

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
ENTRAYGUES-SUR-TRUYÈRE À 1/50 000**

**par**

**M. DUGUET, S. BOGDANOFF, M. TURLAND, P. NEHLIG,  
P. LEBRET, C. RICORDEL, R. SIMON-COINÇON, M. THIRY**

**avec la collaboration de  
V. BOUCHOT, J.Y. TALBOT, B. DOCHE, C. BERTIN**

**2006**

**BRGM Éditions  
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : GOËR DE HERVE A., (de), BOGDANOFF S., COUTURIÉ J.P. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Entraygues-sur-Truyère (836). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Duguet, S. Bogdanoff, M. Turland, P. Nehlig, P. Lebret, G. Ricodel, R. Simon-Coinçon, M. Thiry avec la collaboration de V. Bouchot, J.Y. Talbot, B. Doche, C. Bertin (2006) 173 p.

– *pour la notice* : DUGUET M., BOGDANOFF S., TURLAND M., NEHLIG P., LEBRET P., RICORDEL C., SIMON-COINÇON R., THIRY M., avec la collaboration de BOUCHOT V., TALBOT J.Y., DOCHE B., BERTIN C.. (2006) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Entraygues-sur-Truyère (836). Orléans : BRGM, 173 p. Carte géologique par A. Goër de Herve (de), S. Bogdanoff, J.P. Couturié (2006)

© BRGM, 2006. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN-10 : 2-7159-1836-4  
ISBN-13 : 978-2-7159-1836-8

## SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION</b>	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE EXPLICATIVE</i>	7
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	11
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	11
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	11
<b>Série pélitique basale</b>	12
<b>Série grés-pélitique sommitale</b>	14
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES</i>	19
<b>Granites</b>	19
<b>Cornéennes</b>	30
<b>Schistes tachetés</b>	30
<b>Systèmes filoniens</b>	30
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES PALÉOGÈNES (ET PALÉOALTÉRITES ASSOCIÉES)</i>	34
<b>Altérites anciennes</b>	34
<b>Ensembles volcaniques</b>	43
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES NÉOGÈNES (ET SÉDIMENTS ASSOCIÉS) VOLCANISME MIO-PLIOCÈNE DU CANTAL (ET ALLUVIONS ASSOCIÉES)</i>	73
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES</i>	78
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	95
<i>ÉVOLUTION TECTONIQUE ET MÉTAMORPHIQUE</i>	95
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	108
<i>ÉDIFICATION DU PLATEAU BASALTIQUE AUBRACIEN</i>	108
<b>Forme de substrat</b>	109
<b>Estimation du volume</b>	109
<b>Dynamismes éruptifs</b>	110
<b>Remplissages cratériques</b>	111
<b>Champs filoniens</b>	111
<b>Caractères magmatiques</b>	112
<b>Chronologie</b>	113

<i>HISTOIRE POST-HERCYNIEENNE</i>	114
<b>Paléogéographie et dépôts mésozoïques</b>	114
<b>Altérites</b>	115
<b>Sédiments</b>	117
<i>ÉVOLUTION DE LA RÉGION AU TERTIAIRE</i>	123
<i>PALÉOTOPOGRAPHIES ET ÉPANCHEMENTS VOLCANIQUES</i>	125
<i>HISTOIRE QUATERNAIRE DE LA RÉGION</i>	127
<b>GÎTES MINÉRAUX</b>	129
<i>GÎTES À W</i>	129
<i>RÔLE DU MAGMATISME SUR L'ORIGINE DES     MINÉRALISATIONS TUNGSTIFÈRES</i>	137
<i>GÎTES À Ba ± Pb</i>	138
<i>GÎTES À U ± Cu</i>	139
<i>SOLS, VÉGÉTATIONS ET CULTURES</i>	148
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	152
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	152
<b>AUTEURS DE LA CARTE</b>	165
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	165
<b>ANNEXES</b>	
<i>LOCALISATION DES PRÉLÈVEMENTS POUR L'ANALYSE     GÉOCHIMIQUE</i>	169
<i>ANALYSE GÉOCHRONOLOGIQUE DE L'ÉCHANTILLON     C A225 : GRANITE DE LA MARGERIDE</i>	171

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Répartition des secteurs cartographiés par les différents auteurs	8
Fig. 2 - Répartition des faciès chimiques du granite du Veinazès	26
Fig. 3 - Carte isopaque de l'Aubrac basaltique	44
Fig. 4 - Situation des laves de l'Aubrac dans le diagramme TAS	46
Fig. 5 - Carte simplifiée de la Châtaigneraie	96
Fig. 6 - Disposition des structures syn-schisteuses dans la pile de nappes	97

Fig. 7 - Disposition des structures post-schisteuses dans la pile de nappes	98
Fig. 8 - Diagrammes représentatifs de la linéation « a », des plis en S et des plis droits	100
Fig. 9 - Carte des linéations magnétiques du massif granitique de la Margeride (d'après Talbot, 2003)	<b>hors texte</b>
Fig. 10 - Disposition des formations rouges, des altérites et des dépôts sédimentaires oligocènes le long de la gouttière de Graissac (E11 ou E12 ?)	118
Fig. 11 - Paléomorphologies du fossé d'Argence-Graissac	120
Fig. 12 - Schéma de l'évolution des zones basses et hautes et provenance des apports sédimentaires dans l'Ouest du Massif central au cours du Tertiaire	122
Fig. 13 - Schéma de l'évolution des paysages en liaison avec les épanchements volcaniques	124
Fig. 14 - Esquisse de la calotte glaciaire wurmienne d'Aubrac	126

### LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 – Production et réserve en tungstène du district de La Châtaigneraie	130
Tabl. 2 – Teneurs anormales dans les minéralisations tungstifères des gîtes d'Engualès et du Viala (teneurs élevées en or avoisinant 1 g/t Au).	132
Tabl. 3 – Datations absolues des intrusions magmatiques et des minéralisations tungstifères du district de La Châtaigneraie	133
Tabl. 4 – Datation absolues des intrusions magmatiques et des minéralisations uranifères associées au batholite de la Margeride	140
Tabl. 5 – Analyses d'eaux minérales de la feuille Entraygues	147

## INTRODUCTION

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

La feuille Entraygues-sur-Truyère à 1/50 000 se présente du point de vue topographique comme une zone de plateaux d'altitude moyenne de l'ordre de 700-800 m, profondément entaillée par trois rivières :

- la Truyère bien visible sur la carte et qui coule en direction du Sud-Ouest ;
- le Goul qui en venant du Nord la rejoint en rive droite peu avant la localité d'Entraygues-sur-Truyère ;
- le Lot qui apparaît dans le coin sud-est de la feuille, coule en direction de l'Ouest et reçoit la Truyère en rive droite.

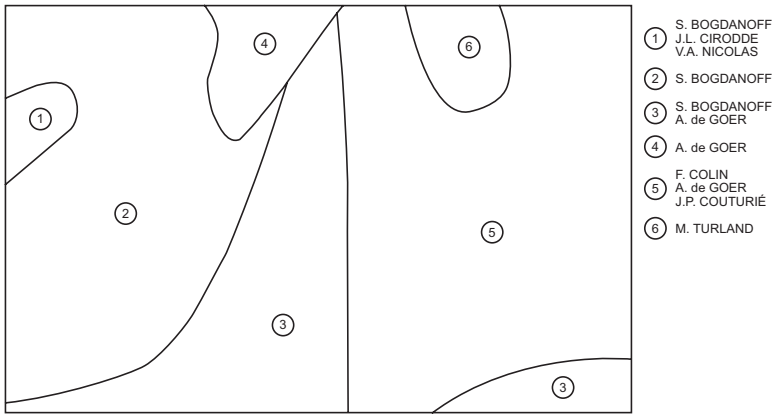
Grâce aux effets combinés de la surrection des plateaux et de l'érosion due à ces rivières d'eau et à leurs affluents, la dénivelée peut atteindre 600 à 700 mètres.

La Truyère délimite ainsi deux plateaux, celui de La Viadène à l'Est et celui du Veinazès à l'Ouest qui chacun porte les cultures ainsi que les prairies dévolues à l'élevage de bovins. Les vallées et vallons souvent très encaissés, sont boisés et le plus souvent inhabités. Les habitations se situent pour la plupart sur les plateaux mais aussi sur les rives du Lot où, au confluent avec la Truyère, s'est établie la ville d'Entraygues : « entre les eaux », comme son nom l'indique en occitan.

### *TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DE LA NOTICE EXPLICATIVE*

La région d'Entraygues-sur-Truyère est restée longtemps peu analysée dans le détail du point de vue géologique, malgré la découverte d'indices de tungstène au début du XX<sup>e</sup> siècle. M. Boule avait déjà remarqué en 1900 les traits structuraux et métamorphiques essentiels de la Châtaigneraie. En particulier le métamorphisme croissant vers le haut structural (métamorphisme inverse), fut reconnu très tôt par cet auteur sans qu'il puisse l'interpréter de manière satisfaisante. Pour cet auteur, un pli couché déversé vers le Sud-Ouest constituait une interprétation possible. Trois études majeures ont fait suite aux travaux de M. Boule, celles de M. Roques en 1941, de P. Lapadu-Hargues en 1947 et de A. Demay en 1948.

Le premier auteur concluait ainsi : « La série cristallophyllienne de la vallée du Lot, de la Viadène et de la Châtaigneraie a été fortement plissée et a même subi un important renversement (tectonique) vers le Sud-Ouest ». P. Lapadu-Hargues et A. Demay, interprétaient le métamorphisme



**Fig. 1 - Répartition des secteurs cartographiés par les différents auteurs**

inverse du secteur en l'intégrant à un pli couché pluri-kilométrique déversé vers le Sud, appelé « nappe de la Margeride », dessinant en plan un arc de cercle allant des Cévennes au Cantal, renversant les roches métamorphiques précoces antétectoniques. Pour ces auteurs, seul le flanc inverse de la structure subsisterait actuellement.

Depuis, l'effort d'investigation a surtout porté sur les gîtes de tungstène situés à la périphérie orientale du granite du Veinazès (District de Leucamp-Bancarel) puis au Nord du granite d'Entraygues-sur-Truyère (Enguialès) ainsi que sur les petits gîtes d'uranium encaissés par ce dernier. Citons les travaux de Weppe (1958), Bécarie (1958) et Toyer (1963).

En 1975, Y. Chèze a été le seul à reprendre l'étude géologique détaillée de la région d'Entraygues-sur-Truyère pour essayer de démontrer, en s'appuyant sur les méthodes microtectoniques, la présence dans cette région, du flanc inverse du pli couché proposé antérieurement par Demay et Lapadu-Hargues.

Dans les années 80, sous l'impulsion de directives gouvernementales, visant à réactualiser l'inventaire métallogénique de la France, le BRGM reprend l'étude de la Châtaigneraie pour mieux en déterminer le potentiel métallique en tungstène et peut-être en étain, dans le secteur situé entre les granites du Veinazès et de la Margeride - Entraygues-sur-Truyère. Les travaux de Joubert (1978), Ramboz (1980), Nicolas (1985), Bogdanoff *et al.* (1987) et Bril *et al.* (1994) représentent les principaux résultats de ces études métallogéniques.

Le découpage de la feuille Entraygues-sur-Truyère à 1/50 000 est inclus dans celui des feuilles à 1/80 000 Figeac (n°195) à l'Ouest et Mende (n°196) à l'Est.

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

La répartition des secteurs cartographiés par les différents auteurs est représentée sur la figure 1. De même que pour la feuille voisine de Maurs, la définition et l'organisation interne des formations ont été établies par l'analyse lithostratigraphique couplée à la géochimie des majeurs et à l'analyse structurale et microstructurale, auxquelles s'ajoute l'étude des relations entre déformations et cristallisations métamorphiques (S. Bogdanoff avec la collaboration de J.L. Cirrode, étudiant en géologie à la faculté d'Orsay et de V.A. Nicolas, ENSMP). Ces méthodes ont mis en évidence des nappes de charriage transportant des unités caractérisées par leur métamorphisme propre ce qui, dans un contexte compressif, permettrait d'expliquer le métamorphisme inverse observé. Mais d'autres



interprétations similaires à celles proposées pour le métamorphisme inverse himalayen (de type « fer à repasser ») peuvent être aussi envisagées.

L'étude des granites, de leur fabrique et du cadre géodynamique de leur mise en place a bénéficié de l'apport des données acquises par la technique de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM ; Talbot, 2003). Ces données concernent plus particulièrement le pluton de la Margeride dont la cartographie a été établie par J.P. Couturié. La datation U-Pb sur zircon a été réalisée par C. Guerrot à partir d'un échantillon prélevé par J.Y. Roig (BRGM).

Les données acquises sur les formations volcaniques du plateau de l'Aubrac très présentes sur la feuille voisine de Nasbinals et des formations volcaniques apparentées au volcanisme du Cantal situé plus au Nord sont le fruit du travail d'A. de Goër de Herve. Ce travail a porté sur un important travail de terrain et sur l'étude texturale de plusieurs centaines de lames minces. Plusieurs dizaines d'analyses chimiques sur roche totale ont par ailleurs été réalisées.

L'accent a été particulièrement mis sur l'étude des altérites du Tertiaire par M. Turland. Cette étude a bénéficié d'une campagne de sondages réalisée par le BRGM durant l'été 1994 dans le « bassin de Graissac » (Sainte-Geneviève-sur-Argence). L'étude minéralogique de ces altérites a été réalisée par le laboratoire de l'École des Mines de Paris à Fontainebleau (R. Simon-Coinçon et M. Thiry, 1996). La synthèse des données dans la notice explicative a été réalisée par P. Leuret (BRGM) à partir des notes de M. Turland, décédé en 2001, et de l'étude réalisée par R. Simon-Coinçon, M. Thiry. Ces derniers, avec C. Ricordel (École des mines), ont aussi permis la mise au point du texte sur le Cénozoïque et les altérites. Enfin, le texte de présentation des gîtes minéraux de la feuille d'Entraignes-sur-Truyère a bénéficié de la synthèse des nombreuses données déjà existantes, réalisée par V. Bouchot.

La cartographie géologique des terrains volcaniques a été coordonnée et réalisée par A. de Goër de Herve (université de Clermont-Ferrand) avec le concours de B. Michaëly (BRGM). Des mesures géochronologiques par la méthode K-Ar ont été effectuées par J.-C. Baubron (BRGM), et par J.M. Cantagrel (CNRS, Clermont-Ferrand). Ces travaux ont constitué la base d'une étude pétrologique et géochimique par J. Makhoul (thèse doctorat 3<sup>ème</sup> cycle de l'université de Clermont-Ferrand, 1994).

L'établissement de la maquette a été réalisé par A. de Goër de Herve mais son décès est intervenu en 2002 avant qu'il n'assume la coordination de la rédaction de la notice explicative. Le texte de cette notice a donc été coordonné par M. Duguet à partir des contributions qui sont détaillées en fin de ce livret.

## CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La feuille Entraygues-sur-Truyère se situe dans un vaste ensemble de nappes de charriage ductiles et syn- à post-métamorphiques varisques occupant le Sud-Ouest du Massif central. Ce sont les nappes de la Châtaigneraie et du Lot, mises en place au début du Carbonifère et déversées probablement vers le Sud-Ouest. Les nappes dont le matériel est d'âge présumé Paléozoïque inférieur et Néo-protérozoïque, sont recoupées au Carbonifère supérieur par plusieurs plutons de granites alumineux souvent à texture porphyrique tels celui de la Margeride ou celui du Veinazès. Vers l'Ouest, le Sillon houiller, décrochement fragile sénestre, recoupe l'édifice de nappes. Vers le Sud, les terrains métamorphiques et plutoniques sont recouverts en transgression et discordance par les bassins intramontagneux d'âge carbonifère (Decazeville) et permien (Rodez) puis par les formations mésozoïques des Causses du Comtal et de Séverac. À la fin du Cénozoïque, les appareils volcaniques du Cantal au Nord et de l'Aubrac au Nord-Est se sont épanchés sur le bâti varisque pénéplané.

À l'intérieur du périmètre de la feuille affleurent :

- à l'Ouest, les nappes métamorphiques varisques recoupées par l'extrémité orientale du granite du Veinazès ;
- à l'Est, le granite porphyroïde de la Margeride - Entraygues-sur-Truyère, intrusif dans les mêmes nappes, est accompagné par un cortège dense de filons péribatholitiques recoupant à la fois le granite et la partie méridionale des nappes. À l'Ouest immédiat du granite de la Margeride, affleure le petit granite de Soulaque.

Quant aux roches volcaniques du Cantal et de l'Aubrac, elles affleurent largement dans les secteurs nord et est de la feuille.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Les terrains métamorphiques qui affleurent à l'Ouest de la feuille Entraygues-sur-Truyère, appelés « Schistes de la Châtaigneraie », se subdivisent en quatre unités lithotectoniques inclinées de 10 à 30° principalement vers le Nord-Ouest ou le Nord. On distingue du bas vers le haut et du Sud-Ouest vers le Nord-Est :

- les schistes sériciteux gris d'Engualès ;
- les schistes sériciteux bleutés des Vernhades ;
- les grésopélites de Plainecoste ;
- les micaschistes gréseux de Manhaval.

Ces quatre ensembles présentés ci-dessus peuvent être regroupés deux à deux du point de vue lithologique, minéralogique et géochimique comme on le verra ci-dessous.

### **Série pélitique basale**

La série pélitique est située à la base de l'empilement lithologique et structural des séries de la Châtaigneraie. Elle se subdivise en deux termes séparés par un contact tectonique chevauchant :

- au Sud, on trouve **les schistes gris sériciteux d'Engualès** ;
- ces schistes sont surmontés au Nord par **les schistes sériciteux bleutés des Vernhades**.

L'étude géochimique montre que la série pélitique est de composition essentiellement argileuse à tendance illitique et montmorillonitique. Un tri mécanique incomplet du quartz pendant la sédimentation conduit à la séparation de la série en deux pôles celui des shales et celui des grès impurs riches en argile. Cette bipolarité se retrouve dans chacun des deux termes, soit les schistes gris et les schistes bleutés. La géochimie ne permet pas de distinguer les deux termes lithologiques mais elle nous permet de dire qu'ils ou que les deux séries sont très proches l'une de l'autre.

ξ<sup>1</sup>mE. **Schistes gris sériciteux d'Engualès**. Ces schistes occupent une surface restreinte dans le coin sud-ouest de la carte. Ils sont recoupés au Sud par le granite de la Margeride et pendent en moyenne de 30° vers le Nord-Est. Ils sont recouverts par les schistes sériciteux bleutés des Vernhades.

Les schistes gris atteignent une épaisseur d'au moins 1 000 m comme le montre la feuille voisine occidentale de Maurs. Ce sont des roches à grain fin d'aspect satiné, caractérisées par une alternance de dimensions variables (cm-dm) de schistes se situant entre un pôle sériciteux et un pôle quartzeux. Il n'a pas été possible de distinguer des différences lithologiques claires permettant l'expression d'un quelconque ordre au sein de ces schistes. La roche contient de nombreux exsudats de quartz de taille décimétrique à métrique souvent parallèles à la schistosité ou à la stratification, les deux surfaces étant souvent parallèles.

### **Faciès sériciteux**

La roche à grain fin, de couleur gris sombre à l'état frais, se débite facilement en feuillets satinés. Sur la tranche, on observe fréquemment des grains de 1 à 2 mm de diamètre d'albite blancs (parfois rougeâtres).

La composition minéralogique est la suivante : quartz, albite, séricite, muscovite, chlorite ; la biotite verte est très rare. Les minéraux accessoires sont : ilménite, rutile, zircon, tourmaline ferrifère, épidote et rare leucoxène.

### **Faciès quartzo-sériciteux**

La roche présente souvent un aspect rubané résultant de l'alternance centimétrique de niveaux quartzo-sériciteux d'un gris plus ou moins clair, et de niveaux sériciteux gris foncé. À ces alternances, s'ajoutent des rubans blancs d'épaisseur millimétrique boudinés ou non, à bords francs (distinct des exsudats), principalement constitués par le quartz. Alternances et rubans sont parallèles à la schistosité ou à la stratification.

La composition minéralogique est la suivante : quartz, albite, séricite, muscovite, chlorite. Les minéraux accessoires sont : ilménite, leucoxène, tourmaline ferrifère, épidote rare.

On observe, de plus, dans les deux faciès des schistes gris, la biotite brune et la cordiérite qui sont des minéraux dus au thermométamorphisme du granite de la Margeride et de Soulaque.

ξ<sup>1</sup>**m. Schistes sériciteux bleutés des Vernhades.** Les schistes bleutés affleurent dans de moins bonnes conditions que les schistes gris auxquels ils sont superposés. Leur épaisseur est de l'ordre de 500 m. On ne note aucune discordance particulière entre la stratification et/ou la schistosité des deux formations.

La roche est constituée d'une alternance millimétrique à centimétrique de niveaux sériciteux à grain fin et de niveaux plus quartzeux dans lesquels se détachent de fins rubans de quartz à bords nets comparables à ceux que renferment les schistes gris sous-jacents. La roche fraîche, lustrée, de couleur gris bleuté parfois grise, se débite en feuillets ou en plaquettes parallèles au rubanement. Parfois, les alternances et les rubans de quartz peuvent disparaître et la roche est alors constituée du seul faciès sériciteux. L'albite crible fréquemment la roche et de petits micas blancs millimétriques sécants au débit s'ajoutent à la séricite.

Les micaschistes bleutés contiennent localement des niveaux où la magnétite est présente en abondance (Chèze, 1975). La magnétite, souvent visible à l'oeil nu, se présente sous la forme de petits cubes noirâtres aux faces parfois luisantes, de taille millimétrique ou encore en grains xénomorphes disposés sans ordre apparent dans la roche. Ce minéral est très vraisemblablement le produit du métamorphisme thermique lié à la partie non affleurante des granites du Veinazès et de la Margeride.

