orceyrolles et de Rageade, et au Sud de Madène.

Ces roches sombres, lourdes, à grain fin, se présentent en boudins dans un encaissant amphibolique dérivé. Les termes les moins rétro-morphosés sont plus clairs, on peut y reconnaître le grenat. Au microscope, on distingue en plus : omphacite, quartz, rutile et, selon les niveaux, disthène.

Le processus de rétromorphose conduit à la déstabilisation de la paragenèse primaire. La première déstabilisation concerne le disthène (transformé en spinelle + [sapphirine] + corindon + plagioclase) et l'omphacite qui se transforme en une symplectite (assemblage très fin de plusieurs phases) de néoclinopyroxène et de plagioclase. Cet assemblage est encore appelé kélyphitoïde. Le clinopyroxène II y est progressivement remplacé par une clin amphibole, qui se développe également autour des grenats (auréole sombre de kélyphite). Cette évolution conduit à la banalisation en amphibolite qui, à l'extrême, ne contient plus de minéraux pouvant lui attribuer une origine éclogitique.

L'une de ces éclogites (à corindon primaire) qui affleure au Sud d'Esplot, a permis par la datation de ses zircons (Ducrot *et al.*, 1983), de proposer un âge ordovicien supérieur (423 Ma) pour l'épisode métamorphique de haute pression – haute température.

ψ<sup>1</sup>. **Pyrigarnites et pyriclasites.** Ces roches ne sont représentées que par de très rares enclaves dans les gneiss anatectiques et par quelques septa dans le Groupe leptyno-amphibolique de la vallée de la Desges. Très

voisines des éclogites, elles ne s'en distinguent que par quelques variantes minéralogiques.

**Pyrigarnites.** En lame mince, on observe une paragenèse primaire à grenat (almandin-pyrope riche en grossulaire), clinopyroxène (Cpx) brun, non jadéitique, quartz et rutile. Il s'agit d'une paragenèse éclogitique si ce n'est la composition plutôt augitique du Cpx. Ce sont des granulites basiques de haute pression – haute température. Elles sont le siège de réactions rétro-morphiques interminérales de type coronitique : le grenat réagit au contact du quartz (et du Cpx) pour donner une couronne complexe avec plagioclase (absent de la paragenèse primaire) côté grenat, et hypersthène, côté quartz. C'est une réaction qui traduit une baisse de pression et/ou de température conduisant la roche à se rééquilibrer dans le domaine thermodynamique des granulites de haute température – moyenne pression. Comme les éclogites, ces roches voient également leur Cpx initial se déstabiliser en une symplectite de Cpx secondaire et plagioclase analogue au kélyphitoïde des éclogites. A ce stade, elles sont impossibles à distinguer des éclogites vraies. Par la suite, l'hydratation progressive permet le développement d'amphiboles brunes poeciloblastiques, puis de hornblende verte. On arrive alors à une amphibolite banalisée, dont l'origine peut être méconnaissable.

**Pyriclasites à grenat.** Elles sont souvent associées (Sud de Madène), en minces niveaux, aux pyrigarnites. Elles s'en distinguent par leur minéralogie primaire : présence de plagioclase I et souvent de biotite I. Leur évolution rétro-morphique est la même que celle des pyrigarnites et éclogites.

π. **Péridotites.** On trouve essentiellement ces roches dans le Groupe leptyno-amphibolique, quelques massifs de petite taille sont dispersés dans les gneiss anatectiques, parfois en myriades de nodules décimétriques (Est de Saint-Cirgues, Ouest de Cronce). Quelques gisements existent dans l'autochtone ; ils sont toujours très proches du toit de cette unité.

Ce sont des roches sombres, plus ou moins denses selon le degré de serpentinitisation, présentant une patine grisâtre caractéristique. Généralement massives, elles peuvent localement (zones tectonisées) acquérir un débit schisteux très marqué (Pébrac).

Aucune péridotite à grenat n'a été trouvée, à ce jour, sur la feuille Langeac ; les nombreux massifs recensés sont de nature harzburgitique à spinelle. A l'œil nu, les porphyroblastes d'enstatite sont en général bien visibles sur la cassure. Ces roches sont le siège de processus destructeurs rétro-morphiques qui conduisent à leur amphibolitisation, leur chloritisation puis leur serpentinitisation progressives. Le terme de cette évolution est souvent atteint dans les massifs répertoriés sur cette carte.

Il n'est pas rare qu'une réaction entre la péridotite et le gneiss ou micaschiste encaissants donne lieu, au contact des deux roches, au développement d'une écorce fibroradiée d'anthophyllite, côté péridotite, et d'une auréole de phlogopite vermiculitisée, côté encaissant. Les produits secondaires (asbestes) de ces minéraux réactionnels ont fait autrefois l'objet d'exploitation artisanale.

Certains massifs (comme ceux situés au Sud de Promeyrat), ont été recoupés par des filons de granitoïdes dans des conditions telles que le granite a réagi au contact des roches ultrabasiques pour donner des roches exceptionnelles, d'origine réactionnelle, les plagioclases à corindon ou plumasites. Associé au plagioclase et à la biotite en cristaux très allongés, le corindon se présente en prismes gris bleuté présentant parfois de l'astérisme.

**ζ γ P. Orthogneiss de Pinols.** Cet orthogneiss affleure mal. Son extension a néanmoins pu être finement délimitée grâce à la nature et à l'aspect de ses produits d'altération. En effet, son arène recèle des esquilles feldspathiques, très allongées, caractéristiques d'une roche à structure linéaire marquée.

Son aspect le plus commun est celui d'un gneiss oeilé, à grain moyen, présentant une forte linéation minérale qui estompe localement la foliation. La roche originelle était un granite calcoalcalin porphyroïde à biotite. Le grenat (rare) et la muscovite se sont développés lors de son orthogneissification ; aucune réaction coronitique n'y a été décelée.

Ses contacts, tant avec les gneiss anatectiques qui le surmonte, qu'avec le Groupe leptyno-amphibolique qu'il chevauche, sont flous, parce que fortement tectonisés. Une bande tectonisée jalonnant son contact sud (inférieur) a été représentée sur la carte ; étant donné la présence de sillimanite dans ces tectonites, elles ont été rattachées à la formation des gneiss anatectiques avec lesquels elles ont une similitude d'aspect. Mais c'est un choix arbitraire, car il n'a pas été possible de déterminer avec certitude l'origine de ces tectonites. Il peut s'agir de la semelle orthogneissique du chevauchement localisé (intra-allochtone) qui masque le Groupe leptyno-amphibolique à l'Ouest des Combelles.

### FORMATIONS INTRUSIVES

**γ<sup>2</sup>. Granite de la Margeride.** Ce massif granitique de grande étendue (3 200 km<sup>2</sup>) n'apparaît que dans l'angle sud-est de la feuille Langeac. Les affleurements les plus beaux de cette roche spectaculaire sont situés dans la vallée de l'Allier, aux environs de Saint-Julien-des-Chazes et de Prades. Ce batholite d'âge namurien (323 Ma ; Couturié *et al.*, 1979) est intrusif dans les formations métamorphiques du Haut-Allier dans lesquelles il induit une déformation localisée et un métamorphisme de haute température.

Il présente une structure porphyroïde due à la présence de mégacristaux automorphes de feldspath potassique pouvant dépasser 10 cm de long ; il est de plus constitué de quartz, plagioclase, biotite et minéraux accessoires. La proportion de ces minéraux varie dans l'ensemble du batholite, ce qui a conduit Couturié (1977) à distinguer un faciès clair, un faciès moyen et un faciès sombre, en fonction de la proportion de biotite. C'est ce dernier faciès qui est représenté sur la feuille Langeac. L'étude pétrographique et géochimique conduit à définir ce granite comme étant monzonitique et différencié.

Outre les hétérogénéités à grande échelle (traduit par le pourcentage de biotite), ce granite recèle de très nombreuses enclaves basiques plus ou moins assimilées, et il est recoupé par des filons variés : kersantites, microgranites, leucogranites.

$\gamma^2$ . **Leucogranite.** On distingue, sur la carte, deux populations géographiques : une liée au complexe granitique de la Margeride et l'autre proliférant dans les zones les plus mobilisées des gneiss anatectiques.

Les leucogranites de la Margeride sont l'expression tardive (281 Ma ; Vachette et Couturié, 1972) de l'activité magmatique locale. Ils sont très clairs, sensibles à l'altération, constitués de quartz, albite-oligoclase, microcline, muscovite, très rare biotite et parfois tourmaline.

Au coeur des diatexites, des leucogranites identiques aux précédents recourent les structures ; mais il existe également des granites antérieurs, moins alcalins, où la biotite devient dominante et dans lesquels la cordiérite peut apparaître.

$\mu\gamma$ . **Microgranite.** Un seul filon de cette roche est connu sur la feuille. Il recoupe le Groupe leptyno-amphibolique sous Chazelles, dans la vallée de la Desges. Très massive, de teinte rosée, cette roche est constituée d'une pâte fine quartzofeldspathique et de cristaux de quartz, albite, feldspath potassique. Les micas sont exceptionnels.

$\nu^2$ . **Kersantite.** Un seul petit affleurement de lamprophyre a été trouvé au sein du granite de la Margeride, dans le cadre de la carte. Il s'agit d'une roche sombre, finement grenue, à biotite abondante, quartz, plagioclase moyen, feldspath potassique, clinopyroxène.

### FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

**hr. Houiller.** Il constitue le bassin de Langeac. Encaissé entre failles, ce bassin situé à une vingtaine de kilomètres au Sud de Brioude, est allongé N 20°E sur 8,5 km pour une largeur de 0,8 à 2 km.

La série stratigraphique atteindrait 800 à 1 000 m de puissance ; on distingue quatre formations (Desrousseaux, 1938 ; Jung, 1946) :

- à la base, une brèche inférieure augmentant de puissance au Sud ;
- faisceau de Vaurette (4 couches) ;
- grès et poudingues (100 à 300 m) ;
- faisceau de Marsanges (150 à 200 m) avec 2 couches de houille.

Le Houiller de Langeac appartiendrait au Stéphanien moyen, le faisceau de Marsanges se situant, d'après Mathieu, à un niveau élevé du Stéphanien.

Le bassin de Langeac présente une particularité ; c'est l'existence d'une plaque de gneiss de grandes dimensions (1 × 0,6 km) qui repose sur le Houiller exploité et non dérangé. On peut penser qu'il s'agit d'un copeau qui s'est détaché de la montagne et qui a glissé par gravité, la mise en place étant postérieure au Stéphanien.

**Oligocène.** Aucun affleurement n'a pu être rattaché de façon certaine à cet étage. Les *sols rouges* de Novechaze et Lagarde (communes d'Ally et de Celoux) s'apparentent aux paléosols fréquents sous les coulées volcaniques. Aucun témoin sédimentaire de cet âge ne semble subsister non plus dans la partie du fossé de Saint-Flour comprise sur la feuille Langeac.

### FORMATIONS VOLCANIQUES NÉOGÈNES

Les formations volcaniques de la feuille Langeac occupent de façon inégale respectivement le Nord-Ouest et le Nord-Est de la feuille. Les travaux initiaux de M. Boule portant sur ces formations ont contribué à l'élaboration des cartes géologiques à 1/80 000 Saint-Flour (1881) et Le Puy (1892), ceux de P. Bout (1960) sont intégrés dans la 3ème édition de ces cartes.

Ces formations appartiennent à deux provinces volcaniques :

– au Nord-Est elles constituent la partie septentrionale de la chaîne volcanique du Devès qui s'étend sur près de 70 km selon une orientation NNW-SSE. Les zones basses constituées par le fossé de Paulhaguet au Nord et par la vallée de l'Allier au Sud-Ouest ont commandé les directions d'écoulement des laves ;

– au Nord-Ouest les formations volcaniques font partie du volcanisme ponctuel et dispersé en périphérie du horst de la Margeride, entre les 3 grands massifs volcaniques : Cantal, Cézallier et Devès auxquels ce volcanisme ne peut être relié de façon évidente. Les directions d'écoulement dans ce secteur ont été influencées de façon lointaine par la vallée de l'Allagnon.

#### Age

La géochronologie des laves du Devès est indiquée dans le tableau 1 (les points de prélèvement des échantillons sont notés figure 2). Les sites en caractère gras concernent la feuille Langeac. Les résultats indiqués montrent que si l'âge des coulées du Devès est essentiellement villafranchien et concentré entre 2,7 et 0,6 Ma, l'activité effusive importante de cette période masque vraisemblablement la plupart des premières manifestations volcaniques de cette province, datant d'environ 6 Ma. Concernant le volcanisme de la Margeride mais pour des affleurements situés plus au Sud, Bellon et Gibert (1983) indiquent quatre périodes d'activité situées entre 15,9 et 3,5 Ma. Comme la période la plus ancienne paraît cantonnée dans la région de Chaudes-Aigues, la mise en place des laves du secteur nord-ouest de la carte Langeac serait plus récente que 12,7 Ma.