### **Composition minéralogique**

- niveaux sériciteux : quartz, séricite, albite, chlorite, muscovite. Accessoires : magnétite, ilménite, zircon, leucoxène ;
- niveaux quartzo-sériciteux : ils sont plus riches en quartz et en chlorite, plus pauvres en muscovite et ilménite que les niveaux sériciteux ;
- les rubans de quartz contiennent, nettement subordonnés, muscovite, chlorite et albite.

### **Série grésopélitique sommitale**

La série grésopélitique est située au-dessus de la série pélitique précédemment décrite. Elle se subdivise elle aussi en deux termes séparés par un contact tectonique :

- au Sud, on trouve les grésopélites de Plainecoste ;
- ces roches sont surmontées au Nord par les micaschistes gréseux du Manhaval.

Les grésopélites étaient initialement des grès impurs. Les intercalations de micaschistes que l'on y observe étaient d'anciens shales. Shales et grès se sont déposés sur une plate-forme continentale à partir d'une source dégradée, le tri mécanique pendant le dépôt étant réduit.

**χξ. Grésopélites de Plainecoste.** Les grésopélites reposent sur les schistes sériciteux gris et bleutés par l'intermédiaire d'un contact tectonique ductile. Ils sont recoupés à l'Est par le granite de la Margeride–Entraygues-sur-Truyère et, au Sud, par le petit granite de Soulaque.

Ces roches de couleur grise, beige, verdâtre ou gris-bleu se distinguent des autres roches métamorphiques affleurant dans le périmètre de la feuille Entraygues-sur-Truyère en ce qu'elles présentent un débit caractéristique en bancs massifs d'échelle décimétrique à métrique, qui pourraient correspondre à la stratification. Les bancs présentent une grande variété de faciès, à grain fin ou moyen, dans lesquels on peut observer tous les intermédiaires entre des micaschistes classiques et des quartzites. Ce dernier faciès est lui-même très varié puisqu'on trouve des grès très riches en quartz et des grauwackes. Localement, l'abondance de clastes feldspathiques confère à ces dernières roches un aspect de gneiss. La répartition à l'intérieur de la formation n'est pas homogène en ce sens que les bancs de quartzites, les micaschistes ou les gneiss peuvent être les seuls représentants de la formation sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur ou encore alterner de manière plus ou moins régulière. Actuellement, il est difficile de présenter une organisation ordonnée des bancs à l'intérieur de cette formation.

À l'échelle du banc, la roche est relativement homogène et l'on observe parfois des structures qui ressemblent à des critères de polarité. La composition minéralogique est à quartz, albite, biotite, muscovite, chlorite, biotite chloritisée, staurotide, grenat. Tourmaline ferrifère, zircon, titanite, et apatite sont accessoires.

Les grésopélites contiennent en intercalation quatre types de faciès nettement subordonnés en volume :

- des schistes gréseux verts ;
- des leptynites ;
- des schistes graphiteux ;
- des niveaux à silicates calciques (Chèze, 1975).

### ***Schistes gréseux verts***

Ils sont situés à la base des grésopélites et ils forment une lentille de dimension pluri-hectométrique. Ce sont des roches massives de couleur vert foncé à vert bronze, rarement rubanées, ne constituant pas de bancs clairement individualisés. Elles passent vers le haut progressivement, en quelques mètres, aux grésopélites, les schistosités respectives étant parallèles. En lame mince, le quartz est en grains aplatis plus rarement en rubans. On observe également muscovite, biotite, biotite chloritisée, chlorite, albite sigmoïde fréquemment automorphe. Tourmaline et opaques sont accessoires.

### ***Leptynites***

Elles forment des bancs à bords nets de couleur crème, blanche ou rouille lorsqu'elles sont altérées. Épaisses de quelques mètres au plus, leur schistosité, celle des grésopélites et leur limite commune sont parallèles entre elles. Ces roches ne semblent pas constituer des bancs continus mais plutôt des lentilles et leur répartition paraît quelconque au sein des grésopélites. En lame mince, on observe du quartz comparable au quartz des porphyroïdes, des feldspaths en cristaux de taille variable. Muscovite, biotite et biotite chloritisée sont rares. Apatite, zircon, titanite et opaques sont accessoires. L'étude géochimique montre que ces leptynites intercalées dans les grésopélites mais aussi dans les micaschistes gréseux sont d'anciens tufs ou cendres dacitiques plus ou moins remaniés.

### ***Micaschistes graphiteux***

Ils forment des bancs peu épais, 20 cm en moyenne. Ces roches sont présentes dans toute l'épaisseur de la formation des grésopélites. La teneur en graphite peut atteindre 60 %. La composition minéralogique est à quartz, biotite, muscovite, chlorite. Apatite et zircon sont accessoires.

### **Niveaux à silicates calciques (Chèze, 1975)**

Ce sont de petits niveaux rubanés, alternativement de couleur beige ou verte, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, à bords francs. Relativement répandue leur utilisation en tant que niveaux repères pour l'analyse structurale s'est révélée décevante par manque de continuité latérale. La composition minéralogique est à quartz, plagioclase, grenat, biotite, calcite, chlorite. Titanite et épidote sont accessoires.

Y. Chèze a signalé dans sa thèse (1975), la présence au sein des grésopélites d'une lentille d'amphibolite de forme ovoïdale, de dimensions plurimétriques, située au Sud-Ouest de Murols à côté de la ferme du Batut. Cette roche a disparu depuis, consécutivement à des travaux routiers. C'était la seule roche de ce type décrite dans les grésopélites, dans le périmètre de la feuille Entraygues-sur-Truyère. La composition minéralogique est à quartz, plagioclase, amphibole (verte ?), épidote assez abondante, biotite chloritisée. Apatite et opaques sont accessoires.

ξ. **Micaschistes gréseux de Manhaval (série de Veinazès et de la Châtaigneraie).** Ces micaschistes affleurent dans la partie nord de la feuille et surmontent les grésopélites. On passe progressivement des secondes aux premières par l'intermédiaire d'une zone épaisse de plusieurs dizaines de mètres de gneiss et de micaschistes banaux à biotite. Les micaschistes gréseux, comme les grésopélites, sont recoupés à l'Est par le granite d'Entraygues-sur-Truyère.

L'essentiel de la formation dont l'épaisseur dépasse 1 000 m, est représenté par des micaschistes à biotite souvent riches en quartz, ce qui leur confère un « aspect » gréseux. Par rapport aux grésopélites, les micaschistes gréseux sont nettement plus homogènes à la fois sur le plan textural et lithologique. La roche de couleur grise, gris clair ou verdâtre lorsqu'elle est fraîche, ocre à brune lorsqu'elle est patinée, contient de nombreux et fins (mm) rubans clairs discontinus, quartzeux ou quartzo-albitiques (Chèze, 1975). Les rubans sont souvent très déformés par de petits plis isoclinaux qui admettent la schistosité principale comme plan axial. Les rubans peuvent aussi être plans et parallèles à la foliation définie par l'orientation des micas. En lame mince, on observe : quartz, albite en ocelles, muscovite, biotite, biotite chloritisée, chlorite, staurotide et grenat. Apatite, ilménite, zircon et tourmaline ferrifère rare sont accessoires.

Les micaschistes gréseux comme les grésopélites renferment, subordonnées, les intercalations lithologiques suivantes :

- des quartzites micacés en bancs pouvant atteindre des épaisseurs pluridécamétriques ;
- des quartzites massifs en bancs métriques ;

- des leptynites en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique ;
- des micaschistes graphiteux ;
- des niveaux à silicates calciques (Chèze, 1975).

La composition minéralogique des roches intercalées dans les micaschistes gréseux est pratiquement identique à leur équivalent contenu par les grés-pélites. Notons toutefois que les quartzites micacés et les quartzites ont une composition minéralogique très proche de celle des micaschistes gréseux nonobstant le pourcentage des minéraux. Le quartz peut en effet représenter 80 à 90 % de la roche, alors qu'il ne dépasse guère 60 % dans les micaschistes gréseux.

On remarquera d'emblée les analogies entre les intercalations lithologiques des grés-pélites et des micaschistes gréseux. Enfin, au sein des micaschistes gréseux, on observe des lentilles décamétriques ou hectométriques de grés-pélites moulées par la schistosité des micaschistes et dont le grand axe visible est sensiblement parallèle au pendage général.

#### • **Géochimie** (voir annexes 1 et 2)

Quatre-vingt-trois échantillons ont été prélevés dans les quatre formations décrites ci-dessus, en suivant une zone orientée sensiblement SW-NE. Celle-ci, localisée entre les granites du Veinazès et de la Margeride-Entraygues-sur-Truyère, recoupe la limite méridienne séparant la carte à 1/50 000 Maurs de celle d'Entraygues-sur-Truyère. C'est dans cette région que les affleurements présentent la fraîcheur requise pour ce travail.

Les échantillons ont été analysés au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy, où sont déposés les listings correspondants. Il s'agissait, grâce aux méthodes développées par H. de La Roche, B. Moine et A. Ploquin :

- de caractériser chimiquement les formations et de tester la validité des divisions lithologiques proposées ;
- de caractériser les conditions de dépôt, s'il s'agit de roches sédimentaires ;
- de mettre en évidence les liens éventuels entre la lithologie des quatre formations, leur géochimie et les minéralisations de tungstène-scheelite des filons de quartz des mines de Leucamp-Bancarel, Gramont, Caylus, Murols-Lanuéjols, Engualès, toutes situées sur la présente feuille.

À la suite de cette étude (Bogdanoff *et al.*, 1987), on peut avancer les conclusions suivantes :

- les quatre formations peuvent se grouper deux à deux.



On distingue : 1) une série pélitique correspondant aux schistes gris et bleutés, 2) une série grésopélitique correspondant aux grésopélites et aux micaschistes gréseux.

La série pélitique est de composition essentiellement argileuse à tendance illitique et montmorillonitique. Un tri mécanique incomplet du quartz pendant la sédimentation conduit à la séparation de la série en deux pôles, celui des shales et celui des grès impurs riches en argile. Cette bipolarité concerne chacune des deux formations, soit les schistes gris, soit les schistes bleutés. Ainsi, pour la série pélitique, la géochimie ne distingue pas les deux formations mais elle nous permet de dire qu'elles sont très proches l'une de l'autre :

– les grésopélites étaient initialement des grès impurs. Les intercalations de micaschistes que l'on y observe étaient d'anciens shales. Shales et grès se sont déposés sur une plate-forme continentale à partir d'une source dégradée, le tri mécanique pendant le dépôt étant réduit ;

– les leptynites sont d'anciens tufs ou cendres dacitiques plus ou moins remaniés ;

– la composition chimique des grésopélites et des micaschistes gréseux est identique. Les seconds dériveraient par conséquent des premiers par mylonitisation dans des conditions ductiles comme le suggère fortement l'analyse structurale ;

– la teneur maximale du tungstène en roche est de 8 ppm dans un schiste inclus dans les micaschistes gréseux pour une teneur moyenne de l'ordre de 3-4 ppm, ce qui n'est pas une teneur anormale. Les analyses chimiques en éléments majeurs, en particulier celle des leptynites et des grès les plus riches en sodium, montrent que ces roches ne semblent pas jouer de rôle dans la métallogénie du tungstène. Enfin, la position des gîtes qui à un moment ou à un autre ont été exploités, suggère que leur genèse ne semble dépendre clairement ni de la lithologie ni de la géochimie des roches encaissantes. En effet, quatre d'entre eux sont encaissés par les micaschistes gréseux, aucun n'est présent dans les grésopélites, le dernier est situé dans les schistes bleutés. Toutefois, un lien semble exister entre le degré d'oxydation du fer des formations et la position des gîtes connus, bien que « l'oxydation » soit vraisemblablement acquise lors du métamorphisme général varisque (Bogdanoff *et al.*, 1987).

En résumé :

– les schistes gris et les schistes bleutés forment une série pélitique métamorphisée dans le faciès schistes verts ;

– les grésopélites et les micaschistes gréseux forment une série gréseuse métamorphisée dans le faciès amphibolite.

## • Âge des formations

Les formations de la feuille Entraygues-sur-Truyère n'ont livré aucun fossile. Cependant, les épischistes de la série du Lot situés à l'ESE de la Châtaigneraie, très ressemblants lithologiquement, minéralogiquement et structuralement aux schistes sériciteux gris et bleutés, contiendraient des acritarches cambro-ordoviciens (Briand et Gay, 1978). Par ailleurs, Bogdanoff *et al.* (1984) ont proposé de voir dans les grés-pélites un équivalent des grés de Marcory du Cambrien inférieur de la Montagne noire. De même, les gneiss de la série du Lot superposés aux épischistes, peuvent être rapprochés sur le plan lithologique, minéralogique et chimique des grés-pélites de la Châtaigneraie. Or, les gneiss de la série du Lot sont recoupés par des métadiorites qui, par la méthode U/Pb sur zircon, ont fourni un âge de  $540 \pm 15$  Ma, soit Cambrien inférieur (Lancelot *et al.*, 1984). On peut donc, en résumé, proposer par rapprochement et à titre d'hypothèse :

- un âge cambro-ordovicien pour les schistes sériciteux gris et bleutés ;
- un âge cambrien inférieur à infracambrien pour les grés-pélites et les micaschistes gréseux.

$\chi\xi-\xi^5$ . **Micaschistes phylliteux et quartzeux à andalousite (Série du Lot)**. Ces micaschistes affleurent dans la partie sud-est de la feuille d'Entraygues-sur-Truyère et sont caractérisés par le métamorphisme de contact induit par la mise en place du granite de la Margeride. À proximité de celui-ci, les formations micaschisteuses sont transformées en cornéennes à andalousite. Notons que sur la feuille voisine d'Espalion, située immédiatement au Sud, ces séries de micaschistes sont subdivisées en deux ensembles distincts séparés par un contact chevauchant :

- en position sommitale, on trouve des micaschistes phylliteux à deux micas qui reposent sur ;
- des schistes sériciteux noirs nettement moins métamorphiques.

Sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, le métamorphisme de contact et les médiocres conditions d'affleurement rendent difficile une telle distinction. Néanmoins, même si ce découpage n'apparaît pas sur cette feuille, où une seule formation compréhensive est décrite, il existe bien un contact tectonique séparant deux formations différentes.

## FORMATIONS PLUTONIQUES

### Granites

Trois massifs de granites affleurent dans le périmètre de la feuille Entraygues-sur-Truyère :

- à l'Est de la feuille, la partie occidentale du granite de la Margeride-Entraygues-sur-Truyère qui occupe plus de la moitié de la surface ;
- son satellite, la granodiorite de Soulaque située à l'Ouest du corps principal ;
- au Nord-ouest, l'extrémité septentrionale du granite de Veinazès. Ce granite se prolonge sur la feuille occidentale voisine de Maurs.

Les trois granites sont intrusifs dans les nappes de la Chataîgneraie dont la lithologie est décrite ci-dessus. Ils sont entourés par une auréole de métamorphisme de contact et accompagnés par un cortège de filons péribatholitiques plus ou moins bien développés selon le massif considéré.

$\rho\gamma^3$ . **Granite monzonitique porphyroïde à biotite (granite de la Margeride)**. Plus de la moitié orientale de la feuille Entraygues-sur-Truyère est occupée par le granite d'Entraygues-sur-Truyère qui n'est en fait que l'extrémité occidentale du pluton de la Margeride, séparé de la masse principale par le plateau basaltique de l'Aubrac. Le massif de la Margeride forme un laccolite de 3 200 km<sup>2</sup> ; c'est l'un des plus grands plutons du Massif central (Couturié, 1977 ; Talbot, 2003). Allongé approximativement d'Est en Ouest sur plus de 100 km, large à l'Est de plus de 50, il s'amenuise progressivement vers l'Ouest. Le pluton dans sa masse est recoupé par des massifs ou des filons de leucogranites de dimensions variables et sur son bord ouest par un essaim de filons représentés par des leucogranites, des microgranites et des microdiorites. Le granite est intrusif dans l'édifice des nappes de la Chataîgneraie dans lequel il développe un métamorphisme de contact. D'une manière générale, sa lithologie et sa minéralogie sont assez monotones, au moins dans la partie affleurant sur la présente feuille.

De bons affleurements de granite s'observent : à l'Est d'Entraygues-sur-Truyère, le long de la route d'Entraygues-sur-Truyère à Saint-Amans-des-Cots par Campouriez et mieux encore pour l'essentiel en dehors de la carte, sur la route Entraygues-sur-Truyère-Espalion qui longe le Lot.

La roche est un granite porphyroïde gris-bleu à gris, dans lequel les cristaux automorphes d'orthose peuvent atteindre 10 cm de long. Par endroits, ces mégacristaux peuvent se raréfier ou se concentrer en zones d'épaisseur métrique (Sud du Mas de Maury), au sein desquelles ils définissent une orientation préférentielle parfois appelée abusivement « fluidalité magmatique ». Le grain de la mésostase est de taille moyenne et toujours identique à lui-même, du point de vue textural et minéralogique. Parfois, (Touluch au SSE de Saint-Amans-des-Cots), la taille des grains peut être plus petite, la roche « se charge en muscovite et le faciès porphyroïde tend alors à disparaître » (Roques, 1941).

L'arène du granite dont l'épaisseur paraît varier entre 0 et 10 m en moyenne, montre parfois une organisation planaire et horizontale des grains, alors que le granite sous-jacent, non altéré, est apparemment isotrope. Il faut vraisemblablement voir dans cette organisation un effet des montées et descentes répétitives de la nappe phréatique locale.

### • Composition minéralogique

*Les mégacristaux de feldspath potassique (MFK).* Le feldspath potassique est une orthose perthitique maclée Carlsbad contenant des inclusions de plagioclase, de quartz et de mica noir. Ce dernier visible à l'œil nu, est souvent accolé par ses faces hexagonales sur les faces successives de l'orthose dont elle souligne ainsi les étapes de croissance. Les MFK ne sont donc pas les cristaux les plus précoces issus du magma granitique puisqu'ils contiennent des inclusions. Les fentes thermiques (Wilhelm, 1977), sont en général remplies par le quartz. Les mégacristaux peuvent disparaître en bordure du granite, et celui-ci change à la fois de couleur (gris bleuté à rosé ou rougeâtre) et de composition minéralogique : le microcline s'ajoute à l'orthose perthitique.

*La mésostase* est composée de quartz et de plagioclase souvent automorphe et zoné. Le coeur des plagioclases plus calcique que la périphérie (An38-15 en moyenne), est parfois groupé en syneusis. Le feldspath potassique est perthitique mâclé Carlsbad, la biotite parfois chloritisée, la muscovite presque toujours secondaire, la cordiérite assez rare. Parfois, la quantité de biotite décroît localement (Entraygues-sur-Truyère et Sud-Ouest de Sainte Geneviève-sur-Argence). Apatite et zircon sont accessoires.

La richesse relative en alumine et la valeur moyenne de Sri (Duthou *et al.*, 1984) plaident en faveur d'une origine crustale pour le granite de la Margeride. La présence d'enclaves basiques toutefois (Duthou *et al.*, 1984), montrerait soit l'influence d'un magma mantellique, soit la présence de roches basiques dans la croûte, soit enfin la différenciation de magmas contaminés ou hybrides. Le granite d'Entraygues-sur-Truyère est un granite calco-alcalin potassique selon Couturié (1977) ou un granite orogénique peralumineux intrusif d'origine crustale (Barbarin, 1990).

Le granite est recoupé par des leucogranites de couleur blanche ou rosée, soit en filons, soit en stocks, de tailles diverses pouvant atteindre 2 km de diamètre (stocks) ou de longueur (filons). Le grain de ces roches est nettement plus petit que celui du granite d'Entraygues-sur-Truyère, le faciès très clair et la tourmaline en rosettes ou en grains isolés est souvent observable à l'œil nu. La texture saccharoïde est ici caractéristique de ce type de roche. La composition minéralogique est la suivante : quartz,

feldspath potassique perthitique, microcline, plagioclase An0-10, mica blanc, mica noir, cordiérite pinitisée, tourmaline. Le cortège d'accessoires est constitué d'apatite, de zircon et de minéraux opaques.

On peut observer dans de bonnes conditions les leucogranites à l'Ouest d'Entraygues-sur-Truyère, au Nord-Est de Saint-Symphorien-de-Thénières ou encore à l'Est de Saint-Amans-des-Cots.

J.-P. Couturié (1977) a étudié dans sa thèse l'ensemble du vaste massif granitique de la Margeride, dont le granite d'Entraygues-sur-Truyère constitue l'apophyse occidentale. La description générale adoptée par cet auteur n'étant pas contradictoire avec les observations faites dans le périmètre ici décrit, il est justifié de reprendre, en les résumant, ses principales conclusions. Le granite de la Margeride est un laccolite déformé, qui serait ployé en plis droits à grands rayons de courbure d'axe NW-SE. La vallée du Lot occupe le creux du synclinal (le granite se prolongerait vers le Nord-Ouest sous les schistes de la Châtaigneraie).

Trois types pétrographiques ont été distingués au sein du granite de la Margeride (Couturié, 1977), la discrimination s'effectuant en fonction de la quantité de biotite et de mégacristaux par unité de volume : le premier type « faciès sombre » à l'Est du laccolite, est considéré comme le plus profond ; le second, « faciès moyen » situé au-dessus du faciès sombre constitue la plus grande partie des affleurements du massif ; le troisième « faciès clair », superposé au faciès moyen, est situé à l'Est du laccolite et au Sud d'Entraygues-sur-Truyère, mais en dehors du périmètre de la feuille

Dans le cadre de la cartographie de la feuille Entraygues-sur-Truyère, ont été cartographiés :

- un faciès clair hétérogène ( $\rho\gamma^3G$ ) à deux micas et veines aplitiques et quartzuses (type La Gardille) ;
- un faciès clair ( $\rho\gamma^3E$ ) à cordiérite et tourmaline (type Entraygues) ;
- un faciès fin ( $\rho\gamma^3S$ ), à deux micas et cordiérite (type Sainte-Genève).

### • Géochronologie

Le granite de la Margeride a été daté à  $323 \pm 12$  Ma (Namurien) par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Couturié *et al.*, 1979), à partir d'échantillons recueillis dans la partie orientale du massif, en dehors de la partie décrite ici. Cet âge de mise en place est antérieur à la déformation en grand du laccolite (Couturié, 1977). Un âge U/Pb sur monazite à  $314 \pm 3$  Ma a été proposé par Pin (1979). C. Guerrot (2000) a obtenu un âge U-Pb sur zircon à  $309 + 17/-5$  Ma sur un échantillon prélevé 2,5 km au Sud-Ouest de Campouriez (les données analytiques sont fournies en annexe).

Cet âge est cohérent avec celui obtenu par C. Pin. La mise en place du laccolite serait donc intervenue entre le Namurien et le Westphalien.

$\gamma^4$ . **Granodiorite de Soulaque.** Le massif de Soulaque est situé à 5 km au Nord d'Entraygues-sur-Truyère et à moins de 1 km du massif d'Entraygues-sur-Truyère, à l'Est de ce dernier. Sa forme est grossièrement circulaire avec des irrégularités dans le détail. L'observation de la géométrie des contacts avec l'encaissant, compte tenu de la dénivelée, suggère une forme sensiblement cylindrique. Ce granite, à bords francs, est intrusif dans les grés-pélites dans lesquelles il développe une auréole de métamorphisme thermique avec des cornéennes, puis vers l'extérieur, des schistes tachetés. Cette auréole se confond à l'Est avec celle bordant le granite de la Margeride.

Le granite de Soulaque est un granite à biotite à grain moyen sans phénocristaux, gris-bleu lorsqu'il est frais, de couleur beige lorsqu'il est altéré. Il contient des enclaves centimétriques à pluricentimétriques de microdiorite quartzique, ainsi qu'une enclave de cornéenne que l'on peut observer 600 m au Nord du hameau de Soulaque sur la route conduisant à Montsalvy. Ce granite ne ressemble macroscopiquement ni au granite de la Margeride, ni au granite de Veinazès. La composition minéralogique est la suivante : quartz 25 %, orthose perthitique 21-22 %, plagioclase zoné automorphe, An15 en bordure et An45 au centre, mâclé parfois albite et Carlsbad ; les mâcles en syneusis ne sont pas rares. La biotite 8,5 % est parfois chloritisée, la muscovite rare < 1 %, cordiérite rare, chlorite. Les accessoires sont constitués par l'apatite, le zircon, l'allanite (dans la biotite) et les minéraux opaques.

Les enclaves de microdiorite quartzique ont comme composition minéralogique (Chèze, 1975) : quartz 11,5 %, plagioclase zoné automorphe (An40 en moyenne) 55 %, feldspath potassique rare 1,5 %, biotite chloritisée 19 %, amphibole verte 12 %. Accessoires : apatite, zircon.

Le granite de Soulaque est donc une granodiorite, ce qui le distingue du granite de la Margeride. Chèze (1975) l'a rapproché du granite de Glénat (Vivier, 1970), très comparable par le faciès, la minéralogie et la chimie. Celui-ci est situé à l'Ouest du Sillon houiller sur la feuille voisine Maurs à 1/50 000 (Bogdanoff *et al.*, 1989). Il faut cependant garder en mémoire que le Sillon Houiller ayant connu un mouvement décrochant principalement senestre d'environ 60 km au Stéphanien, les massifs de Soulaque et de Glénat étaient sans doute beaucoup plus distants l'un de l'autre au moment de leur mise en place (Weber, 1972 ; Burg *et al.*, 1990).

## • Géochronologie

Un échantillon prélevé au Nord-Est du massif a fourni un âge Autunien de  $275 \pm 8$  Ma (K/Ar, Bellon et Gibert, 1981). Cet âge est proche de celui du granite de Glénat ( $272 \pm 4$  Ma ; Vivier et Lasserre, 1970), ce qui rapproche plus encore les deux massifs. Cependant, la datation par Bellon et Gibert de deux filons de microgranite et de deux filons de microdiorite qui ne recoupent pas le granite de Soulaque mais qui en sont proches (voir ci-dessous le § roches filoniennes), fournit des âges plus anciens que le granite. Par ailleurs, d'autres filons de même nature qui n'ont pas été datés radiométriquement, lui sont franchement sécants comme on peut le constater sur le terrain. La contradiction peut-être apparente, pourrait être résolue si l'on admet que les filons voisins du granite de Soulaque et les filons le recoupant ne sont pas de la même génération : les plus anciens seraient liés au granite de La Margeride, d'autres au granite de Soulaque, d'autres enfin seraient encore plus jeunes. Une autre interprétation serait de considérer que les âges K/Ar résultent d'une perturbation thermique due aux filons, l'âge du massif de Soulaque pourrait être plus ancien que celui mesuré.

$\gamma^3$  V. **Granite monzonitique du Veinazès.** Le granite du Veinazès dont seule l'extrémité orientale affleure au Nord-Ouest de la feuille Entraygues-sur-Truyère est un petit massif long de 20 km et large de 5 dans sa plus grande largeur, orienté WSW-ENE, et s'étend surtout sur la feuille voisine occidentale Maurs. La limite septentrionale s'ennoie suivant une pente modérée alors que la limite sud-orientale est beaucoup plus raide. À l'Est, on passe progressivement d'une inclinaison à l'autre. Le massif est intrusif dans les micaschistes gréseux dans lesquels il développe une auréole de métamorphisme thermique, de largeur variable, caractérisée par des cornéennes et des schistes tachetés. L'auréole est plus large au Nord qu'au Sud-Est ce qui est en accord avec l'inclinaison variable de sa limite externe.

Les cornéennes, de couleur ocre, contiennent l'andalousite, la cordiérite pinitisée et la tourmaline. Les schistes tachetés, dans lesquels la schistosité est nettement mieux exprimée que dans les cornéennes, contiennent également la cordiérite pinitisée en nodules elliptiques orientés, associés parfois à l'andalousite. La périphérie de l'auréole est marquée par la biotite et la muscovite en cristaux individuels disposés sans orientation précise par rapport à la schistosité ou encore agrégés en amas centimétriques plus ou moins orientés parallèlement à cette surface mais sans ordre à l'intérieur de l'amas.

Le granite du Veinazès apparaît comme une roche relativement homogène à grain moyen, à tendance porphyroïde. Les phénocristaux n'excèdent pas 2 à 3 cm de long dans la plupart des cas. La taille du grain et des phénocristaux permet la distinction facile de ce granite de celui

d'Entraygues-sur-Truyère. Cartographiquement sont distingués sur l'ensemble du massif quatre faciès lithologiques tous à tendance porphyroïde :

- le faciès sombre à grain moyen, à biotite, à cordiérite et à muscovite rare. C'est le faciès principal du massif ;
- le faciès clair à grain moyen, à biotite et cordiérite, la muscovite est rare ;
- le faciès rose à grain moyen, à chlorite, à biotite, à rare muscovite ;
- le faciès sombre à grain fin, à biotite.

Les deux premiers faciès sont ceux qui affleurent sur la présente feuille, le passage de l'un à l'autre semble progressif.

Le faciès sombre à grain moyen est un granite massif de couleur gris bleuté à l'état frais devenant jaunâtre lorsqu'il est altéré. La composition minéralogique est la suivante :

*Mégacristsaux de feldspath potassique.* Ils sont perthitiques, mâclés Carlsbad, albitisés (en auréoles), leur taille varie de 2 à 4 cm en moyenne, très exceptionnellement ils peuvent atteindre 15 cm. Ils ne dépassent pas 5 % du volume de la roche.

• *Mésostase.* La structure est grenue, apparemment équante, le grain ayant 2 à 4 mm de diamètre. Quartz 20 à 30 %, microcline perthitique (20 %) renfermant de nombreuses inclusions de quartz, plagioclase, biotite et muscovite. Plagioclase 35 à 40 %, souvent zoné à cœur plus basique (An40 - An10), fréquemment associé en syneusis et damouritisé. Biotite, 10 à 15 % de la roche, parfois en symplectite avec le mica blanc, fortement chloritisée avec épidote et leucoxène le long des clivages. Muscovite et cordiérite rares n'excèdent pas 1 %. Accessoires : apatite, zircon, épidote, calcite, opaques.

Le faciès clair à grain moyen est à l'état frais une roche gris bleuté peu porphyroïde, plus claire que le faciès précédent car la teneur en biotite y est plus faible. La composition minéralogique n'est pas très différente du granite précédent, les proportions des minéraux changent modérément : quartz 30 à 35 %, feldspath potassique 20 à 25 %, plagioclase 30 à 35 %, biotite 5 à 10 %, muscovite 1 % et cordiérite 1 %. Les minéraux accessoires sont les mêmes, il s'y ajoute la tourmaline en prismes isolés ou rayonnants.

Le granite de Veinazès est donc un granite monzonitique à grain moyen, à tendance porphyroïde, de texture équante. Le plagioclase est prédominant par rapport au feldspath potassique qui est toujours plus ou moins albitisé secondairement. La muscovite secondaire se développe aux dépens des feldspaths et de la biotite.



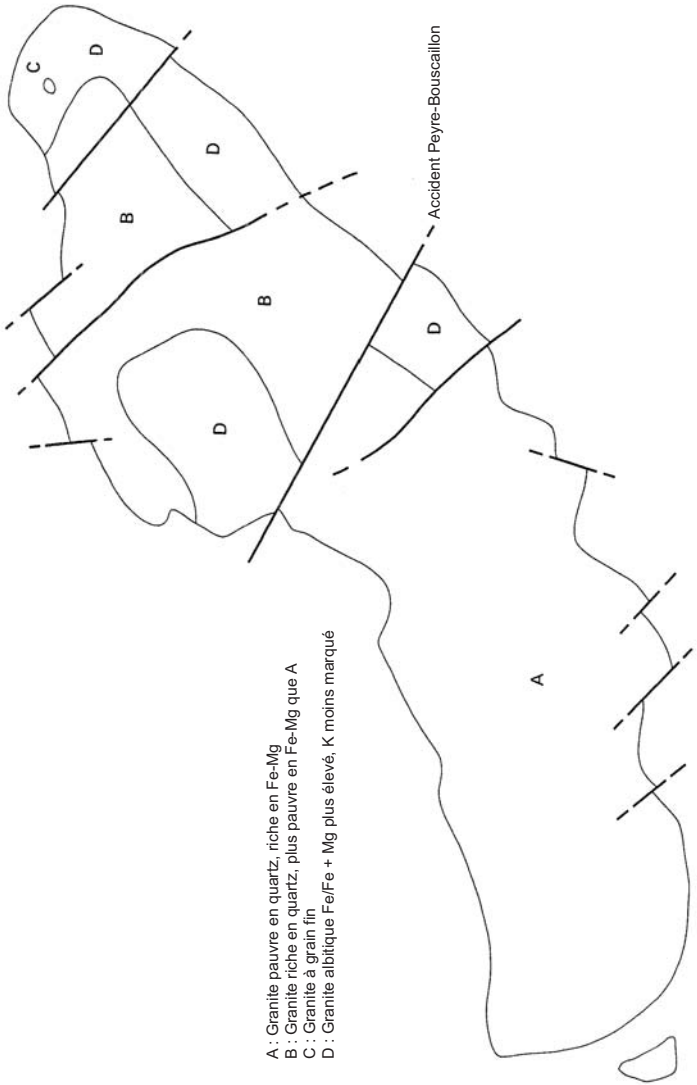


Fig. 2 - Répartition des faciès géochimiques du granite du Veinazès

## • Géochimie

J.-L. Cirodde a mené une étude géochimique portant sur les éléments majeurs du granite du Veinazès en utilisant les 30 analyses fournies par Joubert (1978). Cette étude non publiée a été résumée dans la notice de la feuille Maurs dans laquelle J.-L. Cirodde s'est référé à la typologie des granites proposée par H. de la Roche (1978) et H. de la Roche *et al.* (1980).

Il a ainsi été mis en évidence trois faciès géochimiques principaux A, B et D, seuls les deux derniers sont présents dans l'extrémité orientale du granite (fig. 2).

A - correspond à un granite pauvre en quartz, riche en Fe et Mg ;

B - correspond à un granite riche en quartz, plus pauvre en Fe et Mg que A ;

D - est un granite albitique, dans lequel  $Fe/(Fe + Mg)$  est plus élevé, K moins marqué.

Le faciès C initialement distingué correspond très vraisemblablement, compte tenu de sa faible surface, à un dyke de granite à grain fin. Pour un plus large développement de la question, on peut se référer à la notice de la feuille Maurs à 1/50 000. Rappelons cependant les principales conclusions de cette étude :

– le granite du Veinazès est à rattacher aux associations aluminopotassiques à tendance cafémique ;

– il n'y a pas de correspondance systématique entre la cartographie géologique et la cartographie géochimique ;

– le faciès D qui recouvre deux faciès pétrographiques est celui à proximité duquel sont situés les gîtes wolframifères qui ont fait l'objet de recherche ou d'exploitation.

## • Géochronologie

L'étude de Duthou *et al.* (1986), par la méthode Rb/Sr sur roche totale, ne permet pas de proposer un âge bien établi du granite du Veinazès à cause de la dispersion des points d'analyse, bien que dans la partie nord-est du massif celle-ci soit moindre. Deux droites de référence à 320 Ma passant par la majorité des points fournissent deux rapports isotopiques initiaux du Sr,  $Sr_i = 0,7085$  et  $Sr_i = 0,709$ . L'hétérogénéité isotopique du  $Sr_i$ , de 0,7087 à 0,7129, est peut-être la conséquence de sources magmatiques différentes, de l'assimilation de l'encaissant, de fluides liés aux minéralisations. Quoiqu'il en soit, l'âge de 320 Ma peut être considéré comme un repère provisoire qui néanmoins s'intègre correctement dans l'évolution de cette partie de la Chataîgneraie. Rappelons que l'âge du granite U-Pb sur zircon de la Margeride est compris entre 325 et 304 Ma.

## **Enclaves**

Le granite du Veinazès contient des enclaves de microdiorites quartziques riches en biotite, à bords francs, de forme ovoïde et de dimension moyenne décimétrique. On peut les observer dans la carrière de la Compagnie au Nord de Leucamp.

### **• Composition minéralogique**

Le quartz est xénomorphe, le plagioclase en phénocristaux automorphes est zoné : An55 au cœur, An10 à la périphérie, il est également présent dans la mésostase. La biotite en grandes ou en petites lamelles est plus ou moins chloritisée. Le feldspath potassique et la muscovite sont rares. On observe parfois des amas chloriteux pouvant rétrotransformer un minéral antérieur peut-être du type amphibole. Les accessoires sont l'apatite, le zircon et l'épidote.

En résumé, le granite du Veinazès est un pluton monzonitique aluminopotassique, comparable au massif de la Margeride (Ploquin et Stussi, 1994), vraisemblablement contemporain, mais formant un massif distinct.

### **Auréole de métamorphisme thermique périgranitique : cornéennes et schistes tachetés**

Les granites de la Margeride, de Soulaque, du Veinazès sont entourés par une auréole de métamorphisme thermique qui se développe dans les nappes affleurant dans le périmètre de la feuille. Ces faits montrent clairement la postériorité de la mise en place de ces granites par rapport à la tectonique tangentielle.

L'auréole est, pour les trois intrusions, identique par sa nature : cornéennes dans la partie jouxtant les massifs, et schistes tachetés dont la limite externe est marquée par la biotite ou la muscovite.

### **Granite de La Margeride**

Les cornéennes peuvent atteindre 1 km d'épaisseur. Macroscopiquement, on reconnaît encore la roche originelle, bien que la foliation antérieure y soit plus ou moins effacée. Souvent rubanées, les cornéennes sont nettement plus massives que leurs homologues non métamorphisés thermiquement comme le suggère le nombre plus élevé des diaclases observées. À l'œil nu ou au microscope, on distingue l'andalousite poecilitique, la cordiérite altérée, la muscovite et la biotite.

La zone des schistes tachetés semble prendre de l'importance au détriment de la zone des cornéennes lorsqu'on suit la bordure du granite à partir du barrage de Couesques en direction du NNE. On observe dans la roche dont la texture est assez peu modifiée par le métamorphisme thermique, des taches de forme ovoïdale, centimétriques, bien visibles sur une coupe perpendiculaire à la schistosité. Il s'agit de cordiérite plus ou moins pinnitisée, le grand axe de chaque tache, parallèle à celui de la tache voisine, définit une linéation minérale. Cette observation assez fréquente montre que la cristallisation des minéraux de contact est contrôlée par une déformation vraisemblablement liée à la mise en place du granite. L'andalousite est plus rare que dans les cornéennes, en revanche la biotite et la muscovite sans orientation particulière et à ce titre considérées comme tardives sont plus abondantes que l'andalousite.

Plus à l'extérieur encore, les taches disparaissent et l'on observe des biotites ou des muscovites millimétriques, non déformées, dont le plan 001 occupe une orientation quelconque par rapport au plan de schistosité. C'est dans les schistes tachetés que se situe le gîte de tungstène d'Engualès.

### ***Granite de Soulaque***

Ce granite développe une auréole de métamorphisme thermique propre dans l'encaissant et qui est bien visible dans la partie occidentale, là où l'auréole est concentrique au granite. Cependant, dans la partie orientale du pluton, il est difficile de faire la part de ce qui revient, au granite de Soulaque ou à celui de la Margeride, compte tenu de leur proximité. On observe une minéralogie identique, à andalousite et cordiérite, se développant dans une lithologie également identique. Il n'a pas été observé de taches orientées comparables à celles de l'auréole du granite de la Margeride à la périphérie des cornéennes de Soulaque, mais on y observe des biotites millimétriques sans orientation préférentielle. D'une manière plus générale la disposition et la minéralogie des zones thermiques entourant le granite de Soulaque sont semblables à celles décrites pour le granite de la Margeride.

Signalons la présence au Nord-Ouest du granite de Soulaque, entre les hameaux de Ruols et du Cayla, dans les schistes bleutés, des prismes millimétriques d'andalousite poecilitique sécants sur la schistosité régionale Sn. Ces prismes font très probablement partie d'une auréole de schistes tachetés indiquant la prolongation sous les schistes, soit du granite de Soulaque, soit du granite de la Margeride.

### ***Granite du Veinazès***

Seule l'extrémité nord-orientale du granite du Veinazès se situe sur la feuille Entraygues-sur-Truyère. L'auréole de métamorphisme thermique

dans laquelle se trouvent les gîtes de tungstène de Bancarel et de Grammont, est plus développée en surface que celles entourant les autres granites de la feuille. Recoupant les grésopélites et les micaschistes gréseux, l'auréole s'étend davantage vers le Nord-Est que dans les autres directions. Le granite du Veinazès s'y prolongerait avec un plongement modéré de sa limite supérieure. Ainsi on observe encore des schistes tachetés au hameau de Candoulas dans le ruisseau des Maurs (Nord-Est de Leucamp). Le granite comme ses homologues est entouré d'abord par des cornéennes puis par des schistes tachetés.

### **Cornéennes**

Les cornéennes, roches massives, se signalent sur le terrain par une patine de couleur ocre, ce qui permet de distinguer les micaschistes gréseux des mêmes roches non transformées thermiquement. La schistosité tend à disparaître lorsqu'on se situe à une centaine de mètres environ du contact avec le granite. Les cornéennes montrent au microscope : sillimanite rare, cordiérite abondante, andalousite poecilitique, biotite et tourmaline.

### **Schistes tachetés**

Les schistes tachetés peu différents des roches originelles contiennent des taches constituées de cordiérite pinitisée, de dimension centimétrique et de forme ellipsoïdale. Les grands axes des nodules sont souvent parallèles entre eux, il est donc très probable que leur développement s'est effectué, comme pour les taches de l'auréole du granite d'Entraygues-sur-Truyère, pendant une déformation que l'on peut raisonnablement rattacher à la mise en place du granite. Associée à la cordiérite, on observe aussi fréquemment, des prismes d'andalousite, parfois orientés eux aussi.

À la périphérie de la zone de schistes tachetés, on note, ici comme dans les autres auréoles, des biotites non déformées de taille millimétrique, orientées de manière quelconque par rapport à la schistosité.

En résumé, on voit que les trois granites présents sur la feuille Entraygues-sur-Truyère sont entourés par des auréoles thermiques semblables lithologiquement et minéralogiquement. Celles-ci sont remarquables en ce qu'elles contiennent les gîtes de wolframite anciennement exploités ainsi que la majorité des indices de wolframite, scheelite et cassitérite connus jusqu'à présent.

### **Systèmes filoniens**

Les intrusions en stocks ou en filons sont très nombreuses dans le périmètre de la feuille Entraygues-sur-Truyère. Ces intrusions sont tardives

car elles recoupent les nappes de la Chataîgneraie et les granites dans lesquels elles sont encaissées. De surcroît, il n'a pas été observé de filons ou de stocks franchement déformés ductilement après leur mise en place. Ces filons ou stocks peuvent en revanche être faillés.