#### Magnétisme et paléomagnétisme

La répartition hétérogène dans la croûte terrestre de roches à teneurs diverses en minéraux magnétiques est à l'origine des écarts à la valeur normale du champ magnétique en un point (anomalies magnétiques). L'étude de ces anomalies effectuée grâce à des levés magnétiques aériens et au sol, peut être complétée pour les structures superficielles par des mesures de susceptibilité magnétique sur échantillons. En région volcanique où les laves sont riches en minéraux magnétiques, l'étendue et

TABLEAU 1

Sites	Matériel analysé	Type de gisement	Méthode d'analyse	Age (Ma)	Polarité magnét.	Références
1 <i>Blassac</i>	Basalte	Coulée	K-Ar	1.96	+	Carré et Couthures, 1982
2 <i>Mt Briçon</i>	Basalte	Coulée	K-Ar	1.92		Savage et Curtis (a)
3 <i>Saint-Arcons</i>	Basalte	Coulée 4	K-Ar	0.59	+	Cantagrel et Prévot, 1971
		Coulée 3	K-Ar	0.94	+	
		Coulée 2	K-Ar	1.20	-	Cantagrel et Prévot, 1971
		Coulée 1	K-Ar	2.70	+	
4 <i>Senèze</i>	Basalte	Coulée	K-Ar	2.3	-	Prévot et Darlymple, 1970 Bellon, 1971
	Basalte	Intrusion	K-Ar	3.48		
5 <i>La Malouteyre</i>	Basalte	Coulée	K-Ar	0.68		Bellon, 1971
6 <i>Sinzelles</i>	Basalte	Coulée	K-Ar	1.3		Savage et Curtis (b)
	Basalte	Coulée	K-Ar	1.4		Bellon, 1971
7 <i>Sous le Mont Ronzon</i>	Hawaïte Zircon dans hawaïte	Coulée Coulée	K-Ar	3.0		Carbonnel <i>et al.</i> , 1973 Carbonnel <i>et al.</i> , 1973
			Traces de fission	2.89		
				5.11		
8 <i>Le Dolaison</i>	Zircon	Alluvions	Traces de fission	3.20		Carbonnel <i>et al.</i> , 1973
	Zircon	Alluvions	Traces de fission	5.49		Carbonnel <i>et al.</i> , 1973
9 <i>Riou Pezzouliou</i>	Zircon	Alluvions	Traces de fission	2.81		Carbonnel <i>et al.</i> , 1973
	Zircon	Alluvions	Traces de fission	6.90		Carbonnel <i>et al.</i> , 1973
10 <i>Ceyssac</i>	Basalte	Coulée	K-Ar	0.85		Girod, 1979
	Basalte	Coulée	K-Ar	0.94		Girod, 1979
	Basalte	Coulée	K-Ar	0.95		Girod, 1979
	Brèche	Coulée	K-Ar	2		Bout, 1966
11 <i>Plot de Lachamp</i>	Basalte	Intrusion	K-Ar	0.7		Boivin, 1982
12 <i>Barges</i>	Basalte	Intrusion	K-Ar	1.01		Boivin, 1982
13 <i>Goudet Rocher du Midi Ravin des Fouragettes</i>	Basalte Néphéline Basalte Basanite	Coulée	K-Ar	1.0		Boivin, 1982
		Coulée	K-Ar	1.3		Boivin, 1982
		Coulée	K-Ar	1.9		Boivin, 1982
		Coulée	K-Ar	2.3		Boivin, 1982
14 <i>Cereix</i>	Basalte	Intrusion	K-Ar	5.4		Boivin, 1982

l'intensité des anomalies dépendent de la forme des structures volcaniques profondes, de la puissance des formations et des caractéristiques de leur aimantation thermo-rémanente (ATR). Celle-ci fossilise, en particulier, la polarité du champ magnétique au moment de l'épanchement. Cette polarité est inverse (-) si le champ magnétique fossilisé est de sens opposé à l'actuel, elle est normale (+) dans le cas contraire. L'étude réalisée par Roux et Senaud (1978) à partir des levés aéromagnétiques de 1975 a mis en évidence des anomalies ponctuelles importantes (jusqu'à 56  $\gamma$  à 2 500 m d'altitude) centrées en particulier sur le Puy du Roi. De puissantes coulées de vallée de polarités magnétiques successivement normales puis inverses et/ou un remplissage de maar, non visible actuellement, seraient la cause de cette anomalie. Ces coulées et l'édification du Puy du Roi auraient contribué à détourner le cours de l'Allier. A Saint-Arcons, au Sud-Est de la carte, Cantagrel et Prévot (1971) ont montré que les coulées superposées ayant envahi la vallée de l'Allier ont enregistré successivement :

- coulée (1) : la fin de l'époque Gauss où la polarité est normale ;
- coulée (2) : une période inverse précédant l'épisode de Jaramillo qui caractérise la coulée (3) ; (2) et (3) font partie de l'époque Matuyama à polarité inverse dominante ;
- la coulée (4) à polarité normale correspond à l'époque Brunhes.

Enfin au Nord-Ouest, l'âge et la polarité normale de la coulée de Blassac (Carré et Couthures, 1982) situe cet épanchement durant l'épisode de Olduvai. Aucune information paléomagnétique sur les formations de la Margeride n'est actuellement publiée.

## Lithologie

**$\beta^2$ H. Hawaiiite.** La présence, visible au microscope, de phénocristaux de plagioclase (labrador) et éventuellement d'amphibole, l'absence de feldspathoïde et des caractères chimiques comme la richesse en alumine et un index de différenciation (D.I.) supérieur à 35 (Maury, 1976), distinguent ces laves des basaltes et basanites. Elles contiennent fréquemment de petites enclaves de périclinites souvent dissociées.

A part les pyroclastites et bombes du Mont Coupet (analyse 11), les hawaiiites ne sont connues sur la feuille Langeac que dans sa partie ouest correspondant au district de Margeride ; elles y sont en partie masquées par des coulées de basalte et ne sont bien individualisées qu'au Nord de La Chapelle-Saint-Laurent sur la feuille Brioude. Les coulées proviennent d'appareils volcaniques ponctuels et ont une orientation générale Nord-Sud.

Au Sud-Ouest de ce district (région de Chaudes-Aigues), un volcanisme aux caractéristiques similaires jalonnant les fractures du socle produit des hawaiiites à partir de 9,7 Ma (Bellon et Gibert, 1983). Sur la feuille Langeac, leur situation sous des coulées de basanite à leucite laisse supposer des âges plus récents.

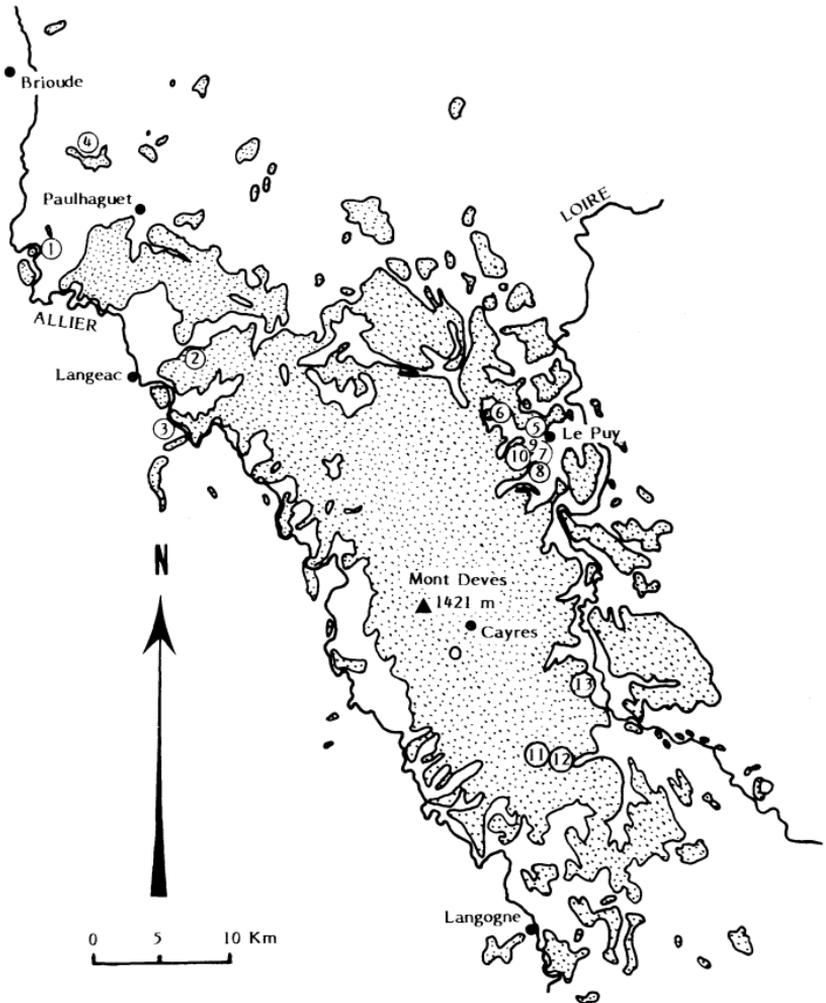


Fig. 2 - Situation des échantillons datés dans la chaîne volcanique du Deves

**$\beta^1$ . Basanite à leucite.** Ces laves, zébrées de veinules à leucite associée à de la néphéline, de la sanidine, des zéolites et parfois de l'haüyne, sont riches en microcristaux de pyroxène et pauvres en plagioclase. Ce type de lave n'est pas très commun, il est connu dans la partie sud du Devès (Normand, 1974) et il en a été récemment reconnu un gisement au Nord, formé par le dyke situé sur le flanc interne ouest du maar de Senèze. Dans les formations de la Margeride, par contre, ces laves sont fréquentes (Rocher de Lastic, Puy de Loubarcet sur la feuille Saint-Flour à moins de 5 km de la limite avec la feuille Langeac), et plus récentes (3,15 Ma au

Rocher de Lastic) que les occurrences particulièrement denses du Cézallier et surtout du Cantal, toutes agées de 4 Ma (Boudon, 1979).

**1β2. Basaltes alcalins en position stratigraphique indéterminée.** Dans ce même district du Nord de la Margeride, près de Celoux, ces basaltes peuvent constituer une variation locale des hawaiiites auxquelles ils sont associés ; leur âge est donc présumé inférieur à 9,7 Ma, d'autant que certains appareils comme le Puy Lagarde conservent encore une morphologie peu dégradée par l'érosion. Une sortie isolée et plus érodée, contenant quelques nodules de péridotite, forme les hauteurs de Montsuc à l'Est de Chastel.

**2β2. Basaltes alcalins villafranchiens et récents.** Ces "basaltes" sont tous des basanitoïdes dans la mesure où les feldspathoïdes demeurent indécelables au microscope bien que les compositions minérales calculées à partir des compositions chimiques des laves (norme) en fasse apparaître en quantité importante. Ces coulées de basalte ont séparé de façon précoce le bassin de Paulhaguet de la vallée de l'Allier (Grangeon, 1967) dont elles ont envahi le cours à plusieurs reprises entre 2,7 et 0,59 Ma (Cantagrel et Prévot, 1971).

**tsβ. Tufs soudés.** La colline Saint-Roch est le principal gisement de ce matériau qui a été abondamment utilisé pour la construction comme en témoignent les nombreuses carrières qui l'entaillent. A la faveur des fronts de taille sud-est, Boivin et Gourgaud (1979) ont distingué un anneau de tufs bien lités constitués de lapillis basaltiques, fortement vitreux à écorce de palagonite (verre hydraté). Il s'y mêle des bombes trempées et des éléments de socle et de péridotite. Une phase argileuse et de la calcite en constituent le liant. Cet anneau de tuf est accidenté de failles annulaires correspondant à des surfaces de glissement de panneaux de tufs sapés par les explosions successives. Vers le centre, les tufs plus massifs correspondraient à des retombées directes de cendres fines dans le cratère. La présence de lapillis à écorce de palagonite et l'absence de cuvette d'impact sous les bombes traduisent un dynamisme essentiellement phréatomagmatique qu'un site lacustre expliquerait parfaitement. L'âge de cet appareil est probablement villafranchien, une couche de lapillis palagonitisés est en effet incluse dans un lit de galets fluviatiles considéré de cet âge (Bout, 1960) et situé sous la coulée basaltique de Lafont au Nord-Est de la colline de Saint-Roch.