## **Filons**

La plus grande partie se trouve concentrée dans la partie méridionale de la feuille. Leur nombre total est difficile à estimer : peut-être plusieurs centaines voire davantage. Parmi eux, certains semblent atteindre plusieurs centaines de mètres de longueur. En moyenne, l'épaisseur de ces filons varie de quelques décimètres à un ou deux décamètres.

Leur orientation par rapport à l'horizontale permet de les classer en deux catégories : les filons dont l'inclinaison est faible et les filons verticaux ou fortement redressés. Les premiers sont recoupés par les seconds, le recoupement pouvant s'accompagner d'un décalage modéré d'ordre métrique. Les filons peu inclinés sont souvent subconcordants à la schistosité.

Au Nord-Ouest d'Entraignes-sur-Truyère, les filons éruptifs verticaux ou redressés montrent une orientation relativement constante N140-N150. En revanche, dans le granite, à l'Est de cette ville, deux directions principales dominent : l'une à peu près identique à la précédente, l'autre perpendiculaire. Si les magmas sont synchrones, cette disposition peut s'interpréter comme le remplissage de fentes de tension tardives consécutives au refroidissement du granite par ce qui subsiste de magma.

Dans le quart nord-ouest de la carte, la géométrie des filons perd la régularité de disposition qu'elle montre dans le quart sud-ouest.

## **Stocks**

Ils s'observent uniquement dans le granite d'Entraignes-sur-Truyère. Les filons et stocks se divisent en plusieurs catégories pétrographiques :

- les microgranites et les rhyolites,
- les pegmatites,
- les leucogranites et les aplites,
- les microdiorites,
- les filons de quartz minéralisés ou non.

Pris dans leur ensemble, les filons montrent tous les intermédiaires entre un pôle acide représenté par les microgranites-rhyolites et un pôle basique représenté par les microdiorites. Nous ne présenterons cependant que les

principaux types pétrographiques car l'étude du champ filonien d'Entraygues-sur-Truyère mériterait à lui seul une étude particulière approfondie.

**μη. Microdiorites.** Les microdiorites se distinguent macroscopiquement des autres roches en filons par la couleur gris acier ou verdâtre de la mésostase au sein de laquelle se détachent : les plagioclases automorphes de dimension pluri-millimétrique et les biotites souvent chloritisées de plus petite dimension. Ces roches peuvent être fraîches là où l'affleurement est récent. Sur les surfaces d'érosion anciennes, la roche est beaucoup plus altérée et se présente souvent en boules grisâtres plus ou moins entourées d'argile jaunâtre. Les microdiorites peuvent passer progressivement semble-t-il vers les microgranites. Dans ces conditions, les différences macroscopiques sont peu tranchées.

#### • Composition minéralogique

L'examen des lames minces au microscope montre une structure de type doléritique. La mésostase, souvent finement cristallisée, contient : le quartz peu fréquent mais parfois globuleux, le plagioclase difficile à déterminer (An40 ?). S'y ajoutent la biotite plus ou moins chloritisée, la chlorite, l'amphibole, et de rares pyroxènes. Phénocristaux : plagioclase automorphe An30 en moyenne, plus ou moins séricitisé, pyroxène, amphibole, biotite, biotite plus ou moins chloritisée. Les accessoires sont : apatite, allanite, calcite, épidote, titanite, zircon et opaques.

**μγ. Microgranites et rhyolites.** Sur le terrain, certains microgranites se distinguent assez bien des autres catégories de filons par la couleur rouge de la mésostase à l'état frais ou bistre altérée. Celle-ci à grain très fin, entoure des phénocristaux de quartz plus ou moins sphériques et de feldspath potassique auxquels s'ajoute la biotite. Leur texture peut être assez variable, mais fréquemment le grain de la roche devient plus gros vers le centre du filon. La mésostase est composée de quartz, plagioclase, parfois de feldspath potassique et chlorite. Les phénocristaux sont représentés par : le quartz assez souvent automorphe, le plagioclase automorphe zoné ou non montrant parfois des mâcles en syneusis (la teneur en An varie de 10 à 30) et le feldspath potassique perthitique mâclé Carlsbad. Les ferromagnésiens sont les suivants : biotite, biotite chloritisée et cordiérite rare ; enfin le cortège des minéraux opaques est formé par l'épidote, l'apatite et le zircon.

Lorsqu'on se rapproche du pôle rhyolitique, la couleur de la mésostase passe à un gris clair ou à un beige rosé clair dans laquelle les minéraux visibles à l'œil nu (feldspath et parfois biotite) sont rares. Les rhyolites, caractérisées par la présence de quartz en sphérolites à fibres radiées, sont

formées en outre, de plagioclase (An10), de feldspath potassique, de biotite et plus rarement de biotite chloritisée et de muscovite. Les accessoires sont : apatite, zircon, opaques.

**$\alpha\gamma^1$ . Leucogranites et aplites.** Les leucogranites se présentent soit sous forme de stocks (Nord de Touluch, Nord-Est de Saint-Symphorien-de-Thénières, Nord-Ouest d'Entraygues-sur-Truyère), soit sous forme de filons. Ces derniers se distinguent assez mal macroscopiquement des filons d'aplite. Ils ont donc été confondus en une représentation commune. J. Lameyre (1966) a par ailleurs montré que l'on passait progressivement des uns aux autres.

Les leucogranites-aplites se présentent macroscopiquement comme des roches très claires blanches ou rosées à grain moyen ou fin où l'on peut observer des muscovites millimétriques et de petites tourmalines disposées en rosette. Les éléments colorés ne dépassent pas 4 à 5 % du volume total de la roche. La composition minéralogique des leucogranites en stock et en filons est la suivante : quartz globuleux, plagioclase (An10 en moyenne), rarement zoné, feldspath potassique perthitique, muscovite, cordiérite pinitisée, la biotite est rare. Les accessoires sont apatite, zircon et opaques.

**P. Pegmatites.** Elles sont présentes dans le granite du Veinazès, d'Entraygues-sur-Truyère et dans leur encaissant, où elles semblent plus rares. Elles se présentent sous la forme d'amas ou de filons qui recourent la roche. Les relations chronologiques précises entre les filons de pegmatite et les autres filons n'ont pu être précisées. La composition minéralogique est : quartz, feldspath potassique, muscovite, biotite, tourmaline et apatite.

### • Géochronologie

Les leucogranites qui recourent le granite de la Margeride ont été datés par la méthode Rb/Sr sur roche totale (Couturié et Caen-Vachette, 1979). Les âges obtenus sont de  $297 \pm 3$  Ma, soit à la limite entre Stéphanien et Permien inférieur. La mise en place des leucogranites serait donc bien postérieure à celle du granite de la Margeride dont l'âge est estimé entre 325 et 304 Ma.

Les échantillons ont été prélevés dans la partie orientale du granite de la Margeride, et non dans l'apophyse d'Entraygues-sur-Truyère. Les minéraux des pegmatites associées aux leucogranites, feldspath potassique, muscovite, tourmaline ont également été datés par la même méthode (Rb/Sr), et ont fourni un âge comparable de  $298 \pm 4$  Ma.

**Q. Quartz hydrothermal.** Les filons de quartz sont présents pratiquement dans toutes les formations y compris dans le granite. Ces



filons sont soit stériles, soit minéralisés, en particulier, en tungstène (wolframite-scheelite), minéral ayant été exploité aux mines de Grammont, Bancarel, Caylus, Engualès. On observe, associés au tungstène, la pyrite, le mispickel, la chalcoppyrite, etc. Certains filons de quartz encaissés par le granite d'Entraygues-sur-Truyère peuvent être uranifères. Les filons de quartz sont dans la plupart des cas, qu'ils soient minéralisés ou non, postérieurs au cortège des filons de roches éruptives décrit ci-dessus.

### • Géochronologie

Bellon et Gibert (1981) ont daté par la méthode K-Ar, le granite de Soulaque ainsi que deux filons de microgranite puis deux filons de microdiorite choisis dans le champ filonien affleurant au Sud-Ouest de ce dernier. Les âges obtenus sont les suivants :

- granite de Soulaque :  $275 \pm 8$  Ma ;
- trois filons, 317, 318 et  $320 \pm 10$  Ma pour respectivement un microgranite, une microdiorite et à nouveau un microgranite ;
- un filon de microdiorite,  $274 \pm 8$  Ma.

Le granite de Soulaque est donc tardif par rapport au granite de la Margeride dont l'âge est estimé entre 325 et 304 Ma. En revanche, les âges plus anciens des filons suggèreraient une mise en place ou une fermeture du système échelonnée dans le temps. Les filons, dont l'âge est antérieur à celui du granite de Soulaque, pourraient faire partie comme il a été dit plus haut, de l'essaim de filons lié au granite de la Margeride.

## *FORMATIONS SÉDIMENTAIRES PALÉOGÈNES (ET PALÉOALTÉRITES ASSOCIÉES)*

### **Altérites anciennes**

Toutes les roches du substrat hercynien sont affectées d'une intense altération (isaltérite) mais cette altération n'a pas fait l'objet d'une cartographie spécifique. Cette altération atteint au moins 30 m et pourrait dépasser plus de 100 m d'épaisseur si on considère l'ampleur de l'altération visible sur les roches qui affleurent dans la vallée de la Truyère. Il est clair que sur les plateaux, c'est certainement plus de 20 à 30 m de roche qui sont arénisés en masse. Les roches originelles (micaschistes, gneiss ou granites) restent très aisément reconnaissables mais elles sont devenues tendres, aisément friables. Certaines sont artisanalement utilisées comme sable au sein de petites carrières à usage restreint.

La présence de ces faciès d'altération très bas dans les profondes vallées de la région (Truyère, Goul, Lot) laisse supposer que l'existence de ces vallées est soit d'origine ancienne, soit que l'altération s'est développée en même temps et à la vitesse de l'enfoncement de ces vallées, soit enfin que les vallées ont recoupé des veines ou des racines d'altérites anciennes qui descendaient très profondément. Même si la structure et l'antécédence ont facilité la localisation de ces thalwegs et des roches altérées (isaltérite), l'intensité de l'altération en profondeur reste une composante importante des roches du socle régional ce qui traduit la durée des environnements continentaux depuis des dizaines de millions d'années dans cette région.

Deux ensembles d'allotérites avaient été initialement cartographiés par A. de Goër du fait de leur altitude. La première famille, la plus élevée en altitude, était considérée comme la plus ancienne et la seconde, située en contrebas par « étagement », était considérée comme la plus récente. Il est apparu difficile de valider cette différenciation sans disposer d'autres arguments. La complexité d'une surface continentale à un moment donné montre bien que l'altitude n'est pas un critère absolu d'âge relatif. Les descriptions laissées par A. de Goër semblaient plutôt décrire des profils dont l'allotérite argileuse du sommet du sol ancien était plus ou moins érodée. De ce fait, un seul ensemble d'altérites argileuses (allotérites), a été maintenu.

D'importantes altérites de socle se sont constituées en relation avec des paléosurfaces continentales qui ont pu se développer dès le Mésozoïque et ont continué d'évoluer au cours du Cénozoïque.

**Altérites argileuses *in situ* : Paléogène ?** Les altérites, développées aux dépens du substrat granitique, sont généralement argileuses, bariolées, crème à beige, rosées ou gris-vert, avec des reliques de roches originelles reconnaissables en base de profil. Elles sont mieux préservées sur la moitié orientale de la carte, la limite du domaine passant vers Lacalm (à l'Est, sur la carte géologique à 1/50 000 Nasbinals), Cayrac, la Terrisse et, à l'Ouest de Montmaton. Elles jalonnent vraisemblablement une paléosurface, mais mal connue à cause de la couverture basaltique ou de l'urbanisation, notamment au Sud-Est (environs de Laguiole). Cette paléosurface présente une inclinaison générale modérée vers l'Ouest, allant de + 1120 m NGF à l'Est (près d'Alpuech et Lacalm) pour aboutir vers + 955 NGF à son extrémité à l'Ouest (Nord-Ouest de la Terrisse). Elle domine de 20 à 50 m environ, le sommet des affleurements sédimentaires détritiques. À échelle de la région, il est clair que les profils d'altération (isaltérite et allotérite) sont moins épais (presque supprimés) dans la partie la plus élevée de l'Aubrac, vers Nasbinals. Les calottes glaciaires, au Pléistocène, ont décapé ces altérations. Ces altérites augmentent d'épaisseur vers l'Ouest et la vallée de la Truyère.

Des sondages à la tarière autotractée (BRGM) et quelques affleurements occasionnels ont permis de mettre en évidence la nature et l'importance de cette couverture d'altérites argileuses. Les sondages réalisés dans les altérites de cette feuille ont pénétré de 8 à 25 m dans ce manteau argileux sans atteindre le socle sain. Dans ces sondages, les structures du granite sont absentes ou relictuelles vers le haut puis deviennent de plus en plus nettes vers le bas où l'on passe au granite argilisé. Les sondages s'enfoncent dans des terrains plastiques devenant résistants à l'avancement vers la base.

À Gouzettes (Nord-Ouest de la Terisse), la roche mère paraît constituée d'une association de granite porphyroïde (dominant) et de granite leucocrate fin, très argilisés, à peine déstructurés, fluents au sommet.

Le long de la route départementale RD111, à l'Ouest de Sainte-Geneviève, le profil débute par le granite porphyroïde de plus en plus altéré devenant déstructuré au sommet (épaisseur environ 3 m). Viennent ensuite les allotérites plus évoluées et argilisées, souvent rosées à rougeâtres comportant de gros feldspaths et des masses aux contours plus ou moins flous, de teintes pâles, sorte de grosses « enclaves » de granite fin relativement préservé de l'altération. Puis la formation devient plus argileuse et plus rouge. L'épaisseur d'allotérite est estimée à 3-4 m environ, scellée par l'épandage basaltique local. Des indices de terrains rouges ont été relevés latéralement (SW) à cette coulée, ils pourraient être en continuité avec les altérites et marquer une paléotopographie avec celles-ci (Nord de Puech Clergue à + 852 m NGF, route de Rives à + 852 m NGF). L'ensemble des altérites pouvant ainsi atteindre une épaisseur totale de 30 m environ.

Un autre ensemble d'altérites (allotérites) se situe aux Cans de Marso (SSW de Sainte-Geneviève). Ces altérites paraissent bien moins épaisses que vers Sainte-Geneviève. Il pourrait s'agir de profils tronqués par rapport aux ensembles précédents plus complets. L'altération y est aussi plus ménagée : micas souvent conservés et fantômes des structures du socle apparaissant dès la sub-surface (dès 1 m à 1,50 m). Localement, on rencontre des faciès argileux bariolés, avec nodules rougeâtres vraisemblablement d'origine pédogénétique. Des altérites analogues semblent s'étendre vers Sainte-Geneviève, recoupées par la D111 à une cote particulièrement basse, mais aussi le long d'un axe qui va du Quié à Varcilles et à Niergourg, à 30 m au-dessous des altérites principales toutes proches (Gouzettes). Les rapports avec les dépôts détritiques associés sont moins évidents qu'avec les profils plus complets. Si ces dépôts fluviatiles sont nettement encaissés en aval de Sainte-Geneviève, ils paraissent en passage latéral au Batut. Les faciès sont apparemment moins argileux que les altérites argileuses des plateaux élevés qu'elles semblent prendre en relais vers l'Ouest, sur des plateaux secondaires. On trouve donc sur ces ensembles des surfaces ou les niveaux actuels

correspondent à des profils tronqués. Sur cette partie de territoire, l'altitude, souvent voisine de 900 m NGF, s'abaisse notablement à l'Ouest de Sainte-Geneviève. Localement, les altérites et les sédiments s'observent latéralement à peu de distance (Le Batut).

Les altérites analysées sont à kaolinite dominante (sauf à Cayrac où la smectite domine, sondage n° 08364X0014). Les minéraux visibles sont surtout du quartz, avec en profondeur des feldspaths ; les micas sont parfois abondants (surtout biotite altérée) et la teinte passe alors au gris-vert.

*A* a. **Arkoses des Communaux de la Croix Rouge (« sidérolithique »)**. Ce sont des dépôts de grès arkosiques plus ou moins indurés, épais de plusieurs mètres, renfermant des éléments grossiers (quartz, brèches, parfois feldspaths généralement altérés) dans une matrice plus fine sablo-argileuse. Ces sédiments n'ont été identifiés à l'Ouest de Graissac, aux « Communaux de la Croix-Rouge », dans le ravin de Crozes (alias Rau de Ladrech) où ils ont été étudiés par M. Deschamps (1973, p. 1073 à 1093). Cette formation s'individualise par plusieurs caractères : sa puissance qui atteint environ 30 m, son induration qui la fait affleurer en « corniches » et son faciès rouge. Les arkoses rouges reposent sur un substrat granitique surmonté de sédiments détritiques banals (vers 885 m NGF) et sont surmontées par un ensemble de sédiments fins (argiles sableuses à petits galets de quartz) faisant partie du « bassin de Graissac » attribués à l'Oligocène.

Le dépôt primaire est un dépôt grossier, très mal trié, avec nombreux niveaux à éléments de quartz, microgranite et granite, toujours anguleux, emballés dans une matrice gréseuse rouge. Les stratifications sont frustes et à pendages variables. Ce sont typiquement des dépôts de coulées boueuses et/ou des dépôts torrentiels. Les feldspaths n'y sont jamais bien abondants (< 10 %), certains niveaux en sont complètement dépourvus, et les argiles presque exclusivement formées de kaolinite accompagnée par de l'illite-mica héritée.

Se superposent à ces dépôts des évolutions pédologiques caractéristiques. On y reconnaît quelquefois des feldspaths altérés et argilisés *in situ*. L'évolution pédologique la plus caractéristique est la structuration en gravelles, constituées d'épaisses cutanes d'argile orientées autour des grains de quartz. Les gravelles sont de tailles variables, comprises entre 20 µm et 2 mm de diamètre. Le cœur des gravelles est le plus souvent constitué d'un grain de quartz, mais il peut aussi être constitué d'une matrice argilo-ferrugineuse sans structuration particulière, les enveloppes argileuses peuvent être épaisses (jusqu'à 50-100 µm) ou simplement être réduites à une fine pellicule argilo ferrugineuse. Certains niveaux « arkosiques » peuvent être entièrement constitués de gravelles, d'autres dépourvus, et souvent les gravelles se limitent à des terriers de diamètre centimétrique. D'importantes illuviations d'argile accompagnent

les accumulations de gravelles dans les bioturbations. Les pédoturbations et bioturbations successives conduisent souvent au développement de niveaux noduleux et pseudo bréchiques, qui ont quelquefois à tort été interprétés comme des indices de remaniement.

Des silicifications accompagnent ou se superposent à ces évolutions pédologiques. Ce sont d'une part une imprégnation de la matrice argilo-ferrugineuse par de l'opale, de l'opale qui accompagne les argiles des cutanes d'illuviations et des illuviations d'opale dans des traits pédologiques bien individualisés, formant des plaquettes siliceuses blanches dans les fentes verticales et horizontales, les bioturbations, etc.

Outre l'affleurement des « Communaux de la Croix-Rouge » qui a été individualisé cartographiquement, des formations identiques ont été repérées dans des sondages de reconnaissance des altérites, sans qu'il ait été possible de préciser si elles sont remaniées/héritées ou *in situ*. C'est en particulier le cas du sondage E-12 Plaisance (Simon-Coinçon & Thiry, 1996).

Ces formations rouges sont en tout point identiques aux formations rouges indurées décrites ailleurs dans le Massif central comme celles du Bassin de Cosne-d'Allier (Thiry *et al.*, 1983), du bassin du Cher (Thiry & Turland, 1985), mais aussi dans les formations rouges du Lembron dans la terminaison sud de la Grande Limagne (Thiry *et al.*, 2004), au Rouget (Simon-Coinçon *et al.*, 1995) et récemment également mis en évidence dans le bassin de Naussac, près de Langogne (Ricordel, 2007).

Ces formations rouges correspondent à des altérations fersialitiques, c'est-à-dire avec altération des feldspaths et micas, développement de kaolinite et relative préservation du quartz. Si l'on veut les comparer à des altérations de paysages actuels, il faut les rapprocher des puissantes altérations à kaolinite des zones tropicales humides. Les structures en gravelles et les nombreux terriers présents dans ces profils d'altération sont à rapporter à l'action de termites (Wielemaker, 1984 ; Eschenbrenner, 1988) avec vraisemblablement construction de termitières hypogées et/ou aériennes et galeries en profondeur à la recherche d'eau. La présence de ces bioturbations très spécifiques attribuées à des termites indique des climats plus secs ou du moins à saison sèche marquée. Ces structures en gravelles, l'organisation micromorphologique des matériaux et la présence d'imprégnations siliceuses sous forme d'opale, ainsi que les illuviations siliceuses font comparer ces « cuirasses » aux red-brown hardpans décrits dans les paysages secs de l'intérieur de l'Australie (Bettenay & Churchward, 1974 ; Milnes *et al.*, 1991). Ainsi, ces formations rouges montrent la succession dans le temps ou dans le paysage (différenciation entre amont et aval) d'altérations lessivantes kaoliniques, suivies de milieux confinants à l'origine des silicifications.

## • Âge des altérites

Ces formations rouges, le plus souvent indurées, ont classiquement été rapportées au « Sidérolithique » et attribuées à l'Éocène-Oligocène parce que recouvertes par les dépôts oligocènes en bordure des bassins. On peut obtenir une datation de ces formations en calant la direction paléomagnétique des échantillons, enregistrée par les oxy-hydroxydes de fer lors de leur formation, sur la courbe de dérive des pôles au cours du temps (Besse & Courtillot, 2002). Les âges qui ont été obtenus sur des formations rouges similaires sont très homogènes : 130 Ma dans le fossé du Cher dans le Nord du Massif central (Théveniault, 2003), 140 Ma au Lembron dans le Sud de la Limagne (Thiry *et al.*, 2004 ; Ricordel *et al.*, 2005) et 160 Ma dans le bassin de Naussac au centre du Massif (Ricordel *et al.*, 2005 ; Ricordel, 2007). La cohérence des datations obtenues permet de les étendre et donc de rapporter les formations rouges des Communaux de la Croix Rouge à la période Jurassique terminal/Crétacé inférieur. Ce sont là des âges beaucoup plus anciens que ceux précédemment admis (Éocène/Oligocène) et qui obligent à reconsidérer les âges des autres formations associées.