**brβM. Brèches basaltiques de maar.** Caractéristiques d'un dynamisme volcanique de type phréatomagmatique, les maars résultent de la rencontre en profondeur d'une colonne de magma avec une nappe phréatique souvent sous-jacente à un cours d'eau ou à un lac. Les explosions qui s'ensuivent provoquent une vaste dépression correspondant à des effondrements en cônes emboîtés dont les flancs peuvent ou non être tapissés et cernés de brèches hétérogènes et de pyroclastites aux figures de dépôts caractéristiques (absence de stratifications et de granoclassement des premiers dépôts, antidunes et chenaux d'écoulements, etc.). La retombée sud du maar d'Alleret, dont la plus grande partie est située sur la feuille Brioude, présente peu d'affleurements. Seule la tranchée de la route au Sud de Sauvanirgues montre un lambeau de brèche chaotique essentiellement basaltique qui paraît être un témoin de l'activité initiale du maar.

br $\beta$ . **Brèches basaltiques intrusives.** Ces formations peu nombreuses, correspondent à des conduits de lave relativement superficiels et dégagés par l'érosion à un niveau où le dégazage de la lave n'atteignait pas encore le seuil explosif. Un filon de ce type a alimenté le cône situé au Nord-Ouest de Chilhac. Le Rocher Rouge du Puy-du-Roi et le Rocher Chaise au Nord de Saint-Julien-des-Chazes en sont deux autres exemples. Les enclaves de socle peuvent y être abondantes.

tf. **Tufs et brèches sous coulée ou de saupoudrage.** Sous cette notation sont regroupées des projections diverses en provenance essentiellement d'appareils stromboliens voisins. Elles sont faites de lapillis basaltiques éventuellement palagonitisés, auxquels peuvent se mêler scories, bombes et enclaves diverses. La fraction fine est en général fortement argilisée et l'ensemble reste assez meuble. Ces dépôts, parfois massifs, avec nombreux bombes et xénocristaux (au Nord-Est de Josan), sont pour la plupart, bien stratifiés à inclinaison faible (vallée de la Lidenne près de Freycennet), rarement forte (35° à l'Est de Vailhac dans la vallée de la Fioule); elles fossilisent d'anciennes vallées (exemple : sous la coulée du Puy-du-Roi vers Le Monteil).

Ponctuellement cette notation intègre aussi des dépôts bien stratifiés composés uniquement de lapillis soudés, visibles sous la coulée nord du Mont Coupet, à Rassac et à l'Ouest de Saint-Eble. A Rassac, d'anciennes carrières souterraines montrent que ces tufs ont une pente dirigée vers le Mont Coupet; leur nature et leur disposition sont typiques d'un anneau de tufs et d'un dynamisme phréatomagmatique. L'anneau de tufs est décentré légèrement vers le Nord par rapport au cratère égueulé actuel. Au Nord, la coulée du Mont Coupet a débordé cet anneau de tufs dont la crête sous jacente est matérialisée par une partie du chemin Rassac - Saint-Eble; au Sud il est recouvert par les pyroclastites du cône strombolien constituant le Mont Coupet actuel.

tf $\beta$ . **Pyroclastites de cône strombolien.** Une vingtaine de cônes volcaniques peuvent être dénombrés dans les parties nord-est et nord-ouest de la carte. Plusieurs ont conservé leur morphologie initiale, mais la plupart montrent des cratères égueulés. Ces appareils sont constitués de scories, de bombes souvent en fuseau et de lapillis basaltiques auxquels sont fréquemment mêlés des enclaves d'origines diverses et des cristaux isolés parfois de grande taille. Parmi ces cristaux, les plus célèbres sont sans conteste les corindons du Mont Coupet, connus de longue date (Bertrand de Lom, 1855 et 1861). Malheureusement, si à cette époque le gisement a fourni de nombreux échantillons, la végétation et les collectionneurs l'ont depuis longtemps rendu complètement stérile.

(p-a); ( $\gamma$ ); ( $\gamma$ G); ( $\pi$ ). **Enclaves.** Les laves du Devès et plus particulièrement les pyroclastites des cônes stromboliens contiennent de nombreuses enclaves de socle et de roches ultrabasiques. Quatre catégories sont à distinguer :

- des enclaves de socle correspondant à des formations environnantes identifiables. Leur séjour dans la lave a fréquemment provoqué des phénomènes de fusion suivis de recristallisation de minéraux de basse

pression et haute température (mullite par exemple) (Leyreloup, 1973 ; Maury, 1976). Ces *büchites* sont fréquentes au Mont-Briançon et au Coupet ;

– de rares enclaves à structure de "recuit", à orthopyroxène et plagioclase, typiques du domaine catazonal (faciès granulite), sont représentatives du socle profond. En surface, leurs équivalents les plus proches existent à l'état de rares reliques fortement rétro-morphosées dans les terrains métamorphiques. Les cristaux de corindon du Coupet tirent vraisemblablement leur origine d'un de ces types d'enclaves ;

– les enclaves mono- ou polyminérales de pyroxénolite (salite) et d'amphibolite (analyse 13, tableau 2) et les mégacristaux (titanomagnétite, pyroxène, amphibole) sont des témoins de différenciations précoces sous pressions de fluide élevées. Certaines d'entre elles cependant, pourraient représenter un épisode précurseur des basaltes (Boivin, 1982 ; Liotard *et al.*, 1983) ;

– des enclaves de péridotite qui, dans les environs de Langeac, ont suscité l'intérêt par leur abondance, leur taille et même leur couleur, et les études qui les concernent sont nombreuses (Bertrand de Lom, 1861 ; Lacroix, 1893 et 1922 ; Vilminot, 1962 ; Mercier, 1972 ; Coisy et Nicolas, 1978). Ce sont en majorité des lherzolites (olivine dominante, clinopyroxène, orthopyroxène et spinelle) éventuellement à rubanements pyroxénitiques, et plus rarement des harzburgites (olivine, orthopyroxène et spinelle) ou des dunités (olivine et spinelle). Le grain en est grossier (3 mm ; Mont Briançon et Blassac) ou moyen (1 mm ; Mont Coupet, Puy du Roi, Chilhac). Bien que leur composition et leur structure soient indicatrices selon Brown *et al.* (1980) d'une origine à des profondeurs situées entre 25 et 55 km, ces péridotites ne peuvent, d'après les études géochimiques effectuées, représenter à elles seules les régions source des basaltes qui les véhiculent (Chauvel, 1982).

**βN ; βF. Neck et filon de basanite et basalte alcalin.** Les filons et centres d'émission restent encore dans la plupart des cas incomplètement dégagés des pyroclastites des appareils qu'ils alimentaient. Le filon situé au Sud du Mont Coupet est un des plus apparents, il est parallèle aux failles NNE-SSW qui affectent le socle environnant le cône.

### FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les formations superficielles n'ont pas fait l'objet d'une étude systématique ni d'un lever particulier en dehors des vallées principales. Les formations d'altération et les colluvions ont cependant une grande extension sur tous les versants à pente faible ou modérée. C'est ainsi que les formations à blocailles qui masquent les sommets de la Margeride s'étendent au Nord sur les pentes comprises entre Védrines, Soulges et le bord occidental de la feuille. Il s'agit de blocs arrachés aux substrats pendant les dernières périodes froides du Quaternaire et entraînés sur les versants. Les fragments émoussés, hétérométriques, s'associent à une matrice argilo-sableuse. L'épaisseur, malaisée à apprécier, est souvent de l'ordre du mètre. Ailleurs, les blocailles se confondent avec les formations pédologiques.

**R-C. Formations résiduelles et colluvions de versant** (sables argileux et blocs polygéniques). Comme il est indiqué ci-dessus, ces formations n'ont

pas été cartographiées systématiquement. Elles se situent fréquemment en bordure des vallées, sans grande extension. Il est possible de leur rattacher les cailloutis de Chambarret, au Sud-Est de Langeac, qui s'apparentent par leur position à un cône de déjection.

**C ; C-F. Colluvions des fonds de vallon ; colluvions et alluvions indifférenciées** (cailloutis, sables, argiles). Des colluvions, dérivées de toutes les formations encaissantes, colmatent le fond des vallées épargnées par la reprise de l'érosion de l'Allier ou du cours inférieur de ses affluents. Ces formations caractérisent donc surtout la tête des talwegs et les vallées faiblement marquées comme celle du plateau de Saint-Georges-d'Aurac et Chavaniac-Lafayette. De tels remblaiements s'observent aussi en bordure de la plaine alluviale, dans les dépressions situées en arrière des alluvions anciennes ou bien dans la partie inférieure des vallons latéraux (Langeac, Reilhac, etc.).

Il est souvent malaisé de séparer ces colluvions des formations fluviales proprement dites et la double notation (C-F) s'applique à de tels cas.

**Fp. Alluvions du Villafranchien.** A la suite des travaux de Bout (1960, 1973), il est rattaché au Villafranchien diverses formations fluviales qui apparaissent le plus souvent sous les coulées volcaniques, notamment dans la vallée de l'Allier. Leur épaisseur, souvent de l'ordre du mètre, et les conditions d'observation rendent particulièrement délicate la représentation à l'échelle du 1/50 000.

D'aval en amont, le Villafranchien affleure du Nord de Blassac, au Sud-Est de Laboue, à Lavoute-Chilhac (Bout, 1973), près d'Achaud, à Chilhac, au Sud-Est de Langeac, dans le secteur de Chanteuges et enfin à Prades.

Au Nord de Blassac, la route entaille, sous le flanc nord de la coulée basaltique, des galets en couches fortement inclinées vers l'Ouest. Cette formation est surmontée de sables limoneux et de tufs volcaniques en stratification horizontale. Bout (1973) voit dans cette disposition "par mont et par beine" un delta lacustre. Dans tout ce secteur, les alluvions villafranchiennes se retrouvent presque au niveau d'un remblaiement postérieur, bien marqué dans la topographie, vers 485-490 m d'altitude. En amont de Lavoûte-Chilhac et au Nord-Ouest du village d'Achaud, la formation Fp et les alluvions plus récentes s'emboîtent de la même manière. Le Villafranchien est caractérisé par la présence de gros galets (certains de plusieurs décimètres), mais la distinction entre les deux formations est souvent malaisée à partir de matériaux le plus souvent remaniés ou résiduels.

L'induration des alluvions (en agglomérats localement résistants) pourrait inciter (comme le fait Bout, 1973) à dater du Villafranchien la terrasse de la rive droite de l'Allier à Langeac. La conservation du modelé dans toute la vallée ne semble pourtant s'appliquer qu'aux seules formations du Quaternaire supérieur, et les sables et galets antérieurs ne doivent leur conservation qu'aux recouvrements basaltiques.

A Chanteuges, des formations à galets se retrouvent à nouveau sous les coulées et la succession stratigraphique devient complexe (Bout, 1973). Plus en amont, les conditions d'observation sont difficiles. A Prades, à la sortie du tunnel ferroviaire, Bout a reconnu des *sables roux*

qu'il assimile aux sables à mastodontes du Villafranchien inférieur. Les formations à galets de Chilhac sont rattachées par ce même auteur à un second remblaiement datant du Villafranchien moyen (faune de Chilhac).

### **Principales découvertes paléontologiques**

- **le Coupet**, commune de Saint-Eble et Mazeyrat-Crispinhac : sur le flanc sud du volcan du Coupet, des tufs ocreux ont livré une faune célèbre depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle et qui comprend notamment : *Elephas meridionalis*, *Mastodon arvernensis*, *Equus stenorhis*, *Rhinoceros etruscus*, des antilopes, des cervidés, des carnivores, etc. (Boule, 1892 ; Bout, 1973) ;
- **ravin de Raboulet**, commune de Chilhac : la faune du Villafranchien moyen, également connue depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle, est extraite de tufs volcaniques. Les fouilles se poursuivent (Guth *et al.*, 1979) ;
- **la Girondie**, à Blassac, a également livré des vertébrés fossiles de cette époque (Guth, 1975).

F ; Fy. **Alluvions anciennes** (Quaternaire moyen et supérieur). Les alluvions anciennes (gravier, sables et argiles) constituent de petits lambeaux discontinus qui paraissent correspondre à trois remblaiements principaux. Le plus haut, altimétriquement, s'observe à l'Est de Lavoûte-Chilhac vers 505 et 515 m d'altitude. Un deuxième se suit assez bien depuis la limite septentrionale de la feuille (485 - 490 m) en remontant jusqu'au Chambon (510 à 515 m) et Langeac où il forme une vaste terrasse d'une dizaine de mètres de puissance sur la rive droite. Le remblaiement le plus récent, probablement de l'époque Würm, dans lequel s'inscrit le cours actuel de l'Allier, ne prend de l'importance qu'à Langeac (plaine de Von et sous la ville basse) et Reilhac. Dans les vallées secondaires (celle de la Desges, par exemple), les alluvions anciennes et actuelles ne peuvent être distinguées (notation Fy-z).

Fz. **Alluvions actuelles et subactuelles**. Elles correspondent à un étroit chenal encadrant le lit actuel des cours d'eau, et n'ont été distinguées graphiquement des alluvions anciennes que pour l'Allier à partir de Chanteuges. Ces sables et graviers proviennent en partie du remaniement des remblaiements antérieurs. Des extractions sont pratiquées à Langeac (la Gravière, la Prade).