## Terrains sédimentaires

**g1-2. Argiles graveleuses bariolées : Éocène - Oligocène (?).** Ce sont soit des formations argileuses d'altération et/ou de dépôt, soit des cailloutis de quartz dominant. La teinte de la matrice est variable, souvent bariolée, de clair (verdâtre, rose) à plus foncé (rouge vif). Ces dépôts sont souvent masqués et protégés par les basaltes, leurs colluvions et les sols dérivés. Ces formations occupent principalement deux structures allongées dans la partie septentrionale de la feuille : le secteur de Lacroix-Barrez d'allongement SW-NE et le secteur de Graissac et Sainte-Geneviève-sur-Argence d'orientation SE-NW auquel on peut rattacher les formations qui affleurent au Nord de Vitrac-en-Viadène et qui font suite aux formations de Mortessagne développées sur le 1/50 000 Vic-sur-Cère (Brousse et coll., 1975).

## **Secteur de Graissac–Sainte-Geneviève-sur-Argence**

Dans le secteur de Graissac il s'agit d'argiles généralement rouges en sommet, plus claires vers la base des coupes, associées à des niveaux de galets de quartz signalant une origine mixte d'altérites et de dépôts fluviaux reprenant des altérites. Dans ce secteur, le gisement le plus important est celui qui surmonte les formations cuirassées des arkoses de la Croix Rouge. Ces formations graveleuses apparaissent en amont de Cassuéjols, rejoignent Graissac au Nord-Ouest, puis vers le Nord Sainte-Geneviève et Orlhaguet pour se poursuivre sur la feuille à 1/50 000 de Vic-sur-Cère par le Bousquet, Sarrans, Albinhac puis le secteur de Brommat/Mur-de-Barrez où des calcaires apparaissent, superposés à la série détritique. Ces sédiments paraissent remplir une large gouttière orientée SSE-NNW dans l'ensemble, se développant depuis

les environs de Cassuéjous (la Bancalerie, Soulages ?) par Graissac et Sainte-Geneviève/Orlhaguet, pour rejoindre plus au Nord le bassin de Brommat/Mur-de-Barrez. La partie inférieure du sondage n° 2, à Vignes, présente un faciès « fluviatile » *s.l.* : organisation avec des lits de composition et de granulométrie différentes, en particulier des niveaux caillouteux (Simon-Coinçon & Thiry, 1996). Sa largeur est irrégulière, maximale à Graissac (4 km), et de 2 km environ vers Sainte-Geneviève et Orhaguet.

Aux Communaux de la Croix-Rouge (Graissac) les argiles graveleuses semblent dépasser 25 m d'épaisseur. Dans le secteur de Promilhac, Durbec, la Maison-du-Bois (le Batut) les épaisseurs pourraient atteindre ou dépasser 80 m. Près de Plaisance, le sondage 12 traverse 40 m de dépôts, auxquels il faut ajouter 10 m environ au-dessus pour atteindre les basaltes, soit environ 50 m d'épaisseur de dépôts. Pour les environs de Vignes (sondage 2) et la Croix-de-l'Evêque, l'épaisseur totale s'établit vers 55 m, tandis qu'en amont elle est réduite à 5 m, face au verrou granitique pour devenir nulle au bourg de Sainte-Geneviève à son secteur aval.

**Appendice de Vitrac-en-Viadène.** L'appendice oriental au Nord de Vitrac-en-Viadène est à rattacher à la Mortessagne, vaste lande imperméable à hydromorphie superficielle temporaire, essentiellement développée sur le 1/50 000 Vic-sur-Cère (Brousse et coll., 1975). L'épaisseur moyenne serait de l'ordre de 10 à 15 m. La surface apparaît jonchée d'un gros cailloutis hétérométrique essentiellement quartzeux, légèrement émoussé, à patine jaunâtre tendant vers l'ocre. Ce cailloutis de 5-20 cm présente une tendance aplatie. Sous ce pavage caillouteux apparaît un substratum d'imperméabilité variable ; les atteintes superficielles et surtout quelques grands fossés de drainage récents font apparaître la matrice, constituée de sable et d'argile en proportion variable (souvent à dominante sableuse) peu colorée, grisâtre ou un peu verdâtre, avec très localement (sur quelques mètres) des passages rouges (plus ou moins intenses) ou des marmorisations. Généralement, on ne voit pas de micas, sauf çà et là, quelques « bouffées » suggérant des altérites de blocs ou paléoreliefs granitiques.

Localement, sont associés aux cailloutis quartzeux des blocs beaucoup plus gros, épars ou plus souvent groupés dans certains secteurs, pouvant atteindre 1 m à 1,50 m. Ils sont constitués de quartz filonien blanchâtre parfois rosé à tendance bréchoïde (certains sont aplatis). Près de la D49, vers la cote 940 m NGF, s'y associent quelques blocs de granite leucocrate et même porphyroïde. Il paraît difficile de rattacher ces gros blocs aux argiles graveleuses, il s'agit éventuellement de blocs résiduels d'un épandage ultérieur (débâcle au front de la calotte glaciaire de l'Aubrac ?). Il n'y a pas de relation évidente entre cet épandage et une tectonique quelconque, si ce n'est sa disparition vers le NNE (feuille Vic-sur-Cère) sans doute liée à un léger relèvement du socle à l'Est d'un axe NNW-SSE.

## **Secteur de Lacroix-Barrez–Mayrinhac**

Dans ce secteur, les argiles à graviers affleurent de façon beaucoup plus ponctuelle, très largement cachées par les avalanches de débris des formations miocènes cantaliennes (Av). Elles sont les mieux développées dans le Nord du secteur, au Nord-Ouest de Mayrinhac, où elles sont surmontées par des formations calcaires rapportées à l'Oligocène.

• **Nature des dépôts.** Dans leur ensemble il n'existe pas de structures sédimentaires nettes (pas de stratification, pas de granoclassement), seulement quelques variations dans la granulométrie et la couleur. Il ne s'agit pas de sédiments fluviaux au sens propre du terme, mais plutôt des dépôts sous forme de coulées boueuses ou de ruissellement transportant les matériaux sur de courtes distances (écoulement en nappe) et remblayant peu à peu les parties basses du paysage avec parfois des amorces de chenalizations. Seuls les sondages E2 (Les Vigues) et E7 (Le Viala), sur la bordure septentrionale du bassin, montrent une organisation en lits de composition et de granulométrie différenciées, avec en particulier des niveaux caillouteux. Ces argiles graveleuses surmontent souvent des profils d'altération du socle de plus de 20 m de puissance et montrant une évolution progressive de bas en haut : déstructuration du granite, augmentation de la teneur en argile, diminution des feldspaths et de l'illite-mica, et présence d'illuviations qui attestent de leur caractère autochtone.

Les minéraux argileux permettent de distinguer deux grands types de matériaux : des matériaux dans lesquels prédomine la kaolinite, d'autres dans lesquels les smectites représentent environ 50 % de la fraction argileuse. Les sondages à kaolinite sont ceux de la partie méridionale du secteur (Graissac) et donc aussi des parties élevées du paysage, dans lesquels des paléosols et des altérites de granite rapportés, par analogie de faciès, au Jurassique supérieur à Crétacé inférieur (formation sidérolitique) ont été reconnus. Les sondages à smectite plus importants sont ceux pour lesquels des structures sédimentaires ont été clairement identifiées, qui correspondent à la partie septentrionale du secteur (Sainte-Geneviève-sur-Argence) et aux parties basses du paléopaysage. Le caractère smectitique atteste de conditions confinantes et ainsi la partie septentrionale du secteur se rattache au bassin de Brommat–Mur-de-Barrez (feuille 1/50 000 de Vic-sur-Cère), lui-même appendice du grand ensemble d'Aurillac dont les sédiments sont dominés par la smectite.

Disposition des argiles graveleuses. Les auteurs qui ont abordé ce domaine (Marc Deschamps, Félix Colin, Pierre Lapadu-Hargues) ont fait état de deux « grabens » garnis de ces sédiments : l'un, oriental, orienté NW-SE (au Nord de Vitrac-en-Viadène) l'autre, subméridien, désigné sous le vocable de « bassin de Graissac » (ou « bassin de Brommat et de Sainte-



Geneviève »). L'existence de failles longitudinales est probable. Elles sont surtout déduites de la morphologie (axe de l'Argence à Niergourg, massif granitique de Thénieres dominant et limitant indirectement les dépôts de la Croix-Rouge). On ne trouve pas de structure en graben caractérisée. Il convient plutôt de parler de paléovallées au sens large, ou de zones basses reliées au bassin d'Aurillac. La variabilité dans l'épaisseur des dépôts est vraisemblablement attribuable à des paléomorphologies du soubassement, avec paléoreliefs et paléoescapelements, etc. (Simon-Coinçon & Thiry, 1996).

Quelques failles transverses sont plus faciles à déceler, comme aux Vigues ou au Sud-Ouest de Promilhac et, peut-être, de Luc à Plaisance qui limiteraient vers le Sud-Est le « bassin de Graissac » s.s. L'âge de cette tectonique est difficile à établir. Elle pourrait être synsédimentaire (D900 près de Labarthe) ou post-sédimentaire (Vigues), mais toujours anté-basaltique. La continuité de ces accidents est toujours modeste. Les cotes disponibles, celles du sommet des dépôts conservés, sont à utiliser avec précaution car elles concernent une surface en partie érodée avant les épanchements basaltiques successifs, parfois emboîtés. Ceci étant dit, il apparaît que, dans son ensemble, le chenal sédimentaire est lui-même emboîté par rapport aux altérites érodées, souvent de 20-30 m (sauf accordances locales). La structure faillée est plus évidente dans le secteur occidental, au Nord-Ouest de Mayrinhac.

• **Corrélations, estimation des âges de dépôt.** Le « Bassin de Graissac » apparaît être appendice du vaste bassin sédimentaire d'Aurillac avec lequel il communique directement via la cuvette de Brommat – Mur-de-Barrez. Les argiles graveleuses surmontent les paléoaltérations kaoliniques et plus spécialement les formations cuirassées rouges des Communaux de la Croix Rouge et sont couronnées par les formations carbonatées rapportées à l'Oligocène. Il était admis que les formations rouges étaient à rapporter au « Sidérolithique » et généralement à l'Éocène inférieur.

Les nouvelles datations obtenues sur ces formations rouges cuirassées ailleurs sur le Massif central les ont « vieilli » de près de 100 Ma, les rapportant au Jurassique supérieur et Crétacé inférieur (Ricordel, 2007). Un âge plus ancien (Jurassique, Crétacé inférieur ?, Paléocène ?) pour tout ou partie de ces successions, est possible. De même, des hiatus très importants peuvent exister dans ces séries malgré leur apparente continuité.

**g2. Calcaires lacustres, Rupélien (Cantal).** Il s'agit d'une série carbonatée commençant par des couches marneuses à la base devenant de plus en plus carbonatées (calcaires) au sommet. Ces dépôts sont fossilifères, les espèces les plus communes étant des mollusques continentaux (Hélicidés, Planorbidés, Lymnéidés, Potamidés - Rey, 1967, 1971, 1973).

Cette formation est largement représentée sur la feuille voisine de Vic-sur-Cère. Sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, une seule occurrence de cette formation a été établie : dans la partie nord de la feuille, au Nord-Ouest de Mayrinhac. Cette série est en tout point comparable à celle décrite dans le bassin d'Aurillac. Elle est bien exprimée sur la feuille immédiatement au Nord de Vic-sur-Cère.

L'épaisseur constante (30 m) de la formation depuis la Cère jusqu'au Puy-de-Morzière, puis son augmentation dans la vallée du bassin du Goul (70 m) ont fait présumer l'existence d'un haut-fond (Rashène, Embène) séparant le bassin du Goul de celui d'Aurillac. Ce seuil entre deux systèmes sédimentaires peut expliquer l'absence de dolomie dans le calcaire du Goul, tandis qu'elle est présente dans le bassin d'Aurillac.

### **Ensembles volcaniques**

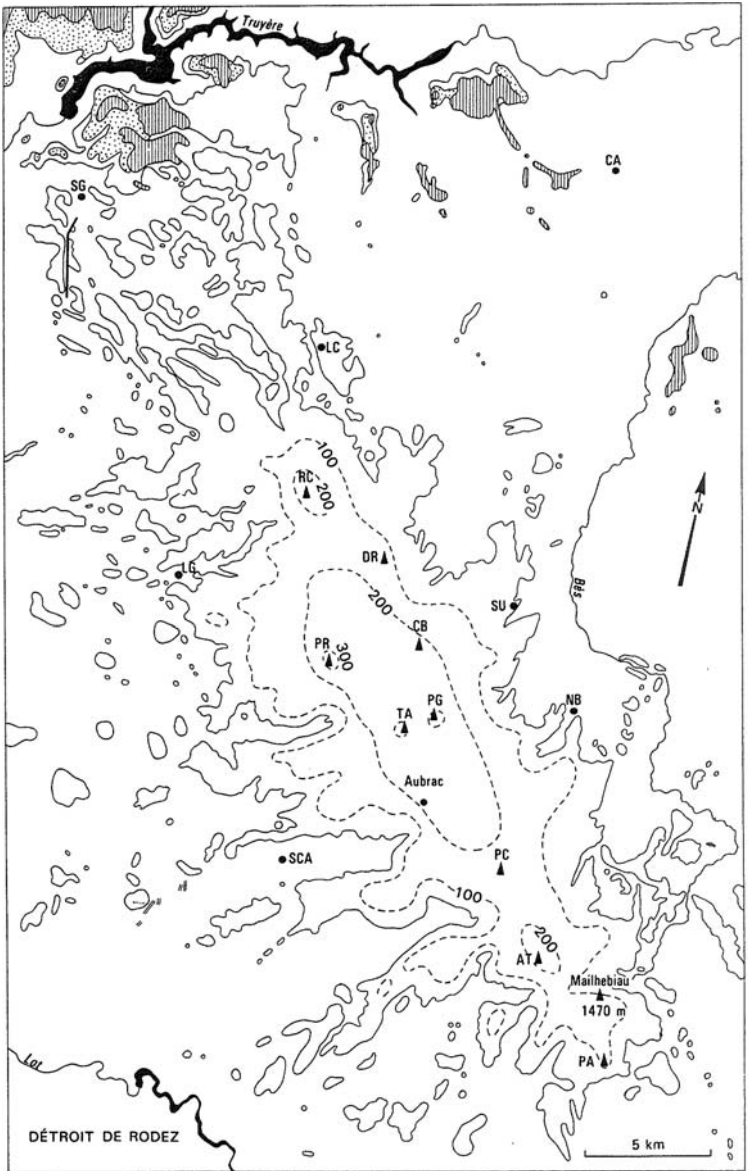
Deux ensembles volcaniques masquent partiellement le substratum cristallophyllien, plutonique et sédimentaire de la carte 1/50 000 Entraygues-sur-Truyère. Il s'agit des dépôts volcaniques de la partie occidentale de l'Aubrac et de la partie méridionale du Cantal.

### **Volcanisme miocène de l'Aubrac (et sédiments associés)**

#### ***Disposition d'ensemble***

L'Aubrac est un vaste plateau basaltique de 450 km<sup>2</sup>, s'étendant principalement sur les feuilles à 1/50 000 Entraygues-sur-Truyère, Nasbinals et Saint-Geniez-d'Olt, et débordant sur celles de Vic-sur-Cère et Espalion. La feuille Entraygues-sur-Truyère est concernée par la partie occidentale des formations volcaniques de l'Aubrac. Quelques coulées morcelées et pointements disséminés se prolongent sur le territoire granitique de la Margeride. L'épaisseur de l'édifice volcanique, inférieure à 100 m sur toute la frange périphérique (fig. 3), peut être estimée à 300 m sous les trois sommets les plus élevés sur la feuille adjacente de Nasbinals : le puech de Roussillon (1 404 m), le Truc d'Aubrac (1 440 m), et le puy de la Gudette (1 427 m). C'est autour de ces trois sommets, ainsi que du Roc de Carbonaldo (1 361 m), que s'observe l'essentiel des formations pyroclastiques dont il est peu probable que le volume excède le quart du total. Les environs du Truc d'Aubrac se singularisent en outre par la fréquence exceptionnelle d'injections filoniennes rectilignes (remplissage de fissures) et de corps laviques cylindro-coniques (remplissage de cheminées et de cratères).

Ailleurs, les superpositions de coulées prédominent largement, et ceci jusque dans la zone axiale pour le territoire situé au Nord de la route de



 Avalanches de débris cantaliennes  Basaltes pliocènes (6-3 Ma)

**Fig. 3 - Carte isopaque de l'Aubrac basaltique (d'après Goër *et al.*, 1991, modifié) épaisseur en mètres**

Localités : CA : Chaudes-Aigues ; LC : Lacalm ; LG : Laguiole ; NB : Nasbinals ; SCA : Saint-Chély-d'Aubrac ; SG : Sainte-Geneviève ; SU : Saint-Urcize. Sommets : AT : Alte-Teste (1 450 m) ; CB : Roc de Carbonaldo (1 360 m) ; DR : Drelier (1 340 m) ; PA : Puech des Agudes (1 340 m) ; PC : Puech Cremat (1 375 m) ; PG : Puy de la Gudette (1 420 m) ; PR : Puech du Roussillon (1 404 m) ; RC : Roc de Cayla (1 300 m) ; TA : Truc d'Aubrac (1 440 m)

Saint-Urcize à Laguiole (CD665-CD15). Il en est notamment ainsi dans les vallées du Rioumau et de la Selves, sous les hauteurs du Drelier (1 342 m) et du Roc de Cayla (1 298 m). Un ensemble lavique stratoïde exceptionnellement régulier peut être observé sur le flanc sud du puech du Duc (1 271 m), dans le coin sud-ouest de la feuille (9 coulées planes empilées sur 220 m de dénivellation, par dessus une coulée basale canalisée qui comble une vallée initiale sur 65 m d'épaisseur).

### **Âge des éruptions**

L'âge des basaltes de l'Aubrac est resté longtemps controversé. M. Boule (1904), sur la foi d'analogies pétrographiques et topographiques avec le Velay et le Coiron, les attribue au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur, solution adoptée par la plupart de ses successeurs. Mais F. Colin (1966), menant de front l'étude palynologique des « cinérites » de base et l'analyse paléomagnétique des laves (à 80 % inverses), conclut à une chronologie courte, de l'ordre de 0,7 Ma, totalement incluse dans le Villafranchien terminal. Les premières données chronométriques K-Ar (Bellon, *in* Pesme, 1974 ; Féraud, 1981 ; Baubron et Demange, 1982) devaient conduire à replacer ce volcanisme dans le Miocène supérieur.

Une nouvelle synthèse (Goër *et al.*, 1991) a été effectuée dans le cadre du levé des feuilles à 1/50 000 Entraygues-sur-Truyère et Nasbinals. Basée sur 81 mesures K-Ar, dont 50 nouvelles (37 sur la feuille Nasbinals), confrontées aux successions observées sur le terrain et traitées de façon statistique, elle a abouti aux conclusions suivantes : 90 % des laves de l'Aubrac ont été émises en un temps très court, de l'ordre de 250 000 ans, autour de 7,5 Ma. Un volcanisme précurseur s'est toutefois manifesté autour de 8,7 Ma aux environs de Saint-Urcize ; un temps de latence de 1 Ma a permis une érosion notable de cet ensemble précoce, en sorte que les coulées de l'ensemble principal viennent s'emboîter en contrebas. Par ailleurs, quelques éruptions plus tardives semblent s'être poursuivies localement jusque vers 6,5 à 6 Ma, principalement aux abords de la vallée du Bès. Ainsi, la quasi-totalité du volcanisme de l'Aubrac se placerait dans le Tortonien supérieur, hormis quelques récurrences durant le Messinien. Les datations K-Ar (H. Guillou) effectuées sur 11 échantillons prélevés sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt se placent entièrement dans le Tortonien, dans un intervalle compris entre  $8,72 \pm 0,18$  Ma et  $7,76 \pm 0,16$  Ma, des âges plus récents n'y ont pas été rencontrés.