## **PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES**

### **MAGMATISME ET MÉTAMORPHISME**

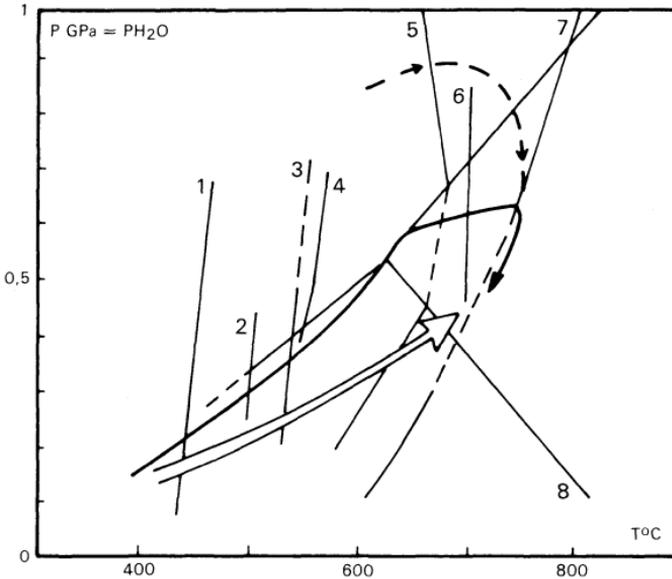
Les protolithes des roches orthodérivées des séries cristallophylliennes du Haut-Allier correspondent à des épisodes magmatiques divers. Leur âge et le lieu de leur mise en place initiale sont le plus souvent mal connus. Les témoins des phénomènes magmatiques les plus anciens se retrouvent actuellement dans le Groupe leptyno-amphibolique ; certains métagranites et gabbros (feuille Brioude) seraient d'âge Ordovicien inférieur (480-460 Ma), le protolithe de l'éclogite de la Borie (Sud d'Esplot) serait sub-contemporain de l'éclogitisation (423 Ma), avec une composition chimique de basalte d'arrière-arc, tandis que les amphibolites banales, d'âge inconnu, témoignent de tendance plus franchement océanique.

Dans l'autochtone, l'âge de mise en place du granite du Celoux (407 Ma) semble étonnamment tardif si l'on considère qu'à l'échelle de la chaîne de collision, cette période correspondrait à la fin de la subduction ou au début de l'obduction. Il faut noter qu'un âge de  $535 \pm 26$  Ma (Cambrien inférieur) a été proposé (Mathonnat, 1983) pour l'orthogneiss de Sainte-Alyre (feuille Massiac), qui présente beaucoup d'analogies avec celui du Celoux.

L'anatexie de l'unité charriée, interprétée comme le résultat de la superposition d'un segment de croûte profonde chaude sur un allochtone plus superficiel, donc hydraté, est la dernière manifestation magmatique synmétamorphe. La mise en place du batholite de la Margeride précède l'anatexie vellave et son cortège filonien de leucogranite.

Les grandes lignes de la succession des événements métamorphiques ayant affecté les unités lithologiques et structurales affleurant sur la feuille Langeac, ont déjà été exposées ci-dessus (histoire géologique) et étayées dans la description des terrains.

La figure 3 résume ces données et propose un ensemble de valeurs approchées des paramètres physiques (pression et température) qui ont prévalu lors de l'évolution tectonométamorphique des roches de la région. Les trajectoires thermodynamiques, construites pour des paragenèses de roches pélitiques sont confirmées par l'étude des metabasites (non représentées). On notera que l'évolution des paragenèses dans le domaine des granulites s'est effectuée dans des conditions de pression de vapeur d'eau très inférieure à la pression totale des fluides.



Courbes : (1) = biotite + muscovite (Nitsch et Brown *in* Winkler 1974). (2) = grenat (+) (courbe non publiée). (3) = chloritoïde + staurotide (Richardson 1968). (4) = chlorite + muscovite --- staurotide (Hoschek 1969). (5) = staurotide + muscovite --- disthène + biotite (Hoschek 1969). (6) = staurotide + quartz - - grenat + disthène (Richardson 1968). (7) = muscovite (-) (Storre 1972). (8) = point triple des silicates d'alumine (Richardson et al. 1969).

- en pointillé : évolution précoce des granulites ;
- en trait fort : métamorphisme lié au chevauchement ;
- flèche blanche : évolution régionale tardive.

Fig. 3 - Domaines thermo-barométriques des roches de composition pélitique

## VOLCANISME

Les laves du Devès et de la Margeride sont pour la plupart des basanites et basanitoides aux teneurs en feldspathoïdes toujours élevées et supérieures à 6 % en ce qui concerne la néphéline normative. L'absence de termes pauvres en minéraux ferro-magnésiens et une évolution ne dépassant pas le stade des hawaïites reflètent le caractère peu différencié des magmas du Devès et de la Margeride.

Les analyses chimiques publiées (*cf.* tableau 2) montrent que les teneurs pondérales en silice n'excèdent pas 46 % et que celles en MgO sont comprises entre 8 et 12 %, les teneurs plus élevées provenant de la contamination de la lave par des nodules de péridotite dissociés. Le rapport alcalins/silice situe l'ensemble de ces laves entre les séries moyennement et fortement alcalines. Elles sont plutôt sodiques car le rapport  $K_2O/Na_2O$ , relativement constant, reste voisin de 0,5 même dans les laves riches en leucite.

Ce volcanisme possède toutes les caractéristiques du magmatisme alcalin habituellement considéré comme typique d'une situation intra-plaque. Il résulte, d'après les données actuelles, de la fusion partielle dans le manteau supérieur de péridotites préalablement enrichies (méta-somatisées) en éléments dits incompatibles (K, Na, Rb, Ba, P, La, Th.).

Un diapir mantellique pourrait expliquer la genèse de tels basaltes en conformité avec les investigations géophysiques de Perrier et Ruegg (1973), montrant l'existence à l'aplomb des régions volcanisées du Massif central d'une zone de manteau anormal située sous une croûte amincie et surmontant une remontée de l'asthénosphère.

## TECTONIQUE

Le territoire de la feuille Langeac recouvre trois ensembles géologiques d'importance inégale :

- *un ensemble volcanique* pratiquement indemne de toute déformation ;
- *un ensemble effondré* où affleure le Houiller du Bassin de Langeac, plissé ou basculé ;
- *un ensemble cristallophyllien et magmatique* qui porte l'empreinte de plusieurs déformations superposées.

Dans l'état actuel de nos connaissances, les études microtectoniques et géochronologiques qui ont été effectuées sur ces ensembles permettent de rattacher à l'orogène varisque au sens large (Paléozoïque supérieur) toutes les manifestations métamorphiques et les déformations pénétratives associées. La tectonique cassante, responsable de la plupart des failles représentées, est d'âge mésozoïque ou cénozoïque. Les failles qui limitent le bassin de Langeac sont probablement carbonifères ou permienes, elles correspondent aux dernières phases compressives de l'orogène varisque.

### Subdivision structurale de la feuille

Les subdivisions structurales correspondent bien aux subdivisions lithologiques définies ci-dessus. Rappelons qu'il a été défini dans les formations cristallophylliennes :

TABLEAU 2 - COMPOSITIONS CHIMIQUES DES LAVES ET NODULES

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	14 (ppm)
SiO <sub>2</sub>	42,55	41,65	42,90	43,70	43,40	43,80	43,60	43,90	42,30	44,80	45,90	33,96	42,82	45,16	V 75
TiO <sub>2</sub>	1,85	1,70	1,95	2,65	3,10	3,05	2,80	2,70	2,80	3,05	2,88	6,40	-	0,14	Cr 2790
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,40	12,15	12,20	11,50	14,90	14,20	13,50	15,50	13,60	14,05	15,50	9,22	1,56	3,51	Ni 2045
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,25	7,15	6,50	5,55	4,72	5,67	6,06	4,40	4,25	6,56	4,53	10,31	4,05	9,60	Co 109
FeO	6,95	7,10	6,90	6,09	6,38	6,16	5,80	6,67	7,17	5,36	6,74	10,02	4,44	-	
MnO	0,20	0,20	0,20	0,20	0,22	0,20	0,19	0,19	0,22	0,19	0,21	-	-	0,14	
MgO	10,70	12,20	9,45	15,30	8,20	10,50	11,70	9,70	11,40	9,50	8,45	8,71	45,04	38,20	
CaO	10,40	11,50	10,80	8,90	10,50	10,60	10,60	9,50	12,00	10,00	9,25	15,46	1,92	3,13	
Na <sub>2</sub> O	3,90	4,10	4,25	3,15	4,10	2,80	3,70	3,70	2,90	3,35	4,05	1,60	0,15	0,30	
K <sub>2</sub> O	1,40	1,70	1,10	1,70	0,95	1,00	1,80	2,20	1,15	1,70	2,00	0,80	0,09	0,00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,60	0,65	0,75	0,60	0,60	0,65	-	-	0,55	0,15	0,53	2,55	-	0,06	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,30	-	0,80	-	2,54	1,00	-	1,25	0,55	0,15	-	0,93	0,11	-	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,75	0,20	1,85	0,28	0,36	1,08	0,04	0,32	0,84	0,46	0,08	0,17	0,02	0,52	
Total	99,55	100,30	99,65	99,62	99,97	100,56	99,79	100,04	100,14	99,17	100,10	100,47	100,31	99,72	
Ne	16,83	18,84	16,68	11,53	12,66	6,02	17,07	15,76	12,66	10,34	11,74	7,42			
Le		7,90					1,77					3,75			
[Mg]	64,06	65,40	60,83	74,30	61,79	66,16	68,55	65,68	68,48	63,87	62,08	48,61	92,11	90,26	
D.I.	28,34	26,73	29,78	27,27	30,88	24,99	27,29	31,77	21,19	30,31	36,20	11,17			

1 - Boisseuge (coulée).

Marty, 1965, (n° 2913)

9 - Coulée de Chanteuges.

Boivin, 1982, (n° 69)

2 - Alleret (coulée).

Marty, 1965, (n° 2911)

10 - RN 590, vallée de la Fioule (coulée).

Boivin, 1982, (n° 71)

3 - Chilhac (coulée).

Marty, 1965, (n° 2910)

11 - Bombe du Mont-Coupet (moyenne).

Boivin, 1982, (n° 57,58)

4 - Puy du Roi, coulée vers Chassagnon.

Boivin, 1982, (n° 79)

12 - Nodule à kaersutite. Mont-Coupet

(total avec Cl = 0,13 ; F = 0,21)

Lacroix, 1917

5 - Puy du Roi, coulée de Truchon.

Boivin, 1982, (n° 60)

13 - Nodule de péridotite du Mont-Briançon

Lacroix, 1922

6 - Gare de Rougeac (coulée).

Boivin, 1982, (n° 56)

14 - Nodule de péridotite du Mont-Briançon

Chauvel, 1982

7 - Bombe du Mont Briançon

Boivin, 1982, (n° 26)

(ppm = partie par million).

8 - Filon de Saint-Roch près Langeac.

Boivin, 1982, (n° 13)

Norme et [Mg] calculés avec  $Fe^{3+} = 0,15 \times Fe \text{ total}$ . Ne et Le : néphéline et leucite normatives, [Mg] =  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ , D.I. : Index de Différenciation (in Maury, 1976).

- au coeur de l'antiforme de Massiac, une unité chevauchée constituée, en limite est et sud de la feuille, par les micaschistes et par les gneiss à biotite et sillimanite intrudés avant ou pendant déformation par l'orthogneiss du Celoux ; cette unité témoigne d'une évolution métamorphique jusqu'à un paroxysme mésozonal lié au chevauchement ;
- une unité chevauchante comprenant à sa base le Groupe leptynomphibolique, lui même surmonté par les gneiss anatectiques ; cette unité recèle des granulites de haute température – haute pression qui semblent témoigner de l'existence d'une histoire métamorphique et tectonique antérieure et supplémentaire par rapport à l'unité chevauchée.

### Description des différentes microstructures rencontrées

#### Microstructures synmétamorphiques

● **Une foliation** (S1-2) est présente dans tous les terrains cristallophylliens. Les limites lithologiques sont parallèles à ce plan de foliation qui est plus ou moins exprimé suivant le type de roche considéré. Ainsi, cette foliation est-elle régulière dans les gneiss à biotite et sillimanite et dans les micaschistes ; elle moule les phénoclastes en certains points de l'orthogneiss du Celoux ; elle prend enfin des allures flexueuses dans les anatexites où la mobilisation peut être telle que cette foliation est masquée (Ferrussac, Chastel). Une étude approfondie montre que cette foliation, née subhorizontale, est régionalement composite comme nous l'expliquons ci-dessous.

● **Des plis isoclinaux** à charnières aiguës sont fréquemment observables. Il faut cependant distinguer ce qui est observé exceptionnellement au coeur des reliques granulitiques de ce que l'on peut voir dans le reste des formations cristallophylliennes :

- dans les granulites, les charnières observées au coeur des septa préservés de la rétromorphose sont attribuables à l'épisode métamorphique de haute pression, et sont toujours "fossilisées" par le recuit lié à l'épisode granulitique de haute température. Ces plis isoclinaux sont considérés comme antérieurs à ceux observés dans les écorces rétromorphiques des septa granulitiques et dans toutes les autres formations métamorphiques du Haut-Allier. Leur direction est en général subméridienne ;

- dans la grande majorité des métamorphites, y compris dans les orthogneiss du Celoux et de Pinols, les charnières sont bien individualisées mais parfois isolées de leurs flancs. On remarque que la foliation est parallèle au plan axial de ces plis. Les charnières de ces plis isoclinaux (P2), observées au microscope, montrent qu'une première foliation est plissée. Ces deux foliations sont parallèles et donc confondues sur les flancs des plis et déterminent la foliation régionale composite (S1-2). Les plis P2 sont orientés, en moyenne, NNW-ESE.