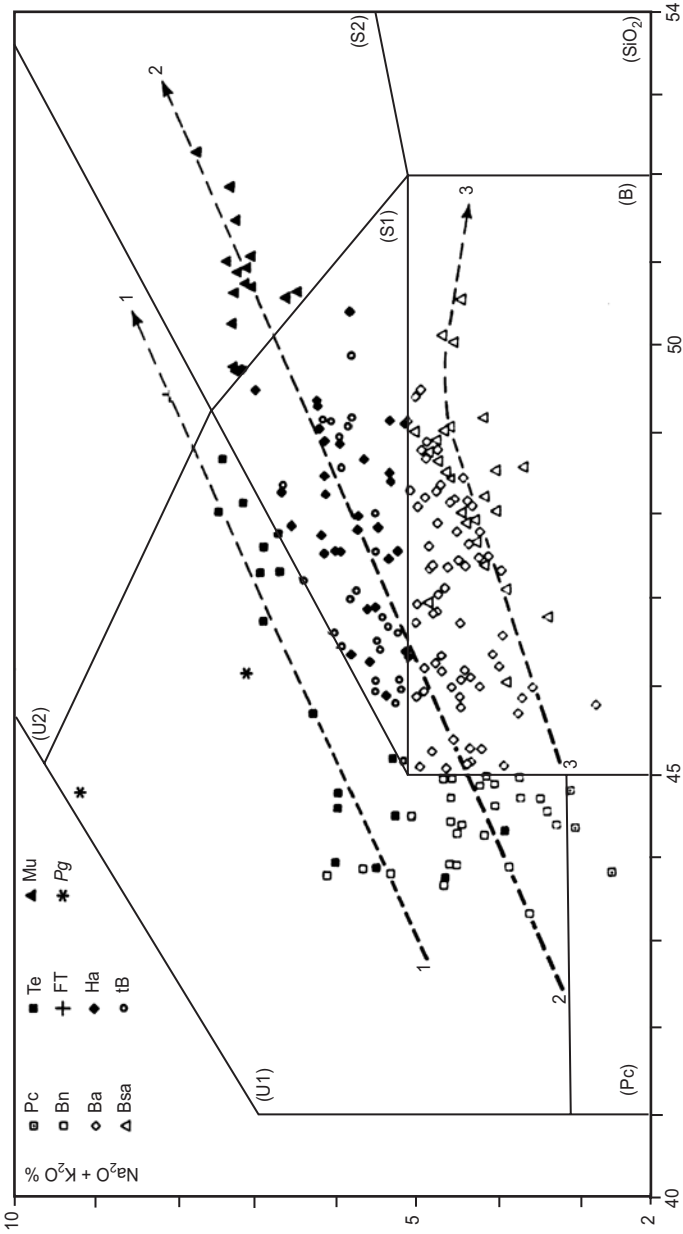


Fig. 4 - Situation des laves de l'Aubrac dans le diagramme TAS, Le Bas *et al.* (1986)

Pc : picrites ; Bn : basanites ; Ba : basaltes alcalins ; Bsa : basaltes subalcalins ; Te : téphrites ; FT : phono-téphrites ; Ha : hawaïites ; tB : trachybasaltes ; Mu : mugéarite ; Pg : pegmatitoïdes. 1 : tendance fortement alcaline ; 2 : tendance moyennement alcaline ; 3 : tendance subalcaline

## Les laves

### Principes de nomenclature et d'identification : composition et texture

Les laves de l'Aubrac se caractérisent par leur grande monotonie apparente. Néanmoins, en dépit de leur fréquente altération, de conditions d'affleurement généralement médiocres, et de variations de faciès non négligeables, les unités d'épanchement peuvent être suivies sur le terrain à partir de caractères structuraux et macroscopiques simples : débit, couleur, type d'altération, fréquence et dimension des phénocristaux, présence d'enclaves. Toutefois, les études chimiques et minéralogiques (Makhoul, 1994) ont montré qu'en dehors des laves claires et aphyriques qui représentent les termes les plus différenciés, ces caractères apparents ne reflètent qu'assez mal la composition intime des laves. Aussi avons-nous été conduits à adopter une nomenclature d'ordre chimique, à partir de 231 analyses nouvelles des éléments majeurs. Les coulées ou pointements n'ayant pas fait l'objet d'analyse ont été rapportés aux classes ainsi établies, par comparaison, sur la foi de leurs caractères microscopiques, et seulement par défaut sur la base d'analogies macroscopiques.

La nomenclature utilisée est celle de la classification internationale IUGS de M. Le Bas *et al.* (1986), basée sur le diagramme TAS (total alcalins/silice) fig. 4, et sur le rapport K/Na. Les laves de l'Aubrac constituent une série récurrente peu différenciée, majoritairement sodique, moyennement alcaline (basaltes alcalins-hawaiiites et trachybasaltes-mugéarites) à fortement alcaline (basanites-téphrites-phonotéphrites). Leur teneur en silice varie de 43 à 52 %, et leur indice de différenciation (DI) de 16 à 56. Leur degré de différenciation est totalement indépendant de leur succession chronologique. Les termes évolués (téphrites, hawaiiites, mugéarites, ces dernières en quantité restreinte) se répartissent à peu près sur l'ensemble de l'aire volcanisée, et ne semblent pas proportionnellement occuper un volume plus important dans la région axiale. Il en est de même des termes cumulatifs : s'ils occupent souvent une position terminale sur de nombreux appareils éruptifs, cette situation n'est nullement exclusive.

La classification IUGS de M. Le Bas *et al.* permet de répartir les laves aubraciennes en 9 classes chimiques : picrites, basanites, basaltes alcalins et subalcalins, hawaiiites et trachybasaltes, mugéarites, téphrites, phonotéphrites, dont seule la dernière n'a été rencontrée qu'en un seul exemplaire sur la feuille Entraygues-sur-Truyère. À l'intérieur de chaque classe, des subdivisions ont été établies en fonction de critères microtexturaux, aisément discernables en lame mince. Quatre types principaux de textures ont été distingués :

– *microlitique*. Les phénocristaux sont absents ou très rares (< 1 %), dans une pâte finement cristallisée où les microlites peuvent être désordonnés,

ou orientés (texture microlitique fluidale). Le verre peut être abondant, ou totalement absent (microlitique trachytique). Peu fréquente parmi les laves basiques (basanites et basaltes), banale parmi les termes intermédiaires (hawaiiites et téphrites), cette microtexture devient exclusive dans les laves les plus différenciées (hawaiiites évoluées et mugéarites, téphrites leucocrates et phonotéphrites), localement dépourvues de phénocristaux, voire de microphénocristaux (type aphyrique) ;

– *microlitique-porphyrique (et/ou microporphyrique)*. Très répandu dans la plupart des classes (à l'exception des mugéarites), ce type comporte jusqu'à 5 % de phénocristaux, généralement d'olivine (moins fréquemment de clinopyroxène ou d'amphibole, rarement de plagioclase ou de magnétite). La pâte, finement ou mal cristallisée, contient toujours au moins des microphénocristaux d'olivine, squelettiques ou en prismes trapus, parfois très abondants. Le pyroxène peut être également bien représenté parmi les microphénocristaux, mais il n'est souvent présent que sous forme de germes et micrograins n'excédant pas 50 µm. Le verre est généralement présent. Ce faciès réalisant la convergence de la plupart des classes chimiques, c'est en son sein que l'identification microscopique d'un échantillon en l'absence d'analyse demeure la plus incertaine ;

– *porphyrique*. Majoritaire au sein des laves basiques, ce type montre généralement 5 à 20 % de phénocristaux dispersés (souvent irrégulièrement) au sein d'une pâte mal ou incomplètement (et parfois très inégalement) cristallisée. Les microphénocristaux peuvent être abondants ou absents. Le verre, en quantité variable, peut être brun ou incolore selon l'état de cristallisation des oxydes ferrotitanés. La taille des phénocristaux varie le plus souvent de 1 à 5 mm, et excède rarement 1 cm. Leur population, dominée par les clinopyroxènes dans les basaltes, se répartit de façon très variable dans les basanites entre les pyroxènes et les périclites, ces derniers parfois seuls présents. Il peut s'y adjoindre exceptionnellement quelques plagioclases dans les basaltes, mais beaucoup plus fréquemment, et seulement dans les basanites, un contingent faible à très faible d'amphiboles (kaersutite, toujours résorbée). La différence entre basaltes et basanites résidant pour beaucoup dans une variation des compositions chimiques des pyroxènes et des plagioclases, la distinction entre ces deux classes est très aléatoire en l'absence de feldspathoïdes minéralogiquement exprimés ;

– *porphyroïde*. Ce dernier type, également représenté parmi les basaltes et basanites, est fréquent dans les hawaiiites peu évoluées. Il diffère du précédent par une cristallisation plus large et totale de la pâte (microtexture holocristalline). Dans les cas extrêmes, est réalisée une texture doléritique où les plagioclases deviennent visibles à l'œil nu ; ce type, fréquent plus au Nord sur les planètes cantaliennes, n'est présent en Aubrac que dans quelques basanites et basaltes subalcalins. La population des phénocristaux

des laves porphyroïdes ne se répartit qu'entre les olivines et les pyroxènes (le plus souvent dominants) ; l'amphibole y est accidentelle ou très accessoire. Comme pour les laves porphyriques, la quantité des phénocristaux peut atteindre 40 à 50 % dans les termes les plus cumulatifs.

Enfin, à l'intérieur de chaque classe, parmi les types microtexturaux les plus fréquemment rencontrés, il a été introduit des critères d'individualisation complémentaires pour les unités laviques présentant des caractéristiques spécifiques. Ces critères sont toujours mentionnés sous forme de symboles ajoutés en indice à la notation, et, selon les cas, visualisés ou non par une surcharge à la teinte. Certains ne sont accessibles qu'à l'observation microscopique : présence de biotite en quantité notable dans la pâte (bi), plagioclases cristallisés en deux générations nettement distinctes (pl). D'autres sont plus directement observables sur le terrain : phénocristaux résorbés d'amphibole (a), cumulats mono- ou polyminéraux (c), richesse en zéolites (z), xénolithes mantelliques ( $\pi$ ) ou crustaux (g), enclaves comagmatiques et figures de mélange (m), etc.

**Remarques.** L'utilisateur de la carte ne devra pas perdre de vue les éléments suivants :

(1) Une unité lavique présente généralement une variabilité texturale notable, portant en particulier sur l'état de cristallisation de la pâte et sur la répartition des phénocristaux (qui dans certaines coulées se présentent en « bouffées » plus ou moins concentrées). La notation texturale adoptée n'est donc que celle jugée la plus représentative. Cette variabilité est particulièrement sensible en ce qui concerne certains caractères annexes (tels que présence de xénolithes, de cumulats ou d'enclaves comagmatiques), qui peuvent être très apparents localement mais discrets ou absents ailleurs.

(2) Une unité lavique peut aussi ne pas être chimiquement homogène (et ceci indépendamment des erreurs analytiques, ou des choix arbitraires pour les termes intermédiaires entre deux classes). Certaines coulées -dont la continuité d'affleurement ne permet pas de mettre en doute l'unicité- révèlent une importante variabilité de composition chimique, s'accompagnant de variations minéralogiques et microtexturales concomitantes. Ceci est particulièrement réalisé parmi les hawaiiites, qui peuvent en quelques mètres passer à une mugéarite ou à un basalte.

(3) La plupart des faciès texturaux sont communs à plusieurs classes. Dans les cas ambigus, en l'absence d'analyse, le choix se porte naturellement sur le terme statistiquement le plus représenté, ce qui accroît arbitrairement sa fréquence apparente (cette cause d'erreur de détermination peut être d'autant plus importante que les statistiques reflètent plus le hasard de l'échantillonnage que le volume réellement exprimé d'une classe donnée).



(4) Enfin, on ne doit pas perdre de vue qu'une composition chimique n'est significative que pour les laves aphyriques ou subaphyriques (ce qui est généralement le cas en Aubrac pour les termes les plus différenciés), mais très discutable pour les laves porphyriques (et *a fortiori* pour les types cumulatifs), qui sont les plus fréquentes parmi les termes basiques.

Pour l'ensemble de ces raisons, les seules identifications qu'on peut tenir pour rigoureuses sont celles qui résultent d'une analyse chimique au moins (le même échantillon ayant toujours fait l'objet d'une étude microscopique).

### • Groupe des basanites

Contrairement à ce qui se produit dans d'autres ensembles basaltiques du Massif central (notamment le Cantal), les termes mélanocrates (col. > 65) sont exceptionnels en Aubrac, où le caractère mésocrate est très général aussi bien parmi les basanites que parmi les basaltes, quelle que soit leur teneur en phénocristaux.

Alors que les basaltes sont nettement majoritaires sur l'ensemble de l'Aubrac, les basanites sont rares sur la feuille d'Entraygues-sur-Truyère et surtout représentées sur la feuille Nasbinals où elles constituent notamment l'essentiel du volume des laves autour des principaux centres éruptifs, tels que Drelier, Carbonaldo, la Gudette ou Truc d'Aubrac. Elles sont définies dans le diagramme TAS par une teneur en  $\text{SiO}_2 < 45\%$  pour une teneur en alcalins  $> 3\%$ , avec une quantité d'olivine normative  $> 10\%$ . Cette seule définition apparaît toutefois insuffisante, car si leur teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  ne varie que modérément (de 3,95 à 2,5 et descendant exceptionnellement à 2,2), par contre leur teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  varie considérablement (de 2,4 à 0,5). Aussi doit-on subdiviser les basanites en trois groupes chimiques, d'importance comparable, en fonction du rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (de Goer, 1994, notice Nasbinals) :

- basanites potassiques pour  $1,5 < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 2$  ;
- basanites sodiques pour  $2 < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 3$  ;
- basanites pauvres en K pour  $3 < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 6$ .

Cette classe étant supposée représenter le magma primaire de l'Aubrac, ce rapport doit avoir une signification génétique, et il est tentant de voir dans ces trois groupes, la source de lignées magmatiques relativement indépendantes. En fait, ces trois « lignées » montrent pratiquement la même distribution en éléments majeurs, hormis le potassium. Par contre, les teneurs en alcalino-terreux et en terres rares légères augmentent sensiblement depuis les termes pauvres en K jusqu'aux termes potassiques ; il en va de même pour les éléments de transition, Ni et Cr.

Toutefois, aussi fondamentale soit-elle, cette distinction chimique s'est révélée impossible à transposer en terme de cartographie, car elle n'a que

peu d'incidences sur les caractères microscopiques des laves, et aucun sur leurs caractères macroscopiques. Aussi nous sommes-nous bornés à individualiser par l'exposant K les termes potassiques dont nous possédons l'analyse, qui apparaissent ainsi sur la carte beaucoup plus minoritaires qu'ils ne doivent l'être (et ce d'autant plus que, pour un problème d'échantillonnage, les basanites ont été sous-analysées par rapport à leur représentation volumique réelle).

$\beta^8$ . **Mélabasanite (ankaramite)**. Ces laves sont extrêmement rares sur Entraygues-sur-Truyère où une seule occurrence a été établie à l'extrême est de la feuille au Sud-Est de la Terisse. D'aspect macroscopique tout à fait banal, leur caractère très mélanocrate n'apparaît qu'au microscope. Dans les deux cas, l'olivine est présente sous forme d'une abondante population de phénocristaux ou microphénocristaux. Le pyroxène est absent parmi les phénocristaux (il ne s'agit pas de laves cumulatives) : il constitue l'essentiel de la pâte sous forme d'une mosaïque de granules, accompagnée d'un peu de verre et peu de plagioclases. On peut constater que l'émission d'une lave anormalement appauvrie en feldspath précède immédiatement une émission plus volumineuse de lave nettement évoluée : hawaïite microlitique ou téphrite aphanitique.

$\rho\alpha\beta^7$ . **Basanite porphyroïde**. Ce type, peu répandu, ne se rencontre que parmi les basanites sodiques (ou faiblement potassiques) et proches des basaltes ( $\text{SiO}_2$  % voisin de 45). La lave est très riche en phénocristaux de 2-3 mm de pyroxène et en moindre quantité d'olivine, avec, irrégulièrement réparties, de rares amphiboles trapues (kaersutite) de 5 à 10 mm. Au microscope, il apparaît une transition presque continue des gros phénocristaux aux microphénocristaux et, pour les clinopyroxènes, aux granules de la pâte. Le plagioclase, exceptionnel en phénocristaux corrodés, est à l'état de fins microlites, ou de plages floues où il se mêle au feldspath alcalin, à la néphéline et à l'analcime. On est ici à la limite des textures porphyroïde et porphyrique, et il subsiste localement quelques facules vitreuses. Un faciès particulier à biotite ( $\rho\alpha\beta\text{bi}^7$ ) se rencontre localement.

$\rho\beta^7$ . **Basanite porphyrique**. C'est, au sein des basanites, le type à la fois le plus répandu et le plus diversifié. Les phénocristaux (5 à 20 % du volume de la lave dans le cas général) sont les suivants :

– *clinopyroxènes*. En qualité très variable, ils peuvent aussi bien être quasiment absents que constituer la population dominante. Automorphes ou subautomorphes, ils peuvent montrer une composition totalement salitique, ou présenter un cœur vert d'endiopside et une bordure violacée de salite. Les plus gros sont le plus souvent résorbés et à structure spongieuse. Les cristaux automorphes englobent fréquemment un reliquat d'orthopyroxène, d'olivine ou d'un clinopyroxène initial ;

– *olivines*. En prismes trapus, leur composition varie de Fo88 à Fo66 ; leur taille est de 2 mm en moyenne, et atteint rarement 1 cm. Elles sont affectées par divers types d'altération, iddingsitisation et serpentinitisation coexistant rarement au sein d'une même coulée ; l'altération deutérique caractérise les olivines incluses dans les pyroxènes ;

– *amphiboles*. Toujours dispersées, de 0,5 à 1 cm le plus souvent (et excédant rarement 2 cm), elles sont encore reconnaissables à l'œil nu par leur double clivage à 60°. Mais elles sont totalement déstabilisées, et se présentent au microscope sous forme de fantômes à bordures résorbées, constitués par un treillis d'oxydes opaques enserrant un feutrage complexe de rhonite, + pyroxène, + plagioclase (+ parfois calcite). Communes aux basanites, téphrites et hawaïites, ces amphiboles ne sont incomplètement déstabilisées que lorsqu'elles se trouvent à l'état libre dans les projections scoriacées (« cristal lapilli »), où elles atteignent 2 à 3 cm plus fréquemment que dans les laves massives : c'est notamment le cas au Roc de Carbonaldo (Lécuyer, 1984) (feuille Nasbinals). Leur composition les place parmi les kaersutites ou à la limite kaersutite-magnésiohastingsite. La fréquence des amphiboles, généralement faible ou nulle, n'augmente sensiblement que dans les laves riches en cumulats et enclaves ultrabasiques ; il est possible, même lorsqu'une telle association n'apparaît pas, qu'elles proviennent toujours de la dissociation d'amphibolites d'origine profonde.

La mésostase, finement et/ou incomplètement cristallisée, comporte, outre des microphénocristaux d'olivine (Fo69-64) et de clinopyroxène (salite), une proportion variable de granules et microlites de pyroxène et de microlites de plagioclase, des oxydes opaques, de la néphéline et/ou de l'analcime, et du verre incolore ou brunâtre. Il peut s'y ajouter une quantité variable, et généralement faible, de feldspath alcalin et de biotite. La présence de leucite est probable dans quelques coulées, mais, contrairement à sa fréquence dans les basanites du Cantal, du Cézallier ou du Devès, ce minéral n'a été formellement identifié en Aubrac que dans des cas exceptionnels.

Les basanites porphyriques les plus banales, relativement pauvres en phénocristaux et dépourvues d'amphibole (si ce n'est accidentelle), peuvent notamment s'observer au village du Luc au Sud de Graissac.

$\rho\beta^7$  **Basanite porphyrique à mélange de magmas**. Dans les cas extrêmes, une augmentation de la fréquence et de la dimension (3-10 cm) des cumulats basiques s'accompagne d'hétérogénéités magmatiques (**mélange de magmas**), avec apparition discrète d'enclaves congénères, veinules ou plages floues, pouvant montrer diverses images de brassage et de mélange.

Sur Entraygues-sur-Truyère, cette formation se présente sous la forme d'une coulée située en limite de la feuille Nasbinals à 2 km au Nord-Est de Laguiole.

Les hétérogénéités magmatiques locales sont constituées par la coexistence de passées plus leucocrates et différenciées - de type hawaiite ou téphrite - enrichies en microlites plagioclasiques et mieux cristallisées que la basanite hôte, et de passées plus mélanocrates à tendance picritique - de type ankaramite - enrichies en granules pyroxéniques et incomplètement cristallisées.

Mais il convient de remarquer que dans ce type de lave, les enclaves les plus abondantes, de teinte brunâtre, qui présentent à l'œil nu les apparences d'une lave sombre, mal cristallisée et diversement porphyrique, sont en réalité des cumulats qui se révèlent au microscope constitués par un tissu spongieux d'énormes amphiboles pœcilitiques, complètement déstabilisées, englobant une quantité variable de cristaux globuleux d'olivine et pyroxène.

$\rho\beta\pi_g^7$ . **Basanite porphyrique à grands nodules de péridotite et cumulats.** Aux enclaves de péridotite (lherzolite) empruntées au manteau supérieur s'ajoutent des enclaves empruntées à la croûte inférieure, à texture planaire (granulite) ou équante (charnockite), ces dernières pouvant sur le terrain être confondues avec des cumulats à clinopyroxène + plagioclase, qui éventuellement les accompagnent.

C'est au Nord-Est de Laguiole, aux confins de la feuille Entraygues, qu'une basanite montre la plus grande variété d'enclaves et cumulats : péridotites grenues banales à cpx + opx, péridotites grenues à amphibole, péridotites fines équantes ou litées, granulites, charnockites abondantes (1-8 cm), orthopyroxénolites à plagioclase et titanite, clinopyroxénolites, plagioclasiques. La lave-hôte, pauvre en amphibole, mais assez riche en gros phénocristaux d'olivine (5-10 mm), comporte quelques petits phénocristaux de plagioclase, de magnétite et d'apatite brune, et des mégacristaux de clinopyroxène de plusieurs centimètres.

$\rho\beta\pi_c^7$ . **Basanite porphyrique à grands nodules de péridotite.** À 1 km à l'Est de Laguiole, au sein d'une basanite modérément porphyrique à phénocristaux dispersés d'olivine, pyroxène et amphibole de 3-5 mm, les nodules de péridotite de taille modeste (2-3 cm) sont accompagnés de cumulats polyminéraux à cpx + oliv (1-2 cm) ou plus rarement cpx + plg (2-4 cm).

$\rho\beta\pi^7$ . **Basanite porphyrique à grands nodules de péridotite et enclaves de granulites.** Selon une règle générale dans les séries alcalines du Massif central français, toutes les basanites de l'Aubrac sont susceptibles de comporter quelques xénolites d'origine mantellique, de type « nodules de

péridotite » à composition de lherzolite (paragenèse : oliv + cpx + opx + spinelle chromifère), dont la présence traduit une montée rapide du magma à partir du manteau supérieur. Leur fréquence demeure toutefois généralement faible à très faible, et leurs dimensions restreintes (0,5-2 cm). Aussi sous l'appellation « à grands nodules de péridotite » n'ont été individualisées que les laves où ces nodules sont exceptionnellement abondants, et plus volumineux (2-10 cm). Ce sont des laves assez répandues sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, où elles ne se rencontrent que parmi les divers types de basanites porphyriques, indépendamment de la présence ou de l'absence d'amphibole et de cumulats basiques.

La coulée principale se situe à 1 km à l'Est de Cassuéjols, mais on trouve de nombreuses occurrences de ces laves notamment à Crozillac (Sud de la feuille), ainsi que dans plusieurs necks à proximité de Soulages.

La lave ( $\rho\beta^7\pi$ ) est d'un type pauvre en phénocristaux dispersés de pyroxène de 0,5-1 cm à pourtour arrondi. Elle est truffée de nodules de péridotite de 2 à 10 cm, les plus gros de forme arrondie et les plus petits subanguleux.

$\rho\beta^7z$ . **Basanite porphyrique à zéolites.** Un type exceptionnellement riche en zéolites microgédodiques se trouve à environ 1 km au Sud-Est du Cayrac.

$\rho\beta^7a$ . **Basanite porphyrique à amphibole.** Les basanites porphyriques à phénocristaux dispersés d'amphibole déstabilisée sont assez répandues sur l'ensemble de la feuille Entraygues-sur-Truyère. Elles constituent notamment la majorité des coulées à l'Est de Vitrac-en-Viadène, ainsi que celles situées à l'Ouest de La Terrisse.

$mp\beta^7$ . **Basanite microlitique-porphyrique.** Bien qu'un peu moins fréquentes que les précédentes, les laves de ce type sont répandues sur la partie est de la feuille Entraygues-sur-Truyère. Une caractéristique texturale de ces laves réside dans la cristallisation générale des péridots sous forme de microphénocristaux, qui peuvent être très abondants. Le pyroxène peut aussi présenter pour partie ce type de cristallisation, mais n'est souvent présent que sous forme de granules ou microlites, voire seulement de germes. Les phénocristaux, de petite taille (n'excédant généralement pas 2 mm), sont dispersés en faible quantité (1 à 5 %), et principalement représentés par l'olivine. Il peut toutefois s'y ajouter quelques pyroxènes et, dans quelques coulées seulement, des amphiboles. Les nodules de péridotite y sont rares et de petite taille (0,5-2 cm). On ne rencontre le faciès à **nodules de péridotite** ( $mp\beta^7\pi$ ) qu'au Nord-Est de Laguiole où il s'accompagne de quelques gros phénocristaux d'olivine (2-8 mm) - et les petits cumulats basiques très exceptionnels. Un faciès **potassique** ( $mp\beta^{7k}$ ), se présente sous la forme d'une grande coulée située au Nord-Ouest de Laguiole.

## • Groupe des basaltes

β. **Basalte indifférencié.** Le terme « basaltes » *lato sensu* (ou « laves basaltiques ») a été employé sur l'ensemble de cette notice, selon l'usage courant, pour désigner la totalité des laves de l'Aubrac quelle que soit leur composition (c'est d'ailleurs le seul terme précédemment retenu par F. Colin, 1966). Mais nous lui avons réservé dans ce chapitre de description pétrographique une acception étroite, les basaltes *stricto sensu* étant définis dans le diagramme TAS de M. Le Bas *et al.* (1986) par une teneur en silice comprise entre 45 et 52 %, pour une teneur en alcalins inférieure à 5 % (fig. 4). Bien que nettement subordonnés aux basanites sur la feuille Nasbinals, ce sont des laves majoritaires sur l'ensemble de l'Aubrac, et plus particulièrement dans ses régions externes.

La classe des basaltes *s.s.* doit être subdivisée en deux sous-classes, selon que le calcul de la norme (après correction du rapport  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ ), fait apparaître soit de la néphéline (basalte alcalin), soit de l'hypersthène (basalte subalcalin). Dans cette distinction (de Goer, 1994, notice Nasbinals), la teneur en  $SiO_2$  (moyennes respectives 47 et 48,4) est plus déterminante que la teneur en alcalins, peu différente dans les deux groupes (moyenne 4,4 et 4,3). Mais, pour une même teneur en silice et alcalins, la séparation est essentiellement contrôlée par la teneur du liquide en  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$  et CaO.

La plupart des basaltes qualifiés de « subalcalins » (à hypersthène normatif) ne peuvent pas être génétiquement considérés comme constituant une « lignée saturée » indépendante. Ainsi apparaît-il que le fractionnement d'une quantité notable d'amphibole à partir d'une basanite engendre un liquide à composition de basalte subalcalin. La relative fréquence dans les laves de l'Aubrac (basanites, téphrites et hawaïites) des cumulats amphiboliques ou des phénocristaux dispersés d'amphibole déstabilisée, ainsi que le voisinage géographique et chronologique des « basaltes subalcalins » avec les laves sous-saturées, permettent de considérer que ces basaltes appartiennent en majorité à la lignée alcaline (principalement sodique).

Mais il n'en existe pas moins en Aubrac des basaltes subalcalins vrais avec, pour une teneur donnée en silice, des teneurs en alcalins bien inférieures à celles des basaltes alcalins (tendance qui se dessine déjà au sein des basanites, principalement parmi les termes pauvres en K). Le diagramme des terres rares, ainsi que la composition des clinopyroxènes, confirment le caractère réellement subalcalin de ces basaltes. Toutefois, leur fréquence demeure faible au sein de l'ensemble défini sur le seul critère normatif.

Les basaltes à Ne norm. et Hy norm. sont, non seulement pour la plupart difficilement discernables au microscope, mais souvent aussi très semblables par la chimie des oligo-éléments. Ainsi subissent-ils ensemble un appauvrissement en alcalino-terreux (Ba < 400 ppm, Sr < 800 ppm), tandis que leurs teneurs en éléments de transition sont assez élevées et varient peu au cours de l'évolution de cette classe. Si l'appauvrissement en Ba et Sr, par rapport aux laves plus sous-saturées, peut s'expliquer par le fractionnement de l'amphibole, le comportement des éléments de transition suggère que l'évolution n'est peut-être pas seulement liée à la cristallisation fractionnée.

Les analyses à la microsonde font apparaître des différences statistiques dans la composition des minéraux constitutifs des deux catégories de basaltes (de Goer, 1994, notice Nasbinals) :

– les *olivines* des basaltes alcalins sont plus magnésiennes (moyenne fayalite  $77,2 \pm 7,5$ ) - et parallèlement légèrement plus siliceuses - que celles des basaltes subalcalins (moy. Fo67,7  $\pm 10,5$ , cette valeur descendant exceptionnellement à Fo57 dans le faciès doléritique) ;

– les *clinopyroxènes* des basaltes alcalins sont en majorité salitiques ou à bordure de salite enveloppant un cœur d'augite ou endiopside, alors que les pyroxènes des basaltes subalcalins, statistiquement plus siliceux et moins calciques, se situent pour la plupart en totalité dans le champ des endiopsides ou des augites ;

– les *plagioclases* sont toujours des labradors, mais globalement plus calciques dans les basaltes subalcalins (moy. An61  $\pm 5,5$ ) que dans les basaltes alcalins (moy. An57,7  $\pm 10,3$ ) où l'on atteint le champ de l'andésine, et où par ailleurs le feldspath alcalin peut se rencontrer sporadiquement parmi les microlites.

Signalons enfin, parmi les minéraux accessoires, que si la biotite peut être présente en minuscules lamelles dans tous les basaltes comme dans les basanites, elle n'a été observée en quantité appréciable sous forme de microphénocristaux que dans quelques termes alcalins. L'amphibole déstabilisée, ainsi que les grosses apatites brunes globuleuses ne se rencontrent pas dans les basaltes, si ce n'est accidentellement dans les termes proches des basanites. Il en est de même des enclaves mantelliques et basicrustales, ainsi que des cumulats (à l'exception de quelques petits agglomérats d'olivine ou/et de pyroxène dans les termes à très forte densité de phénocristaux).

Enfin, pour ce qui concerne les types texturaux, les laves porphyriques et porphyroïdes dominent largement parmi les deux catégories de basaltes.

Par contre les termes microlitiques-porphyriques, rares parmi les basaltes alcalins, sont très exceptionnels dans les basaltes subalcalins, et les termes microlitiques n'ont été rencontrés que parmi les basaltes alcalins proches des hawaiiites.

$pa\beta^2$ . **Basalte subalcalin porphyroïde.** Ce type pétrographique, généralement pauvre en K et proche des hawaiiites, présente beaucoup d'analogies avec les basaltes doléritiques fréquents plus au Nord sur les planèzes cantaliennes. Il apparaît souvent en tant que faciès localisé dans les hawaiiites magnésiennes hétérogènes. Comme toutes les laves de ce type, ces coulées présentent d'importantes hétérogénéités chimiques et texturales en sorte qu'aucun échantillon pris isolément ne peut en être tenu pour représentatif. La pâte holocristalline très feldspathique, montre généralement une texture trachytique à microdoléritique (lattes de plagioclases demi millimétriques). Les microphénocristaux et petits phénocristaux d'olivine et pyroxène de 1-2 mm sont généralement abondants ; les gros pyroxènes dispersés (2-4 mm) sont toujours spongieux (partiellement résorbés), de même que les rares phénocristaux de labrador. L'olivine est souvent très serpentinisée, le produit de cette serpentinisation envahissant toute la trame jusqu'aux microfissures des microlites ; la teinte habituellement gris perle vire alors au noir ou au gris verdâtre sombre avec patine d'altération rousse, et la roche devient particulièrement dure et résistante à l'érosion. Par places, et de façon diffuse, tous les phénocristaux disparaissent, la texture devient microlitique, la teneur en alcalins augmente, et l'on passe à une hawaiiite.

Ces laves sont extrêmement répandues dans la partie nord-est de la feuille Entraygues-sur-Truyère.

Un type franchement trachy-doléritique (plagioclases millimétriques) est également décrit sous forme d'une coulée à proximité du village d'Antérieux (Est de la feuille). Très altérée et désagrégée en gravillons, la lave est régulièrement affectée par une diaclasation verticale méridienne. Une cristallisation grenue, accompagnée d'un enrichissement cumulatif en phénocristaux de pyroxène, lui confère localement un faciès de gabbro à grain fin. Il y apparaît des veinules à tendance pegmatitoïde, caractérisées en lame mince par l'abondance des grandes aiguilles d'apatite incolore.

$mp\beta^2$ . **Basalte subalcalin microlitique-porphyrique.** Ce type exceptionnel, subleucocrate (col. = 39 à 46) et proche des hawaiiites, n'a été rencontré qu'en une seule coulée, à 500 m à l'Est du village d'Alpuech. La lave, généralement de teinte noire, parfois gris perle et à débit laminaire, peut être subaphyrique ou plus ou moins riche en petits phénocristaux globuleux d'olivine et pyroxène à bordure résorbée arrondie. Le pyroxène est principalement présent sous forme de germes et granules dans une trame



de microlites plagioclasiques, et l'olivine sous forme d'abondants microphénocristaux partiellement ou totalement serpentinisés (serpentinisation accompagnée par l'apparition de nombreux globules de zéolites).

$\rho\beta^1$ . **Basalte alcalin porphyroïde.** Ces laves sont totalement cristallisées, et ce d'autant plus largement qu'elles sont plus riches en plagioclases. Parmi les phénocristaux, en pourcentage très variable et de calibre n'excédant généralement pas 2 à 3 mm, le clinopyroxène est dominant, souvent automorphe et à zonage optique et chimique. L'olivine, en phénocristaux automorphes, est pratiquement inexistante dans la pâte. Celle-ci est constituée au moins à 50 %, et jusqu'à 70 %, de lattes de plagioclases, le reste se partageant entre les grains de pyroxène et d'oxydes opaques, auxquels s'ajoutent les accessoires : apatite (parfois globuleuse) et éventuellement **biotite** (faciès  $\rho\beta_{bi}^1$  à 1 km à l'Est de Cassuéjols).

Enfin, quelques basaltes alcalins porphyroïdes s'enrichissent en phénocristaux pour donner des faciès **très porphyriques cumulatifs** (indice porphyrique pouvant atteindre 50). Sur Entraygues-sur-Truyère, ce faciès se situe à proximité du Roc des Cabres au Nord de Monmaton.

$\rho\beta^1$ . **Basalte alcalin porphyrique.** Le faciès porphyrique, de loin le plus répandu parmi les basaltes alcalins, se révèle statistiquement un peu plus riche en phénocristaux que son équivalent parmi les basanites, et passe plus fréquemment à des termes hyperporphyriques (cumulatifs). Le clinopyroxène, dominant, présente parfois un cœur vert, et montre souvent deux générations polybariques : la première en cristaux subautomorphes résorbés, spongieux, à inclusions d'olivine et la seconde en cristaux automorphes et limpides. La pâte est généralement moins riche en verre et mieux cristallisée que dans les basanites porphyriques, mais la distinction des deux classes au microscope demeure le plus souvent délicate.

Sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, ces laves sont peu répandues. On les rencontre à proximité de Vitrac-en-Viadène (Nord-Est de la feuille) dispersé en plusieurs petits appareils volcaniques.

Les basaltes alcalins *très porphyriques (cumulatifs)* ( $\rho\beta^1$ ) ont alimenté des coulées de volume modeste et de nombreuses petites intrusions, principalement dans les régions internes de l'Aubrac. Sur Entraygues-sur-Truyère, ces formations sont décrites au Puech de Marcou et au Puech de Soulagès, au Sud d'Alpuech ainsi qu'au Roc des Cabres.

$\rho\beta^1_o$ . **Basalte alcalin porphyrique à grands phénocristaux d'olivine.** Un faciès à grands phénocristaux d'olivine est décrit à proximité du puech d'Ambourmès au Sud-Ouest de Cassuéjols.

$mp\beta^1$ . **Basalte alcalin microlitique-porphyrique** (ou microporphyrique). Ce type textural, très commun dans les basanites, est rare dans les basaltes. Il montre de gros phénocristaux dispersés d'olivine de 3 à 10 mm, et de rares cristaux de pyroxène de 2-4 mm, avec de place en place quelques petits cumulats basiques (1-3 cm) et amphiboles centimétriques incomplètement résorbées. Cette lave atypique se situe chimiquement près de la jonction des quatre domaines des basaltes alcalins, basanites, hawaïites et téphrites. Au microscope, elle se révèle assez riche en microphénocristaux d'olivine, et surtout hétérogène, avec une pâte fine mal et irrégulièrement cristallisée, où apparaissent des bouffées plagioclasiques et des facules de cristallisation tardive à zéolites, analcime et leucite maclée.

Ces basaltes se rencontrent en deux localités sur Entraygues-sur-Truyère :  
– au Nord de la feuille, ces laves se présentent sous forme de coulées centrées sur Graissac et orientées NW-SE ;  
– au Sud de la feuille, ces laves se présentent sous forme d'une intrusion isolée dans les schistes cornéifiés des séries du Lot.

$m\beta^1$ . **Basalte alcalin microlitique**. Ce type est très peu représenté sur Entraygues-sur-Truyère. L'exemple peut en être pris à 1 km au Nord-Est de Laguiole sous forme d'un dyke de taille décamétrique. Cette lave est constituée d'un basalte généralement altéré et subaphyrique (rares phénocristaux irrégulièrement dispersés de pyroxène et olivine de 2,5 mm). Au microscope, des microphénocristaux d'olivine et pyroxène et des microlites feldspathiques baignent dans une pâte sombre constituée d'un très fin tissu de cristallites de pyroxène et plagioclase.

#### • Groupe des hawaïites et trachybasaltes potassiques

La classification IUGS recommande l'utilisation générale du terme « trachybasalte » pour désigner l'ensemble des laves incluses dans le triangle SI (45-5 ; 52-5 ; 49,4-7,3) du diagramme TAS (fig. 4). Cette classe étant subdivisée en deux sous-ensembles en fonction du rapport sodipotassique :

- trachybasaltes potassiques pour  $Na_2O/K_2O \text{ \%} < 2$  ;
- trachybasaltes sodiques = hawaïites pour  $Na_2O/K_2O \text{ \%} > 2$ .

La plupart des faciès texturaux (sauf le type porphyrique, que nous n'avons pas rencontré dans les hawaïites) se retrouvent à l'identique dans les deux sous-classes, et c'est seulement la composition chimique des feldspaths et du verre qui les sépare. Il en résulte qu'elles peuvent rarement être discriminées sur les seuls critères microscopiques. Aussi, à quelques exceptions près, l'appellation entre Trachybasalte potassique ou Hawaïite n'a-t-elle été adoptée qu'au vu d'une analyse chimique, les laves non

analysées étant arbitrairement rapportées aux trachybasaltes indifférenciés. Compte tenu de cette restriction, il apparaît que les trachybasaltes potassiques sont essentiellement exprimés dans les régions externes et périphériques de l'Aubrac, et exceptionnellement dans la région axiale ; cette disposition était déjà valable (bien que moins tranchée) pour les basanites, et se retrouvera chez les mugéarites, toutes sodiques et absentes des régions externes.

La majorité des hawaïtes et trachybasaltes sont des laves légèrement sous-saturées, avec un taux de néphéline normative généralement compris entre 0,5 et 6 (exceptionnellement jusqu'à 10) ; quelques-unes toutefois tendent vers la saturation, avec un taux d'hypersthène normatif de 1 à 11. L'indice de différenciation (DI) varie de 34 à 51. Par ailleurs, la famille des hawaïtes montre des variations chimiques importantes qui échappent au diagramme TAS, portant sur les taux d'alumine (14,3 à 17,9) et de magnésie (3,8 à 8,3). Or, il existe une corrélation entre les variations des éléments de transition, en particulier Ni et Cr, et celles des teneurs en  $Al_2O_3$  et MgO. Il convient ainsi de distinguer des hawaïtes magnésiennes, dont le faciès textural est généralement porphyroïde ou microlitique-porphyrrique, et des hawaïtes alumineuses - les plus proches des mugéarites - dont le faciès est généralement microlitique-aphyrrique : il existe donc chez les hawaïtes une bonne corrélation entre la chimie et l'indice porphyrique.

La minéralogie de ces deux catégories est assez similaire, sauf en ce qui concerne l'olivine, de composition moyenne Fo67 dans les hawaïtes alumineuses (où elle est à l'état de granules ou de microphénocristaux), alors qu'elle atteint Fo78 dans les phénocristaux des hawaïtes magnésiennes. Le clinopyroxène est une salite riche en titane. Le plagioclase est généralement du labrador et le feldspath alcalin est présent parmi les microlites.

$\rho\sigma\tau\beta^2$ . **Trachybasalte potassique porphyroïde.** Cette lave se rencontre sous forme de coulées à l'Est de la Ferrisse.

$\rho\tau\beta^2$ . **Trachybasalte potassique porphyrique.** Cette lave se trouve, au Sud de Cassuéjous, sous la forme d'une grande coulée.

$m\rho\tau\beta^2$ . **Trachybasalte potassique microlitique-porphyrrique.** Sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, ces laves ont été rencontrées en trois localités :

- immédiatement au Sud du village de Laguiole ;
- sous forme d'une coulée orientée E-W à 3 km au Sud du village d'Huparlac ;
- à Sainte-Geneviève-sur-Argence.

$m\tau\beta^2$ . **Trachybasalte potassique microlitique.** Ces laves sont relativement présentes sur la périphérie du plateau aubracien. On les trouve à Curières (coin sud-est de la feuille), sous forme de coulées au Sud d'Huparlac, sous forme d'un neck à 500 m au Nord de Cassuéjols. Ce type constitue la grande coulée reposant sur le granite, à l'extrémité nord de laquelle est édifiée la Trinitat. La lave, à débit en dalles, a été exploitée en carrière au bord de la D565 sous le village. Localement serpentinisée, elle est généralement de teinte claire, bien cristallisée, et totalement dépourvue de phénocristaux. L'olivine y est présente en microphénocristaux, et le pyroxène en granules assez abondants dans les interstices de la trame plagioclasique. Peu évoluée (DI = 37), elle est chimiquement proche des basaltes alcalins (alc. = 5,3 % pour  $\text{SiO}_2 = 46,9$ ).

$p\sigma\tau\beta^1$ . **Hawaïite porphyroïde.** Les hawaïites porphyroïdes, à pâte totalement et assez largement cristallisée, peuvent sur l'ensemble de l'Aubrac être réparties en deux catégories très inégalement représentées, selon la nature des phénocristaux (ceux-ci généralement discrets, de taille de 1 à 2 mm) :

- un type très largement dominant, également magnésien, à phénocristaux d'olivine et clinopyroxène en proportion variable, % plagioclases et oxydes opaques ;
- un type exceptionnel, à phénocristaux de clinopyroxène et amphibole, mais sans olivine, connu seulement sur la feuille Entraygues-sur-Truyère.

Toutes ces laves sont mésocrates (col. = 41 à 44), peu différenciées (DI = 34 à 40), et proches des basaltes.