● **Des linéations** (L) sont localement observables dans le plan de foliation, particulièrement dans le matériel quartzo-feldspathique. Il peut s'agir :

- d'une linéation d'étirement (en particulier dans les orthogneiss et les leptynites). Elle résulte de l'allongement des minéraux dans cette direction lors de leur déformation. Ce phénomène est particulièrement

spectaculaire dans l'orthogneiss de Pinols dans lequel le débit planaire fait souvent place à un débit linéaire ("en crayons") ;

– d'une linéation minérale, c'est-à-dire l'alignement dans le plan de foliation de minéraux de métamorphisme tels que disthène, sillimanite, micas.

Sur certains affleurements favorables, on constate que ces linéations sont parallèles aux axes B des plis isoclinaux (P2). Ces linéations et ces plis sont synchrones. Une observation détaillée permet de montrer que la foliation S1-2, les plis P2, la linéation minérale et la linéation d'étirement sont les expressions d'une même déformation cisailante tangentielle.

● **Du boudinage** est surtout facile à observer dans le Groupe leptyn amphibolique où la différence de compétence entre les roches basiques et les gneiss leptynitiques encaissants favorisent le développement de ce type de structures. Plusieurs types de boudins peuvent être observés : charnières isolées, tronçons de niveau ayant une foliation interne soit parallèle, soit sécante sur la foliation de l'encaissant. Le boudinage est pour l'essentiel contemporain de la déformation tangentielle.

### Microstructures post-métamorphiques

Le qualificatif *post-métamorphique* est à considérer avec réserve. En effet, si dans la grande majorité de la feuille Langeac, les structures P3 décrites dans ce paragraphe sont bien postérieures au métamorphisme régional, dans la vallée de la Desges, au contact du granite de la Margeride, la surimposition de paragenèses de haute température, dans les micaschistes alumineux, est au moins au début (sillimanite II, cordiérite, certains cristaux d'andalousite), contemporaine du plissement de S1-2 autour de plis semblables aux plis P3, mais peut être postérieure. Ces plis peuvent ne représenter qu'une phase P4 mineure, liées à la mise en place du granite de la Margeride. Le développement plus tardif d'andalousite (en particulier dans les filons de pegmatite), et de l'association séricite-chlorite est postérieur à toute tectonique plicative.

● **Des plis de type semblables** (P3) replissent toutes les structures décrites. Ces plis de directions d'axe NW-SE sont nombreux dans les gneiss à biotite et sillimanite (Cumiaux) et dans les micaschistes (Lesbinières, Lescoussousses) et généralement déversés vers le Nord-Est. Rarement isolés, il forment des cascades spectaculaires.

● **Une schistosité** (S3) *fruste* apparaît rarement ; elle est parallèle au plan axial des plis semblables P3. Dans le cas des plis P4 cette schistosité peut prendre le caractère d'une crénulation.

● **Une linéation** (L3) *de crénulation* est parallèle à l'axe des plis (P3) ; il s'agit du gauffrage du plan de foliation régional.

### Tectonique cassante

Cette rubrique concerne surtout les failles qui ont joué au Cénozoïque. En fait, ces failles réutilisent souvent des accidents d'âge carbonifère ou permien, développés lors d'un régime en compression

(Arthaud et Matte, 1975). Mais comme c'est le jeu le plus tardif qui est le plus facilement observable, nous les plaçons ici en distension. Contrairement à ce que l'on pouvait attendre, les failles normales sont rares (failles à stries proches de la verticale) ; la plus spectaculaire est celle du flanc sud de la Margeride qui limite le *fossé de Saint-Flour* (angle sud-ouest de la carte).

La majorité des miroirs de faille observés témoignent de mouvements décrochants (stries proches de l'horizontale). L'observation des critères de mouvement sur ces miroirs donne parfois des résultats contradictoires, parce que ces failles ont eu plusieurs jeux successifs, parfois de sens opposés. Comme ces failles limitent aussi les bassins stéphaniens de la région, il est difficile de faire la part des mouvements tardi-hercyniens, ainsi suggérés, des mouvements cénozoïques qui oblitèrent les précédents. Quoiqu'il en soit, la population des décrochements démontre clairement une direction de compression N 40°E postérieure à une direction de compression nord-sud. Cette dernière est à l'origine des décrochements N 20-40°E sénestres et des décrochements N 140-160°E dextres. Ceux-ci sont réutilisés ou recoupés par des décrochements N 60-110°E sénestres et des décrochements nord-sud  $\pm 20^\circ$  dextres dus à la compression N 40°E. Des failles normales peuvent s'expliquer par l'épisode en distension au Cénozoïque, ce qui n'exclut pas des décrochements liés à cette phase. Une partie du volcanisme pourrait être liée à cette phase.

### Histoire tectonique proposée

La succession des déformations plicatives est intimement liée à l'évolution métamorphique décrite ci-dessus.

On peut proposer l'ordre chronologique suivant :

- une histoire tectono-métamorphique (P0) mal caractérisée, uniquement décelée au coeur des septa granulitiques de haute pression ;
- une première phase régionale en compression, dont le style et la direction restent imprécis, affecte toutes les séries métamorphiques. Le seul indice de son existence est la foliation plissée dans les charnières isoclinales. La relation de cette phase avec le métamorphisme granulitique est encore inconnue ;
- une deuxième phase de déformation développe de façon symmétamorphique des plis isoclinaux (P2) de direction initiale N 120°E. L'anatexie persiste un peu après cet épisode. C'est pourquoi elle efface en partie la foliation (S1-2) et les linéations dues à cette phase. La rétro-morphose des roches granulitiques dans le mésozone est clairement favorisée par cette déformation 2. C'est lors de cette phase tangentielle et cisailante que l'unité allochtone aurait chevauché le gneiss à biotite et sillimanite ;
- une troisième phase est à l'origine des plis semblables (P3) et des antiformes et synformes de direction à peu près N 160°E, déversées vers le Nord-Est. Elle replisse ensemble les unités chevauchantes et chevauchées, et donc apparaît clairement postérieure à la mise en place des nappes. La phase P4 locale est contemporaine du paroxysme thermique lié à la mise en place du granite de la Margeride ;

– une première phase cassante a initié des failles dont le jeu en décrochement a favorisé la formation de bassins où se sont déposés les terrains d'âge carbonifères discordants sur les séries métamorphiques.

Par analogie avec le résultat des études tectoniques faites ailleurs dans le Massif central, ces épisodes ont été rattachés aux événements varisques (Burg et Matte, 1978). L'érosion de cette chaîne a été rapide puisque dès le Stéphanien on retrouve des galets des séries métamorphiques environnantes et qu'au Permien la chaîne est totalement pénéplanée. La géomorphologie de cette région ne sera rajeunie qu'au Cénozoïque lors des contrecoups de la tectonique alpine. Décrochements, failles normales et phénomènes éruptifs semblent en effet devoir être rattachés à ce cycle. Le volcanisme cénozoïque est de plus lié à un phénomène de diapirisme mantellaire.

### Existence d'un chevauchement majeur dans cette région

La dualité entre Groupe leptyno-amphibolique et anatexites d'une part, et gneiss à biotite et sillimanite, micaschistes et orthogneiss du Celoux d'autre part, a déjà été largement soulignée. Pour le premier ensemble on doit admettre :

- un ou plusieurs épisodes de déformations supplémentaires ;
- un ou des épisodes métamorphiques granulitiques, inconnus dans les gneiss à biotite et sillimanite et les micaschistes ;
- l'existence d'une fusion anatectique et d'une rétro-morphose générale, alors que les autres ensembles étaient métamorphisés.

Ces conditions de métamorphisme tendraient à placer ce premier ensemble plus profondément que le second. Or les coupes montrent que géométriquement c'est l'inverse. La tectonique tangentielle intense dans cette région permet d'invoquer une superposition tectonique en nappe pour expliquer cette inversion (Carme, 1974 ; Burg, 1977). L'existence de cette nappe trouve sa confirmation dans l'étude de tout le Massif central. Les études géophysiques montrent l'enracinement des séries leptyno-amphiboliques et anatectiques au Nord-Est du Haut-Allier et leur caractère allochtone plus au Sud. La mise en place d'une telle nappe permet d'expliquer la succession anormale des isogrades de métamorphisme dans les séries sous-jacentes (Burg *et al.*, 1983). Contrairement à ce qui est proposé dans d'autres régions du Massif central (Limousin, Monts du Lyonnais, Rouergue), en Haut-Allier il n'y a pas d'évidence de plusieurs surfaces de chevauchement ni de fonctionnement répétitif de cet accident. Ce qui, sur les feuilles Brioude et Langeac est considéré comme autochtone, n'est probablement qu'un autochtone relatif à l'échelle du Massif central.

## OCCUPATION DU SOL

### ARCHÉOLOGIE

#### Principaux sites préhistoriques

**Blassac** : abri sous roche formé (comme beaucoup d'autres en Velay) à la faveur du dégagement plus rapide de la partie prismée de la coulée basaltique, sous les climats périglaciaires (Bout, 1973). Les fouilles ont mis à jour une industrie de la fin du Magdalénien dans la partie supérieure du gisement. A la base, il a été reconnu un niveau moustérien (Alaux, 1972).

**Le Blot** (commune de Cerzat) : située au front d'une coulée basaltique de la rive droite de l'Allier, cette station a livré à partir de 1943 une industrie lithique et osseuse du Paléolithique supérieur. Les fouilles se poursuivent (Delporte, 1966, 1972).

**Tatevin** (commune de Chanteuges) : ce site est composé de plusieurs grottes et cavités rocheuses de la rive droite de l'Allier connues depuis longtemps. Le matériel de la fin du Magdalénien comprend un outillage microlithique (Virmont et Guérein, 1972).

**Abri du Rond** (commune de Saint-Arcons-d'Allier) : fouillé par Boule et Vernière (1899), il a révélé une occupation magdalénienne. Une industrie sur quartz et basalte serait moustérienne.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

#### Hydrographie

#### Grandes unités du socle

On note que pour près des trois quarts de sa superficie, la feuille Langeac est occupée par des formations cristallophylliennes : coupole d'orthogneiss du Celoux, puis vaste unité allochtone d'allure synclinale de gneiss anatectique de plus en plus cassée vers le Sud-Est par des grandes failles subverticales ; on voit alors apparaître des zones tectonisées à fort débit schisteux entre Pinols et Pébrac, où reste enclavé le graben stéphanien de Langeac. Puis vient une large bande micaschisteuse très fracturée et à l'extrême Sud-Est le granite intrusif de la Margeride.

Aucune de ces formations n'est vraiment perméable : le réseau hydrographique apparaît comme dans les pays de socle, très resserré avec à l'origine un chevelu très dense rejoignant de longs émissaires, dont le trajet se moule par tronçons entiers sur les fractures, contacts anormaux ou grandes directions linéamentaires.

Dans le granite et les marches micaschisteuses de Margeride coulent de grands affluents de rive gauche de l'Allier, dans des vallées profondes, toutes orientées SW-NE. La Seuge, dont le haut cours supporte l'usine

hydroélectrique du Luchadoux (hors secteur) et la Besque, confluent à Prades tandis que la Desges, dont le parcours long et sinueux est influencé par la tectonique cassante et chevauchante, rejoint l'Allier à Saint-Arcons. La Cronce, dont on notera le trajet aval semi-circulaire, marque sensiblement l'axe de l'unité allochtone des gneiss supérieurs et conflue avec l'Allier en aval de Chilhac.

### **Le pays volcanique**

Un important recouvrement d'origine volcanique est visible au Nord-Est de la feuille ; il constitue l'extrême avancée vers l'Ouest du plateau du Devès, s'arrêtant sensiblement à la vallée de l'Allier. En rive gauche, se trouvent seulement quelques cônes isolés ayant donné lieu à des coulées localisées dont la surface d'impluvium est très circonscrite. L'une d'entre elles occulte la basse vallée de la Desges.

En rive droite, la carapace basaltique qui est puissante, peut représenter un empilement de plusieurs coulées superposées et provient de la coalescence des émissions de nombreux cônes situés plus à l'Est. Dans ce secteur, les cours d'eau sont assez généralement parallèles et orientés SE-NW. Des coudes brutaux apparaissent toutefois dans les vallées de la Morge et de la Lidenne, correspondant vraisemblablement à d'anciennes captures. On suppose en effet que le lit primitif de l'Allier passait par Saint-Georges-d'Aurac-gare et se poursuivait vers Bannat et Couteuges (hors secteur) au Nord. L'Allier aurait donc été détourné par l'Ouest à partir de Truchon.

Sous la carapace basaltique, les vallées fossiles du socle semblent nombreuses ; elles ont été remblayées par des formations fluvio-lacustres villafranchiennes avant d'avoir été recouvertes par l'épanchement volcanique.

Le cours actuel de la Lidenne suivrait, d'après une étude géophysique de 1974, une ancienne ligne de crête séparant deux paléovallées remblayées. Il est certain, en tout cas, qu'un sondage exécuté au Nord-Ouest de Saint-Georges-d'Aurac ( $790-4 \times 2$  ;  $x = 695,20$  ;  $y = 318,600$  ;  $z = + 626$ ) a rencontré 64 m d'épaisseur de sédiments assez argileux peu perméables.

### **L'axe de l'Allier**

L'Allier, qui est à 900 m d'altitude à Langogne, y subit une importante régulation par le barrage de Naussac, ouvrage moderne de soutien d'étiage, établi sur son affluent le Donauzau et par le barrage hydroélectrique de Poutès, ouvrage ancien (hors secteur).

Il faut savoir que le haut cours de l'Allier est inclus dans un périmètre d'étude paysagère et de protection du val (loi du 02/05/1930) depuis les sources en Lozère (+ 1473 m) jusqu'à Langeac. De plus, le site du val d'Allier est classé, depuis Mazeyrat - Le Chambon jusqu'au confluent avec la Senouire (hors secteur).

Dans le cadre de la feuille, l'Allier abaisse son thalweg de 540 m à Prades à 490 m à Langeac (pente 0,36 %) et sort de la carte à + 440 m

(pente 0,22 %). La rupture de pente intervient dès l'amont de Langeac, endroit où la vallée s'évase en une plaine alluviale qui atteint au maximum 2 km de large. En amont et en aval de cette plaine, l'Allier coule dans des gorges profondes et son parcours est tourmenté. Il est dominé en rive gauche par un versant abrupt dont la hauteur est constamment voisine de 300 m : d'où l'encaissement des affluents de la rive gauche descendant de la Margeride.

De Prades jusqu'à Langeac, la qualité de l'eau de l'Allier est excellente, propice aux activités nautiques (base de Saint-Arcons) et à la vie piscicole ; on y trouve de nombreuses frayères à saumon. L'eau, quelques peu perturbée et polluée par les rejets de Langeac et les activités d'extraction, redevient de bonne qualité de Chilhac à la sortie de la carte.

Il apparaît un contraste thermique et pluviométrique marqué entre le versant haut situé de la Margeride, très arrosé et froid, et l'axe de la vallée ; il existe un microclimat local entre Lavoûte-Chilhac et Brioude, faisant de cet axe un secteur du Massif central réputé parmi les moins pluvieux et les plus chauds l'été.

Ce caractère continental une fois constaté dans la vallée, il s'exerce néanmoins, sur le plateau et les zones de haute altitude, deux grandes tendances climatiques marquant de leur influence les crues océaniques plus régulières et fréquentes et les crues "cévenoles" plus courtes mais violentes ; celles-ci peuvent encore être puissamment ressenties à Lavoûte-Chilhac et au-delà. Le débit moyen annuel de l'Allier à Prades est de 25 m<sup>3</sup>/s.

## Hydrogéologie

### Les formations cristallophylliennes

Ces formations réputées imperméables donnent de nombreuses sources de faible débit, surtout en altitude. Ces sources sont le plus souvent associées à la fracturation et aussi à la présence de nombreux filonnets de quartz portant souvent trace d'hydroxyde ferrique.

L'épaisseur des arènes, provenant de l'altération superficielle de la roche, n'est pas très importante dans ces régions. Parfois, les sources surgissent de formations colluvionnées de fond de vallée jouant un rôle d'emmagasinement par rapport à une fracture productive formant drain naturel. Ces colluvions ne sont jamais bien épaisses ; elles forment réserve et filtre à partir d'une certaine surface drainée. Lorsque la couche est saturée, il y a résurgence.

Ces sources sont multiples et plus abondantes en altitude car les arènes y sont plus épaisses ; mais dans ce pays plus qu'ailleurs, se pose le problème de leur débit souvent insuffisant et instable, surtout en période sèche prolongée, et de leur qualité douteuse : eaux très agressives et chargées en Fe<sup>++</sup>, souvent insuffisamment filtrées et à la limite de la potabilité.

La partie ouest de la feuille, d'Ally à Pinols, est particulièrement affectée par ces problèmes qui rendent la distribution d'eau des petites communautés du plateau régulièrement déficitaire et de qualité médiocre.

### **Les terrains volcaniques**

Les coulées peuvent donner de belles sources sous- ou intra-basaltiques en cas de coulées superposées ; la filtration est souvent sans reproche, mais lorsque les joints détritiques interstratifiés sont trop peu épais, ces coulées peuvent rester vulnérables.

### **Les sédiments sous-basaltiques**

Les alluvions villafranchiennes, remplissant les paléovallées oblitérées par le recouvrement basaltique, n'ont montré, dans la vallée de la Lidenne où des recherches ont été entreprises, que des performances assez médiocres : débit d'exploitation du forage de Saint-Georges-d'Aurac 1,84 m<sup>3</sup>/h ; perméabilité des alluvions  $K = 8 \times 10^{-6}$  m/s.

Par contre à Bannat, hameau de la commune de Couteuges, ces alluvions avaient 50 m de puissance aux sondages 790-3×1 et 2 (1953), la nappe artésienne circulait dans les sables grossiers et était captive sous 14 m d'argile. Le débit artésien atteignait 22 m<sup>3</sup>/h à la température de 13°C. De même, le nouveau forage (1971) du syndicat de Couteuges 790-3×10 avait un débit artésien de 45 m<sup>3</sup>/h. La nappe était captive sous 16 m d'argile.

### **L'enclave stéphanienne**

Le Houiller à Marsanges a donné quelques sources de faible débit (source Boissière + 540 m) dans des grès et schistes fissurés, recouverts d'une argile d'altération superficielle.

### **Les alluvions de l'Allier**

Leurs dépôts successifs semblent avoir marqué des épisodes de recusement de la vallée. On y voit donc des terrasses anciennes assez haut situées, mais pas forcément productives.

Dans la plaine de Langeac, les alluvions récentes Fz aquifères ne constituent qu'un placage assez étroit quoiqu'atteignant quelques mètres d'épaisseur : Langeac utilise depuis 1935 deux puits qui avaient à l'origine un débit d'exploitation de 100 m<sup>3</sup>/h. La nappe locale est soutenue par un petit seuil à l'aval, qui contribue par ailleurs à l'alimentation d'une microcentrale électrique appartenant à la commune.

L'adduction d'eau de Lavoute-Chilhac a utilisé un puits dans les alluvions qui s'est colmaté. Un forage exécuté en 1971 a donné 5 m<sup>3</sup>/h pour 6 m d'alluvions traversées. Enfin, il existe un périmètre irrigué, ASA de la plaine du Von, d'une superficie de 20 hectares (extension prévue).

Dans la vallée de la Crouce, au droit du hameau de la Coste, dans le secteur d'Aubazat, existe une zone alluviale, proche de la confluence avec l'Allier, qui n'a pas été très productive. Les alluvions de la Lidenne par ailleurs, forment d'Azinières à Flaghac une bande étroite de limons sableux de faible puissance.

### Sources minérales

Les sources minérales de la feuille de Langeac sont localisées :

- à Prades, sources :

la Souveraine (x = 698,26 ; y = 304,73 ; z = + 520)

la Merveilleuse (x = 698,65 ; y = 303,50 ; z = + 520)

Jaillissant du granite, autrefois embouteillées, mais de débit faible, ces eaux sont bicarbonatées sodiques gazeuses. Température = 12°.

- à Langeac :

hameau de Brugeyrou (x = 691,43 ; y = 306,94 ; z = + 560)

Jaillissant des schistes, ces eaux gazeuses et ferrugineuses, de débit très faible, étaient autrefois embouteillées. Température = 11,5°.

### RESSOURCES MINÉRALES

Le bassin stéphanien de Langeac a donné lieu à une exploitation de **Charbon** jusqu'en 1925, dans trois concessions aujourd'hui recensées ; ce sont, du Nord au Sud (Desrousseaux, 1938) :

- Le Chalède : 534 ha ;

- Chadernac : 480 ha ;

- Marsanges : 754 ha.

Les concessions de *La Chalède* et de *Chadernac* ont exploité une couche irrégulière et de faibles épaisseur (1 à 3 m maximum).

La concession de *Marsanges* a exploité deux couches très irrégulières :

- la couche n° 1, suivie sur près d'un kilomètre, présente des épaisseurs allant localement jusqu'à 4 m, pour une moyenne de 2 m ;

- la couche n° 2, située sous la couche n° 1 et séparée de celle-ci par une stampe stérile de 60 m ; son épaisseur n'excède pas 1 m (Amiot, 1881).

Le charbon extrait était un charbon gras à 24-26 % de matières volatiles et 7-12 % de cendres, ce dernier taux pouvant s'accroître localement dans les zones de schistification des couches ou à proximité de failles. Les mines étaient réputées grisouteuses.

Le bassin a cessé toute activité en 1925 après qu'un total de 1,45 million de tonnes de charbon ait été extrait depuis le début de l'exploitation (vers 1844) ; il ne resterait pas de réserves (Desrousseaux, 1938).

Les autres indices minéraux recensés sur le territoire de la feuille font l'objet du tableau 3.

TABLEAU 3 - GITES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
MIRAMONT	1-4001	Sb	Stibine Barytine	Filon D = 55°	Gneiss Leptynite	Minerai à 15 % Sb Extraction 1 T antimoine
PECHAUZET	1-4002	Sb	Stibine	Filon	Gneiss	Indice - Position imprécise
COMMUNAL DE PREYDIÈRES	1-4003	Sb	Stibine	Filon	Gneiss	Indice - Position imprécise
VERNINES	1-4004	Sb	Stibine Quartz	Filon D = 55°	Gneiss	2 filons parallèles
LE MONTEIL	1-4005	Sb	Berthièrite Stibine Quartz Chalcopyrite Cuivre gris	Filons D = 30° et 60°	Gneiss	2 filons se croisant
ALLY	1-4006	Sb	Stibine Quartz	Filon D = 20°	Gneiss	Indice
ROUSSOUX	1-4007	Sb	Stibine	Filon	Gneiss	2 anciens puits - Recherches anciennes
SOULIAC	1-4008	Sb	Stibine Quartz	Filon D = 80°	Gneiss	1 ancien puits - Recherche ancienne
MAISONNIAL MEYSONNIAL	1-4009	Sb	Stibine	Filon	Migmatite	Ancienne exploitation
VERTESSEYRE	1-4010	Sb	Stibine	Filon D = 20°	Gneiss	Le gîte se prolonge sur la feuille Brioude. Travaux anciens
CHAMP DE LA MINE	1-4011	Sb	Stibine	Filon D = 40°	Gneiss	2 puits rebouchés
LA RODDE MONTROME	2-4001	Sb Pb	Stibine Boulangérite Semseyite Blende Galène Bournonite Pyromorphite Gudmundite	Champ filonien 7 filons	Gneiss Leptynite Migmatite	Exploité dès l'époque Romaine, puis du XV au XIV siècle. L'exploitation se poursuit jusqu'en 1905, tentative de reprise en 1907. Le dénoyage provoque l'éboulement du puits principal. Production totale estimée d'après le volume dépilé : 1 350 T d'antimoine métal 2 550 T de plomb 12 T d'argent
LE VALADOU	2-4002	Sb	Berthièrite Stibine Mispickel Barytine Quartz	Filon D = 70°	Gneiss leptynique	Minerai à 30 % Sb. Production 1 000 T Sb

TABLEAU 3 - GÎTES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
FREYCENET	2-4003	Sb	Berthiérite Stibine Mispickel Melnicovite Dolomie	Filon D = 90°	Gneiss leptynique	Minerai à 25 % Sb. 4 filons dont 1 croiseur. Production 700 T Sb
LA LICOULNE	2-4004	Sb	Stibine Pyrite Barytine Quartz	Filon D = 10°	Gneiss leptynique	Plusieurs centaines de tonnes d'antimoine ont été produites
PRUNEYROLLES	2-4005	Ba	Barytine	Filon	Migmatite gneissique	Indice
LE BENEFICE	2-4006	Ba	Barytine	Filon	Gneiss	Indice
CRONCE-LORBE	2-4007	Ba Pb	Barytine Galène	Filon	Migmatite	Indice
BOUDON	2-4008	Sb	Stibine	Filon D = 40°	Migmatite	Indice
LES TRAVERSES	2-4009	Sb Pb	Stibine Galène Quartz	Filon D = 80°	Migmatite	Indice - 2 filons dont 1 de quartz
SAINT-CIRGUES	2-4010	Sb	Stibine Mispickel	Filon	Gneiss	1 galerie 75 m - 2 puits 9,5 et 13 m. Production 40 T Sb
BALSTINGUE	2-4011	Sb	Stibine	Filon D = 80°	Gneiss	Indice
LES ARDENNES PROMEYRAT LE MONTET	2-4012	Sb Pb	Stibine Galène Pyrite Blende Cerusite Barytine	Filon	Migmatite gneissique	1 puits de 55 m. 135 m de galeries Direction des galeries 50 à 70°
FERRUSSAC SAUVAZET	3-4001	Ba Pb	Barytine Galène Blende Pyrite Mispickel	Filon D = 95 à 115° Pendage 65°	Migmatite Gneiss	1 tranchée de 100 m. Suivie d'une galerie de 12 m. 1 sondage de 119 m. 233 g/t d'Ag dans les sulfures

TABLEAU 3 - GÎTES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
L'ESTRADE	3-4002	Pb ZN	Galène Blende Chalcopyrite Mispickel Bournonite Sidérite	Filon	Gneiss leptynique	Filon à galène et sulfosels de Pb. Gangue, quartz, barytine, sidérose
LE POUGET	3-4003	Ba	Barytine Galène Mispickel Cerucite Argentite	Filon Direction 95° puis 310°	Gneiss leptynique	Indice
BELMONT L'ESTAING	3-4004	Pb	Galène Cerucite Blende Pyrite Oxyde de fer	Filon D = 90° Pendage subvertical	Granite pegmatite	Travaux de l'époque sarrazine. Vers 1911 descenderies, travers-banc, puits. Travaux arrêtés à cause de venues d'eau.
LONGPRAT	3-4005	Ba	Barytine Quartz	Filon D = 115 et 135°	Migmatite Anatexite	Indice
AUBAZAGUET	3-4006	Ba	Barytine	Filon	Migmatite	Indice
SAUZET	3-4007	Ba	Barytine	Inconnu	Migmatite	
LA CROIX BLANCHE	3-4008	Ba	Barytine	Filon	Migmatite	Indice
LA CHALEDE	3-4009	CHA	Houille	Couche	Stéphanien	voir indice 7-4003
CHAVANAC LES SAUSSES	4-4001	F	Fluorine Barytine Galène Blende Stibine Pyrite	Filon D = 135 à 150° P = 65 à 75°	Gneiss à 2 micas	Minerai à 40-60 % de fluorine 3-4 % de barytine Production cumulée en 1977 = 260 000 T de fluorine, dont 35 000 T en 1977. Lentille nord L = 150 m H = 160 m Lentille sud L = 250 m H = 150 m
MOULERGUES	5-4001	Sb	Stibine Galène Mispickel Barytine	Filon D = 55°	Gneiss leptynique	Ancienne exploitation Minerai à 10 % Sb Extraction = 21 T Sb
LONGUESAIGNE	5-4002	Sb	Stibine	Filon D = 90°	Gneiss à 2 micas	Indice

TABLEAU 3 - GÎTES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
LA VESSEYRE	5-4003	Sb	Pyrite Blende Galène Mispickel Stibine	Filon D = 90°	Gneiss à 2 micas	Indice. Travaux de reconnaissance
CHATEL LA BOISSERIE	5-4004	Sb	Stibine Pyrite	Filon (2) D = 15°	Migmatite gneissique	2 galeries = 50 m (effondrées) 1 puits de 6 m. Minerai variant de 5 à 18 % Sb
GRAND PATURAL	5-4005	Sb	Stibine	Filon D = 50°	Migmatite gneissique	1 galerie 20 m en bon état. Plusieurs tranchées recoupent le filon. Prospection BRGM;
CHEZ BLAZE	5-4006	Sb	Stibine Mispickel	Filon D = 110°	Gneiss à 2 micas	2 galeries superposées à 20 m l'une de l'autre. Haldes
MONT-GROS	6-4001	Pb Zn	Galène Blende Mispickel Pyrite Sidérite	Filon (2) D = 25 et 35°	Gneiss leptynite	Arrêt de l'exploitation juste avant 1914. Gîte non épuisé. Travaux importants. Laverie 2 galeries à flanc de colline. Minerai à 30 % de Pb. Production 1 500 T de Pb. La blende était fondue en Belgique
CHALONS	6-4002	Ba Pb	Barytine Galène	Filon D = 110°	Migmatite gneissique	Indice
TOURRET	6-4003	Ba Pb	Barytine Galène Fluorine Mispickel	Filon D = 120°	Migmatite gneissique	Indice. Tranchées. Extension 20 m
VARENNES	6-4004	Ba Pb	Barytine Galène	Filon D = 120°	Migmatite gneissique	Indice
CHANTEDOUBLE	6-4005	Ba Pb	Barytine Galène	Filons (2) D = 45 et 30°	Gneiss à 2 micas	Indice
COMBETTES	7-4001	Ba	Barytine Galène Blende Chalcopryrite Mispickel Cerusite	Filon D = 90°	Micaschiste	Ancienne exploitation. Production = 100 T de barytine

TABLEAU 3 - GÎTES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
PRATCLOS	7-4002	F-Ba	Barytine Fluorine Galène Blende	Filon	Gneiss	Puissance du filon = 1 à 1,5 m. Reconnu sur 50 m de haut et 100 m de long.
PUITS DE LA CHALEDE PUITS DE CHADERNAS PUITS DE MARSANGES  BASSIN DE LANGEAC	7-4003	CHA	Houille grasse à mi-grasse	Couche	Stéphanien Grès Schistes	La surface du bassin est évaluée à 1 220 Ma. 3 concessions : La Chalède et Chadernac instituées en 1849, et Marsanges en 1877. A la base du bassin le faisceau de Vaurette comprend 4 couches de houille mi-grasse à 20 % de M.V. (cendres déduites). Le sommet de la série représenté par les grès supérieurs contient les 3 veines du faisceau de Marsanges. Le faisceau de la Chalède, isolé au NW du bassin, occupe par rapport à la série précédente une position imprécise. Il fournit une houille grasse à 26 % de M.V. (cendres déduites). En 14 ans d'extraction cumulée : 1 450 000 T. Gîte considéré comme épuisé.
HAZELLES	7-4004	Pb Ba	Barytine Quartz Galène argentifère	Champ filonien	Micaschiste Gneiss Rhyolite	Comprend les filons : - du Breuil - du Pré Monteil - du Champredon - du Champ Vert 1 puits, 4 galeries en partie éboulées
BARLET - MARSANGES DREYT - ROULADOU	7-4005	F	Fluorine Quartz Chalcopyrite Galène Cuivre-gris Pyrite	Champ filonien D = 120 à 140° P = 75 à 80°	Gneiss à 2 micas	Importants travaux. Exploitation de Pechiney - Ugine - Kuhlman. Production totale : - La Dreyt (1929-1970) 160 000 T de fluorine Minerai à 40 % CaF <sub>2</sub> - Rouladou : 20 000 T de fluorine Minerai à 60-70 % CaF <sub>2</sub> - Marsanges : 800 000 T de fluorine Minerai à 80-85 % CaF <sub>2</sub>
LA REVOLTE	7-4006	F	Fluorine	Filon	Gneiss	Indice
LISSOGNE DE PRATCLOS	7-4007	Sb	Stibine Quartz	Filon	Gneiss	Tranchée et galerie abandonnées

TABLEAU 3 - GÎTES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
BRUGEIROUX BRUGIROUX	7-4008	Sb	Stibine Mispickel Galène Pyrite	Filons (2) D = 60°	Gneiss - Houiller	2 filons parallèles distant de 3 m. Galeries de 4 et 25 m. Travers-banc 15 m. 1 puits 4 m - Impénétrable - Extraction de 12 T d'antimoine
LAIR	7-4009	Pb Ba	Barytine Galène Blende	Filon D = 20°	Contact granite-gneiss à 2 micas	Croisement de 2 failles importantes. Structures de 300 m. 4 affleurements. 4 recherches - Haldes
LE FRAU	7-4010	Pb	Galène Quartz	Filon D = 270° P = 70°	Gneiss à 2 micas	Plusieurs recherches dont 1 galerie de 10 m à 100 m en contre-bas. Abandonné.
LE GAUD MOULIN MARTIN	7-4011	Pb Ba	Galène Barytine Quartz	Filon D = 30°	Gneiss à 2 micas	1 galerie de 15 m. Ce filon est peut-être le prolongement du filon du Frau.
COMBANEYRE LA BORIE	7-4012	Ba Pb	Barytine Galène Blende Fluorine	Filon	Gneiss à 2 micas	1 galerie de 33 m orientée NE.
LESBINIERES	7-4013	Pb Ba	Barytine Galène	Filon	Gneiss à 2 micas	Tranchée 10 m
L'ADRET DE PINOLS DREY DE PINOLS	7-4014	Sb	Stibine Mispickel Pyrite	Filon	Gneiss à 2 micas	2 puits. 1 tranchée - Halde peu importante
FARGES	7-4015	Ba	Barytine	Filon D = 90° P = 70° N	Gneiss à 2 micas	Structure visible sur 2 à 3 m. Puissance 0,6 à 0,8 m de barytine pure. 2 tranchées parallèles
LE BOIS NOIR LES MINES	7-4016	Ba Pb	Barytine Galène	Filon	Gneiss à 2 micas	Tranchées et galeries à flanc de coteau. Haldes importantes. 100 T de stock.
FROMENTY LE BOUCHET	8-4001	Sb	Stibine Berthièrite Quartz	Filon	Gneiss à sillimanite	2 galeries, travers-banc, au total 130 m abandonné, non-visitable. Quelques haldes dans un pré.
SAINTE-JULIEN-DES-CHAZES	8-4002	As	Mispickel Quartz	Filon	Gneiss leptynique	Indice
PEBRAC	8-4003	F Ba	Fluorine Barytine	Filons (2) D = 340°	Gneiss à 2 micas	2 filons parallèles, sécants à la faille de Pébrac, l'un barytique, l'autre fluorique
GANILLON LA NAUTE	8-4004	F Ba	Fluorine Barytine	Filon D = 90° P = 90°	Gneiss à 2 micas	Filon principal et filonnets satellites

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Sites et itinéraires d'excursions géologiques peuvent être consultés, par le lecteur intéressé, dans le **Guide géologique régional: Massif Central** par J.M. Peterlongo, 2ème édition, 1978, Masson, Paris :

- itinéraire 8 : la vallée du Haut-Allier, de Brioude à Saint-Privat-d'Allier, par Langeac et Saugues ;
- itinéraire 20 : de Langeac au Puy, par Prades-Saint-Julien ;
- itinéraire 21 : de Langeac au Puy, par Siaugues-Saint-Romain.

### BIBLIOGRAPHIE

ALAUX J.F. (1972) - Découverte d'un niveau moustérien dans l'abri sous roche de Blassac. *Rev. archéol. du Centre*, 41-42, p. 126-131.

AMIOT M. (1881) - Bassin houiller de Langeac. *Etudes gîtes min. France*, Paris, p. 288-317.

BARRIER D., *Minéraux et fossiles*, n° 68.

BEDEN M., GUTH C. (1970) - Nouvelles découvertes de reste de mammifères dans le gisement villafranchien de Chilhac. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 270, série D, p. 2065-2067.

BELLON H., GIBERT J.P. (1983) - Le volcanisme dispersé du Gévaudan un jalon important dans l'évolution cénozoïque du volcanisme du Massif central français. *Géol. méditerranéenne*, X, 2, p. 115-127.

BERNARD-GRIFFITHS J., LASNIER B., MARCHAND J., VIDAL P. (1980) - Approche par la méthode Rb/Sr de l'étude de granulites acides en Haut-Allier (Massif central Français). *Réun. Ann. Sci. Terre*, 8, Marseille, p. 41.

BERTRAND de LOM M. (1855) - Gisement de gemmes et de fossiles découvert récemment dans deux communes de Haute-Loire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 1er semestre, XL, 16, p. 885-887.

BERTRAND de LOM M. (1861) - Sur les faits géologiques et minéralogiques nouveaux découverts dans les cinq départements volcaniques de la France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 2ème semestre, LIII, 7, p. 288-290.

BOIVIN P., GOURGAUD A. (1979) - Relations entre un anneau de tufs et un diatrème : exemple de la colline Saint-Roch près de Langeac (Haute-Loire, Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 288, D, p. 1139-1142.

BOIVIN P. (1982) - Interactions entre magmas basaltiques et manteau supérieur. Thèse Doctorat, Clermont-Ferrand, 344 p.

BOUDON G. (1979) - Volcanologie et pétrologie des planèzes septentrionales du Cantal. Massif central français. Thèse spécialité. Clermont-Ferrand, 243 p.

BOULE M. (1882) - Description géologique du Velay. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 28.

BOULE M., VERNIERE A. (1899) - L'abri sous roche du Rond, près Saint-Arcons-d'Allier. *L'Antropologie*, 10, p. 385.

BOUT P. (1960) - Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Corrélations françaises et européennes. Thèse. Le Puy, 344 p.

BOUT P. (1966) - Problèmes du volcanisme I : les méthodes de datation des formations éruptives. *Rev. d'Auvergne* 80, 1, 55.

BOUT P. (1973) - Les volcans du Velay. Itinéraires géologiques et géomorphologiques en Haute-Loire. *Bibl.* 287 p., pl. h.t.

BOUT P., BOUCHUD J., SONNEVILLE-BORDES (1955) - L'abri sous roche de Blassac. *Bull. Soc. préhist. Fr.*, 52, p. 317-364.

BROWN G.M., PINSENT R.H., COISY P. (1980) - The petrology of spinel-peridotite xenoliths from the Massif central, France. *Am. Jour. Sci.*, 280-A, p. 471-98.

BURG J.P. (1977) - Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la Vallée de la Truyère. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 79 p.

BURG J.P., MATTE P. (1978) - A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. dt. geol. Ges.*, 129, p. 429-460.

BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE P. (1983) - Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the variscan belt: an example in the french Massif central. In : Variscan tectonics of the North Atlantic Region. *Geol. Soc. London, spec. pub.*, 14, p. 47-61.

CAEN-VACHETTE M., COUTURIE J.P., DIDIER J. (1982) - Ages radiométriques des granites anatectiques et tardimigmatitiques du Velay (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, D, p. 135-138.

CANTAGREL J.M., PREVOT M. (1971) - Paléomagnétisme et âge potassium-argon des basaltes du Devès aux environs de Saint-Arcons-d'Allier (Massif central). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 273, B, p. 261-264.

CARBONNEL J.P., DUPLAIX S., SELO M. (1973) - Géochronologie par traces de fission des zircons et par K-Ar des andésites basaltiques d'Espaly (Haute-Loire). Position du Villafranchien régional et évolution magmatique du Sud-Est du Massif central français. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, p. 215-224.

CARME F. (1974) - Tectoniques superposées dans le Haut-Allier ; mise en évidence d'une mégastructure tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 278, D, p. 2501-2504.

CARRE F., COUTHURES J. (1982) - Nouveaux éléments de datation des formations volcaniques de Blassac (Haute-Loire, France) ; influence sur la chronologie des faunes "villafranchiennes" du Massif central français. 9ème RAST. Paris, p. 121.

CHAUVEL C. (1982) - Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochimie des éléments traces des basaltes alcalins du Massif central français : Contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique. Thèse 3ème cycle. Rennes, I. 180 p.

CHERMETTE A. (1973) - Spath fluor, perspectives françaises et internationales, Metal Service, Paris.

COISY P., NICOLAS A. (1978) - Structure et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. *Bull. Minéral.*, 101, p. 424-436.

COUTURIE J.P. (1977) - Le massif granitique de la Margeride. Thèse d'État, *Ann. Sc. Univ. Clermont*, 319 p., pl. h.t.

COUTURIE J.P., VACHETTE M., VIALETTE Y. (1979) - Age namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 289, D, p. 449-452.

COUTURIE J.P., VACHETTE M. (1980) - Age westphalien des leucogranites recoupant le granite de la Margeride. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 291, D, p. 43-45.

DELPORTE H. (1966) - Le Paléolithique dans le Massif central : 1. Le Magdalénien des vallées supérieures de la Loire et de l'Allier. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 63, p. 181.

DELPORTE H. (1972) - Proto-Magdalénien du Blot, commune de Cerzat. In : 19ème Congr. préhist. Fr., p. 190-199.

DERRE C. (1972) - Histoire des filons de fluorine et du bassin houiller de Langeac. Thèse 3ème cycle, univ. Paris VI, lab. Géol. appliquée.

DESROUSSEAUX (1938) - Bassins houillers et lignifères de la France. Imp. nat. Paris.

DORLHAC J. (1889) - Carte géologique des environs de Brioude et des dépôts houillers de Brassac et de Langeac, Haute-Loire et Puy de Dôme.

DUCROT J., LANCELOT J., MARCHAND J. (1983) - Datation U/Pb sur zircons de l'écologite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution antéhercynienne de l'Europe occidentale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, p. 385-394.

FORESTIER F.H. (1963) - Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central français). *Bull. Serv. Carte géol. fr.*, 271, 294 p.

GIRAUD A., MARCHAND J., DUPUY C., DOSTAL J. (1984) - Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut-Allier (French Massif central). *Lithos*, 17, p. 203-214.

GRANGEON P. (1967) - Le cours villafranchien de la Senouire dans le bassin de Paulhaguet et quelques remarques sur certains phénomènes volcaniques de la région au SE de Cerzat (Haute-Loire. Massif central français). *Bull. As. fr. Et. Quat.* 2, p. 145-163.

GRANPRAT M. (1978) - Thèse 3ème cycle, univ. Clermont II.

GRENIER M. (1936) - "Notice sur l'antimoine, ses mines d'Auvergne, son emploi" dans l'almanach de Brioude.

GUTH C. (1975) - Chilhac et Blassac-la Girondie, deux gisements villafranchiens de la vallée de l'Allier. In: "Problèmes actuels en paléontologie", CNRS, coll. int. 218, Paris 1973, 2, p. 627-630.

GUTH C., BOEUF O. (1977) - Les premiers galets aménagés du Villafranchien d'Auvergne. *Curr. CNRS*, 25, p. 46-47.

GUTH C., BOEUF O., LATREILLE G., MEON H. (1979) - Etudes paléontologiques, sédimentologiques et palynologiques du gisement pléistocène inférieur de Chilhac III. Réun. ann. Sc. Terre, n°7, Lyon, p. 244.

KONE M. (1985) - Le livradois méridional et la région de Saint-Flour. Exemples de zones de cisaillement ductiles dans le Massif central français. Thèse de 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 156 p. + pl. h.t.

LACROIX A. (1893) - Les enclaves des roches volcaniques. *Ann. Acad. de Mâcon*. Ed. Protat et frères, Mâcon. X, 710 p.

LACROIX A. (1913) - Minéralogie de la France et de ses colonies. Baudry et Cie Ed. Librairie Polytechnique, Paris, t. III, p. 237-245.

LACROIX A. (1917) - Les laves à haüyne d'Auvergne et leurs enclaves homogènes : importance théoriques de ces dernières. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 164, p. 369-375.

LACROIX A. (1922) - Minéralogie de Madagascar. A. Challamel, Ed., t. II, p. 435.

LASNIER B. (1977) - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse d'Etat, Nantes, 351 p.

LEYRELOUP A. (1974) - Les enclaves catazonales remontées par les éruptions néogènes de France : nature de la croûte inférieure. *Contr. Mineral. Petrol.*, 46, p. 17-27.

LIOTARD J.M., BOIVIN P., CANTAGREL J.M., DUPUY C. (1983) - Mégacristaux d'amphibole et basaltes alcalins associés. Problème de leurs relations pétrogénétiques et géochimiques. *Bull. Mineral.* 106, p. 451-464.

MARCHAND J. (1974) - Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes acides. Thèse 3ème cycle, Nantes, 267 p.

MARTY J.P. (1965) - Etude du volcanisme récent de la région de Saint-Georges d'Aurac (Haute-Loire). Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand. 100 p.

MATHONNAT M. (1983) - La série métamorphique du Cézallier (Massif central français). Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand. 208 p.

MAURY R.C. (1976) - Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. Thèse doctorat, Paris Sud, 455 p.

MERCIER J.C. (1972) - Structures des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawaii. Regards sur la constitution du manteau supérieur. Thèse 3ème cycle, Nantes, 229 p.

MORTEUIL (de) (1874) - Dents et os fossiles de mastodontes et autres grands mammifères recueillis dans un terrain pliocène volcanique à Chilhac. *Ann. Soc. agric. du Puy*, p. 354.

MOSER F. (1973) - Contribution à l'étude du remplissage des abris sous-basaltiques de la Haute-Loire : le gisement du Blot de Cerzat. *Bull. Ass. fr. Et. quat.*, 10, n° 36, p. 165-178.

NORMAND M. (1973) - Le volcanisme de la bordure Sud-Orientale du Devès et du plateau d'Alleyrac (Velay Occidental). Thèse 3ème cycle. Paris VI. 226 p.

PERICHAUD J.J. (1967) - Les gisements métalliques de la Haute-Vallée de la Sianne. D.E.S. Univ. Clermont-Ferrand (1971). Les gisements métalliques du district à antimoine de Brioude-Massiac. *Bull. BRGM*, section II, n° 2, p. 1-55.

PERRIER G. et RUEGG J.C. (1973) - Structure profonde du Massif central français. *Ann. Geophys.* 29, p. 435-502.

PREVOT M., DARLYMPLE G.B. (1970) - Un bref épisode de polarité géomagnétique normale au cours de l'époque inverse Matuyama. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 271, D, p. 2221-2224.

ROUX J., SENAUD G. (1978) - Le levé aéromagnétique Massif central 1975 : étude de quelques anomalies caractéristiques liées au volcanisme et au socle. Doctorat spécialité, Clermont II, 197 p.

SAVAGE D.E., CURTIS G.J., in : CHALINE J., MICHAUX J. (1969) - Evolution et signification stratigraphique des Arvicolidés du genre *Miomys* dans le Plio-Pléistocène de France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268, D, p. 3029-3032.

SAVAGE D.E., CURTIS G.J., in : AZZAROLI A. (1967) - Villafranchien correlation based on large mammals. *Committe Medit. Neogene Strat. Proc.* 4ème sess., p. 15.

TOURNAIRE (1880) - Carte géologique du département de la Haute-Loire au 1/80 000. 4 feuilles et 1 pl. de coupes.

VAN DE MEULEBROUCK J. (1983) - Reconnaissance géophysique des structures crustales des segments de chaîne de collision : le Haut-Allier (Massif central français) et le Sud du Tibet (Himalaya). Thèse 3ème cycle, Montpellier, 137 p.

VIE G. (1952) - Mines métalliques françaises. *Archives du service des mines* n° 3440, p. 18.

VILMINOT J.C. (1962) - Les nodules de péridotite dans les basaltes du Velay (Haute-Loire). Thèse 3ème cycle, Montpellier, 137 p. Paris. 105 p.

VIRMONT J., GUERIN Y. (1972) - Tatevin et les gisements des environs de Chanteuges. *Rev. archéol. du Centre*, II, p. 222-247.

#### **Cartes géologiques de la France à 1/50 000**

- Feuille *Le Puy* : (1979) par M. Girod et R. Bouiller.
- Feuille *Brioude* : (1981) par B. Lasnier et J. Marchand.

#### **Cartes géologiques de la France à 1/80 000**

- Feuille *Saint-Flour* : 1ère édition (1882) par F. Fouqué.  
2ème édition (1932) par P. Boule, Y. Boisse de Black et P. Glangeaud.  
3ème édition (1964) par P. Lapadu-Hargues.

#### **Cartes des gîtes minéraux de la France à 1/50 000**

- Feuille *Lyon* : (1979) par A. Emberger, J. Méloux.

### **DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES**

Les leviers détaillés ayant servi de base à l'édification de la feuille Langeac, ainsi que les collections de référence (échantillons et lames minces) concernant les domaines cristallins, cristallophylliens et volcaniques, sont entreposés au laboratoire de pétrologie et minéralogie de l'université de Nantes.

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents

peuvent être consultés soit au Service géologique régional Auvergne, 22 avenue de Lempdes, 63000 Cournon-d'Auvergne, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Le musée Crozatier, au Puy (Haute-Loire) conserve une partie des ossements villafranchiens découverts jadis au Coupet et à Chilhac, ainsi que le produit de certaines fouilles de sites préhistoriques.

## AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- J. MARCHAND, maître de conférences à l'université de Nantes (formations plutoniques et cristallophylliennes et coordination générale) ;
- R. BOUILLER, collaborateur de la Carte géologique de France (terrains sédimentaires) ;
- J.P. BURG, maître de recherches au CNRS, université de Montpellier, (tectonique) ;
- G. CORNEN, maître de conférences à l'université de Nantes (formations volcaniques) ;
- D. d'ARCY, ingénieur hydrogéologue au BRGM (hydrogéologie) ;
- J.F. BECQ-GIRAUDON et C. VAUTRELLE, ingénieurs géologues au BRGM (gîtes minéraux).

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

- *pour la carte* : MARCHAND J., BOUILLER R., CORNEN G., BURG J.P., LASNIER B., LEYRELOUP A. (1985) - Carte géol. France (1/50 000), feuille LANGEAC (790) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières.  
Notice explicative par MARCHAND J., BOUILLER R., BURG J.P., CORNEN G. et coll. (1989), 57 p.
- *pour la notice* : MARCHAND J., BOUILLER R., BURG J.P., CORNEN G. et coll. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille LANGEAC (790) - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 57 p.  
Carte géologique par MARCHAND J., BOUILLER R., CORNEN G., BURG J.P., LASNIER B., LEYRELOUP A. (1985).

**Réalisation BRGM**  
**Dépôt légal : 2e trimestre 1989**  
**N° ISBN 2-7159-1790-2**