$p\sigma\tau\beta^1$  a. **Hawaïite porphyroïde à phénocristaux de pyroxène et d'amphibole.** Un cas particulier est fourni par la lame de Moulhac, à cheval sur les deux feuilles Nasbinals et Entraygues-sur-Truyère, au-dessus de la vallée de la Nuech. Il s'agit d'un beau dyke, long de 240 m et large de 30 m, orienté N160, dont le débit uniforme en dalles de 5 à 10 cm d'épaisseur, verticales sur sa moitié sud (mais inclinées à 50-80° sur sa moitié nord), traduit fidèlement la géométrie. La serpentinisation généralisée de l'olivine confère à la lave une teinte gris verdâtre sombre à éclat gras qui pourrait la faire prendre pour une phonolite, et qui masque totalement en section fraîche les phénocristaux. Ceux-ci n'apparaissent que sur une face sciée. N'excédant pas 1 à 2 mm, ils se répartissent à part égale entre le clinopyroxène et l'amphibole totalement déstabilisée, à l'exclusion de l'olivine (celle-ci n'est présente qu'en nombreux microphénocristaux serpentinisés). La plupart des fantômes d'amphibole ne sont plus représentés que par des taches serpentineuses allongées ponctuées d'oxydes opaques. Cette lave, plus évoluée que les précédentes (DI = 40), est déjà une hawaïite alumineuse. Ce dyke appartient à la génération tardive de l'Aubrac (6,5 Ma).

$po\tau\beta^1$ . **Hawaiite porphyroïde à phénocristaux de pyroxène.** Un type riche en phénocristaux de pyroxène est représenté à la Devèze de la Combe (1 190 m), entre Montmaton et Redoulès, dans la vallée de la Selves, en limite de la feuille Entraygues-sur-Truyère. Le clinopyroxène, non seulement y constitue de nombreux phénocristaux de 1 à 4 mm, toujours déstabilisés spongieux (certains à cœur d'orthopyroxène), mais est aussi bien représenté parmi les microphénocristaux. L'olivine est rare parmi les phénocristaux (1-2 mm), et surtout présente en microphénocristaux. La pâte est ici partiellement doléritique, avec d'abondantes lattes plagioclasiques millimétriques.

Les phénocristaux n'y sont jamais nombreux, toujours petits, et se répartissent entre l'olivine et le pyroxène. La pâte montre souvent, à l'intérieur d'une même coulée, tous les degrés intermédiaires entre une cristallisation subdoléritique et une cristallisation microlitique. Celles-ci présentent en outre une particularité : localement, une chute de 1 % du taux d'alcalins (portant principalement sur  $K_2O$ ), compensée par un gain de 1 % de  $SiO_2$ , a pour résultat de faire passer la composition dans le champ des basaltes subalcalins. Les autres caractères chimiques, minéralogiques et texturaux de la lave demeurant constants, cette variation locale ne se répercute que sur la composition des feldspaths.

$mp\tau\beta^1$ . **Hawaiite microlitique-porphyrrique.** Ce type textural caractérise les hawaiites peu à moyennement évoluées. Il se rencontre principalement parmi les hawaiites magnésiennes, comme le précédent dont il ne diffère que par une cristallisation plus fine (et parfois incomplète) de la pâte. Les phénocristaux constituent 1 à 5 % du volume de la roche, se répartissant en proportion variable entre l'olivine et le clinopyroxène, auxquels peut s'ajouter l'amphibole déstabilisée. Banal parmi les coulées de l'ensemble de la feuille, nous y avons distingué divers sous-types en fonction de particularités locales.

Ces laves se rencontrent sous forme de coulée au Nord de Brénac (Nord-Est de la feuille Entraygues-sur-Truyère). La lave, assez altérée, montre un faciès très banal, commun à de nombreux basaltes, basanites et téphrites, avec phénocristaux épars de clinopyroxène et olivine de 2-4 mm. L'olivine est essentiellement présente sous forme de microphénocristaux, passant aux granules de la pâte ; le clinopyroxène est au contraire peu représenté parmi les microphénocristaux et surtout à l'état de granules disséminés dans une trame feldspathique fluidale bien cristallisée.

$mp\tau\beta^1_{a\pi}$ . Ce faciès particulier à **amphiboles et petits nodules de péridotite** (0,5-1 cm) se rencontre au sein d'une coulée située juste au Nord du village de Cassuéjouis. Les petits phénocristaux dispersés (1-2 mm) y sont essentiellement constitués par l'olivine (avec un peu de pyroxène) et par des amphiboles en baguettes.

$m\tau\beta^1\pi$ . Ce faciès particulier à **grands nodules de péridotite** se rencontre au sein d'une coulée située immédiatement au Nord du village de la Ferrisse.

$\rho\beta^1$ . Ce faciès basaltique local, présente un développement porphyrique.

$m\tau\beta^1$ . **Hawaiiite microlitique**. Sur la feuille Entraygues-sur-Truyère ces laves se rencontrent à proximité du village de Curières, d'Alcorn (Nord-Ouest de Laguiole), à l'Ouest d'Huparlac, au Nord-Est de Graissac. Notons la présence d'un neck isolé dans le granite de la Margeride au Nord du village d'Huparlac. C'est le faciès le plus répandu dans cette classe, où il est très représentatif des termes alumineux, évolués, leucocrates, s'acheminant vers les mugéarites. Les microlites de feldspath sont généralement bien cristallisés, et représentent 60 % environ de la roche. Les phénocristaux sont absents ou rares (1 %). Olivine, pyroxène et opaques sont présents sous forme de microphénocristaux et de granules dans la pâte. Celle-ci est généralement fluidale, ce qui détermine un débit en plaquettes.

$\rho\sigma\tau\beta$ . **Trachybasalte indifférencié porphyroïde**. Sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, cette formation n'apparaît qu'à l'extrême est de la feuille à 1 km au Nord de Montmaton. Texturalement, cette lave est très proche d'une hawaiiite porphyroïde décrite précédemment.

$m\tau\beta$ . **Trachybasalte indifférencié microlitique-porphyrrique**. Ces laves sont nettement moins abondantes que les termes précédents. On ne les trouve de manière importante qu'à l'extrême est de la feuille, à proximité du lieu-dit la Violette. Trois sous-faciès sont décrits :

$m\tau\beta m$ . **Trachybasalte indifférencié microlitique-porphyrrique à mélanges de magmas**. À 1 km au Nord-Est de Montmaton (Roc des Cabres), le point coté 1147 est constitué par trachybasalte hétérogène, proche des basaltes alcalins, subaphyrrique (rares et très petits phénocristaux de 1-2 mm : olivine, clinopyroxène et plagioclase), où par contre l'olivine est abondante en microphénocristaux. Les faces patinées y montrent des figures de mélange et de diffusion entre deux magmas chimiquement peu contrastés, et différant surtout par leur degré de cristallisation.

$m\tau\beta_{pl}$ . **Trachybasalte indifférencié microlitique-porphyrrique à deux générations de plagioclases**. Sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, une seule occurrence de ce faciès existe à 1,5 km au Sud de Graissac, près du Puech de Luc. Ces laves se singularisent par une texture trachydoléritique, avec cristallisation en deux temps des plagioclases : les premiers constituent une trame de lattes de 1 à 3 mm bien visibles à l'œil nu, alors que les derniers forment l'essentiel d'une pâte microlitique fine (voire incomplètement cristallisée), pauvre en germes de pyroxène. Cette lave montre en outre une importante hétérogénéité dans la distribution des

phénocristaux d'olivine et pyroxène (1-3 mm), concentrés par places - le faciès devenant alors franchement porphyrique - et presque absents ailleurs. La composition du faciès subaphyrique est proche des mugéarites (DI = 46).

$m\tau\beta_a$ . **Trachybasalte indifférencié microlitique-porphyrique à amphibole.** Ces laves ne diffèrent des précédentes que par la présence généralement discrète, de phénocristaux d'amphibole déstabilisée, à bordure résorbée-arrondie. Sur Entraygues-sur-Truyère, cette formation se présente sous la forme d'un dyke orienté NW-SE situé à 500 m environ de Soulages Bonneval.

$m\tau\beta$ . **Trachybasalte indifférencié microlitique.** Sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, ces laves se trouvent de manières relativement abondantes au Sud de la feuille (Puech d'Ambourmès, coulée au Sud de la Frétarie, puech de Servet) et également au Nord de la feuille (grands épanchements au Nord de Sainte-Geneviève-sur-Argence).

$pa\beta^1$ . **Faciès basaltique local, porphyroïde (1)**

$m\tau\beta_{pl}$ . **Trachybasalte indifférencié microlitique à deux générations de plagioclases.** Ce sous-faciès n'est localisé qu'au Puech de Marcou à environ 1,5 km au Sud d'Alpuech (partie nord-est de la feuille). Ces laves se caractérisent par une texture semi-doléritique à deux temps de cristallisation des plagioclases nettement séparés. La première génération est faite d'une trame lâche de lattes plagioclasiques de 0,5 à 1 mm, accompagnées de microphénocristaux d'olivine de même dimension, trapus ou en baguettes et très souvent squelettiques (avec de rares pyroxènes). La seconde est une très fine mosaïque constituée de verre, de granules, microlites et cristallites de plagioclase et pyroxène.

#### • Groupe des téphrites

Dans le diagramme TAS de M. Le Bas *et al.*, les téphrites occupent le même champ que les basanites, la séparation entre les deux classes s'effectuant par la richesse en olivine normative, inférieure ou supérieure à 10 % ; celle-ci étant principalement conditionnée par la teneur en magnésium (MgO % étant le plus souvent inférieur à 8 dans les téphrites et supérieur à 8 dans les basanites). La figure 4 montre qu'en fait ces deux classes se recouvrent peu sur le diagramme, les téphrites étant exceptionnelles pour un taux d'alcalins inférieur à 5 %, et au contraire seules représentées à partir de valeurs supérieures à 5 % d'alcalins et 44,5 % de silice. Elles constituent un trend sensiblement parallèle à la lignée hawaïite-mugéarite, mais le champ des phonotéphrites n'est atteint que dans un seul cas aux Aliats, sur la feuille Entraygues-sur-Truyère. En ce qui concerne les éléments mineurs, les teneurs des téphrites en Ni et Cr sont

globalement inférieures à 50 ppm, et leur concentration en alcalino-terreux élevée (Sr > 1 000 ppm, Ba > 600 ppm). Leur minéralogie est voisine de celle des hawaiiites, mis à part une plus grande fréquence des amphiboles déstabilisées. Leur taux de néphéline normative varie de 5 à 12 %, mais les feldspathoïdes y sont rarement décelables au microscope. Pour ce qui est des types texturaux, on constate une évolution comparable à celle des hawaiiites, conduisant depuis des faciès légèrement porphyriques dans les termes mésocrates proches des basanites, vers des faciès totalement aphyriques et à pâte fine dans les termes évolués, leucocrates et proches des mugéarites.

*mpε*. **Téphrite microlitique-porphyrique.** C'est le groupe le plus banal et le plus diversifié, indiscernable sur le terrain des basanites de même texture. Peu différenciées, généralement potassiques, ces laves contiennent jusqu'à 5 % de phénocristaux subautomorphes de clinopyroxène et olivine ; la répartition de ces phénocristaux étant irrégulière, il peut apparaître très localement des faciès plus franchement porphyriques. Comme dans les basanites microlitiques porphyriques dont elles sont souvent proches, mais en moindre quantité, l'olivine est toujours présente sous forme de microphénocristaux. L'amphibole résorbée est très fréquente dans ce groupe parfois, de même que le verre brun.

Le type sans amphibole est en général chimiquement proche des trachybasaltes. Sur Entraygues-sur-Truyère, cette formation affleure à l'extrême sud-est de la feuille et également à proximité de la Montagnette (Ouest de Montmaton).

*mpεπ*. Enfin, une téphrite très particulière est présente également dans l'extrême coin sud-est de la feuille Entraygues-sur-Truyère. Il s'agit d'une lave très noire, dont la pâte finement cristallisée est celle d'une téphrite évoluée. Aux petits phénocristaux millimétriques dispersés d'olivine et plagioclase, s'ajoutent de gros clinopyroxènes précoces, toujours arrondis à bordure résorbée, généralement centimétriques, mais il en existe des mégacristaux atteignant 6 × 8 cm. Les phénocristaux les plus fréquents sont des magnétites de 2 à 8 mm. Et surtout, fait anormal dans une lave évoluée, cette coulée est truffée de grands nodules de péridotite (lherzolite) atteignant 20 cm.

*mε*. **Téphrite microlitique.** Ce faciès est caractéristique des téphrites peu différenciées, proches des basanites, dont elles diffèrent par un taux d'alumine plus élevé (de l'ordre de 16 %) et un taux de magnésie plus bas (MgO < 7 %). Ce sont des laves aphyriques (les rares petits phénocristaux d'olivine et pyroxène n'excèdent pas 1 % du volume de la roche), de teinte gris acier à noire, se débitant souvent en dalles et plaquettes du fait de la texture fluidale. La pâte est constituée par un assemblage de fins microlites



plagioclasiques et de germes ou granules pyroxéniques, ponctué de grains d'oxydes opaques, où flottent des microphénocristaux peu abondants d'olivine, parfois globuleux, souvent squelettiques et allongés en baguettes disposées selon la fluidalité générale. L'indice de coloration reste voisin de 45.

La coulée de la vallée du ruisseau de Nasbinals, qui se prolonge sur la feuille Entraygues-sur-Truyère dans la vallée de la Selve, est très riche en verre brun.

Un faciès particulier à amphiboles ( $m\epsilon a$ ) se présente sous la forme d'une intrusion au lieu-dit Le Clapier (2 km à l'Ouest de Laguiole).

$\epsilon\Phi$ . **Phonotéphrite microlitique.** Ce type de lave n'apparaît qu'aux Aliats, à 3 km au Nord de Laguiole. Cette lave est la plus différenciée des formations volcaniques de l'Aubrac. Elle possède un DI = 51.

### Groupe des trachyandésites basaltiques

Dans le diagramme TAS (fig. 4), Le Bas *et al.* (1986) désignent les roches du champ S2 par l'appellation générale de « trachyandésite basaltique », au sein desquelles ils distinguent en fonction du rapport sodi-potassique :

- les mugéarites pour  $Na_2O/K_2O > 2$  ;
- les shoshonites pour  $Na_2O/K_2O < 2$ .

Contrairement à ce qui se produit dans le champ des trachybasaltes, toutes les laves analysées se placent parmi les mugéarites ( $Na_2O/K_2O = 2$  à 3,5).

Ce sont les laves les plus différenciées de l'Aubrac (DI = 48,4 à 55,6), qui représentent 6,5 % des échantillons analysés (soit 15/231). Sans jamais s'éloigner notablement du champ des hawaiiites, elles constituent un groupe très homogène par l'ensemble de ses caractères chimiques, minéralogiques et texturaux.

La composition chimique est relativement constante, avec un taux de silice de 49,6 à 52 % pour un taux d'alcalins de 6,4 à 7,6 %. Ces laves demeurent pour la plupart légèrement sous-saturées (Ne norm = 0,3 à 5,1). Les teneurs en titane sont les plus basses des laves de l'Aubrac (moyenne  $TiO_2$  % = 2,4), et les teneurs en phosphore les plus élevées (moy.  $P_2O$  % = 1). Pour ce qui est des oligo-éléments, les alcalino-terreux dépassent rarement 1 000 ppm pour Sr et 600 ppm pour Ba, tandis que les teneurs en éléments de transition, Ni et Cr, tendent vers zéro (2 à 10 ppm).

Par rapport aux hawaïites, la composition minéralogique quantitative montre essentiellement un enrichissement relatif en feldspath, et un appauvrissement en olivine et surtout en clinopyroxène, ces laves étant toujours leucocrates (col. norm. = 23 à 35). Par contre, la composition qualitative de chaque espèce minérale ne montre guère d'évolution. S'il existe de rares phénocristaux d'oligoclase, le plagioclase moyen reste un labrador (An56). Du feldspath alcalin est toujours disséminé parmi les microlites. La biotite n'est guère plus fréquente que dans les basanites, basaltes ou hawaïites. En revanche, il n'y a jamais été observé de fantômes d'amphibole. La présence de cristaux d'apatite brune de 0,2 à 1 mm, qui ne survient qu'accidentellement au sein des autres classes, est relativement banale parmi les mugéarites - bien que leur fréquence y demeure très faible (0 à 5 cristaux sur l'étendue d'une lame mince).

$\tau\alpha\beta^1$ . **Mugéarite microlitique.** Le faciès textural microlitique-aphyrique est le seul représenté dans cette classe, sous une forme suffisamment constante pour ne guère prêter à confusion avec ses équivalents hawaïtiques ou téphritiques. En dehors de rares phénocristaux de plagioclase et des microphénocristaux sporadiques d'apatite brune, il se caractérise par une trame homogène et bien cristallisée (le verre est le plus souvent absent) de fins microlites feldspathiques en disposition plus ou moins fluidale, sans microphénocristaux. L'olivine y maintient une présence constante sous forme de microlites squelettiques ou de granules interstitiels, à côté des pyroxènes et des opaques.

Sur la carte Entraygues-sur-Truyère, ces laves se situent dans la partie sud de la feuille notamment entre les villages de Laguiole à l'Est et Soulages-Bonneval à l'Ouest. Ces laves se retrouvent également dans une coulée orientée est-ouest à l'Ouest de Montmaton.

## **Pyroclastites**

L'ancienne carte géologique à 1/80 000, feuille Mende, présentait l'Aubrac comme un ensemble fissural quasi exclusivement effusif, de « type hawaïen », où tufs et projections étaient rares et localisés vers le centre du massif.

À l'inverse, F. Colin (1966) estime que les tephra constituent la moitié du volume de l'Aubrac. La réalité se situe probablement entre ces deux conceptions. L'étude des pyroclastites se révèle généralement délicate, en raison d'une part de la couverture morainique et périglaciaire, et d'autre part d'une argilisation assez généralisée qui, si elle affecte préférentiellement les projections, ne leur est pas spécifique, puisqu'elle concerne aussi les gaines scoriacées des coulées -voire les laves massives elles-mêmes- et le socle granitique sous-jacent. C'est d'ailleurs l'assimilation trop rapide de tous les

produits argileux à l'altération d'anciens tufs qui a conduit F. Colin à une surestimation de leur volume.

§β. **Projections scoriacées.** Longtemps considérés comme relativement exceptionnels en Aubrac, les produits dits « stromboliens » s'y révèlent au contraire d'une grande banalité, et constituent l'essentiel des pyroclastites ; mais ils apparaissent rarement à l'affleurement, du fait d'une argilisation plus ou moins poussée affectant préférentiellement les fractions fines. Il s'agit d'accumulations plus ou moins rythmiques de lapillis et blocs scoriacés (gouttes et lambeaux de lave éjectés à l'état liquide), comportant en quantité variable des bombes fuselées (ou plus rarement des bombes « en ruban » ou « en bouse de vache »). Dans certaines zones §π, la présence de nodules de péridotite au cœur des bombes est souvent fréquente.

Le plus souvent altérées sur plusieurs mètres d'épaisseur, ces projections se manifestent en surface par une terre argileuse rouge. Leur épaisseur excède rarement quelques dizaines de mètres, mais elle peut atteindre 150 m dans la forêt de la Roquette-Bonneval au versant gauche du ruisseau de Ménepeyre (feuille Nasbinals).

L'érosion différentielle s'étant effectuée au détriment des cônes pyroclastiques, préférentiellement aux coulées de lave, ces accumulations ne constituent qu'exceptionnellement des édifices individualisés dans la topographie (Roc de Carbonaldo, 4 km au Sud-Ouest de Saint-Urcize sur la feuille Nasbinals). Au contraire, par suite d'une inversion de relief, ces édifices ont fréquemment été mis en creux, comme c'est le cas au Bouyssou (station de ski de Laguiole), ou au col de la Croix-des-Trois-Evêques où le cœur de l'appareil est lardé d'un important réseau filonien (feuille Nasbinals). Le plus souvent il n'en subsiste que les portions protégées par les laves mais, dans les conditions les plus favorables, il est encore possible d'y observer une zonalité des produits permettant de reconstituer la géométrie initiale de l'appareil (Baudry et Camus, 1972) :

– faciès proximal dit « de cœur de cône » (matériaux grossiers en vrac, non granoclassés, pouvant comporter des bombes métriques, de teinte générale rougeâtre) ;

– faciès intermédiaire dit « de bas de cône » (matériaux moins grossiers et mieux classés, à stratification fruste, de teinte noirâtre à bleuâtre à l'origine mais devenant jaunâtre par altération limoniteuse) ;

– faciès distal dit « de saupoudrage » (matériaux fins, peu épais, plus ou moins lités, et toujours les plus affectés par l'argilisation).

*br*β. **Produits phréatomagmatiques (brèches polyolithologiques).** Lorsque de l'eau superficielle (cours d'eau) ou souterraine (nappe

phréatique ou plus profonde) est impliquée dans les éruptions, le dynamisme change totalement et se caractérise par une forte explosivité rythmique accompagnée de phénomènes de subsidence intracratérique. Il en résulte le percement d'un cratère circulaire de 100 m à 1 km de diamètre (maar), entouré d'un croissant ou anneau surbaissé de projections, et surmontant un conduit vertical cylindro-conique (diatrème) profondément enraciné dans le substratum. Les produits pyroclastiques se caractérisent par la densité des éléments magmatiques juvéniles (bombes et lapillis « trempés »), et par la forte proportion (20 à 80 %) des éléments étrangers empruntés au substratum (xénoclastes).

Très hétérométriques, les produits phréatomagmatiques sont le plus souvent bien stratifiés, voire lités, et généralement très indurés. Ils peuvent montrer des figures d'impact, ou des perturbations telles qu'antidunes ou chenaux radiaires, caractéristiques des « nuées déferlantes basales » qui accompagnent toujours ce type d'explosion. Litage et stratification, proches de l'horizontale dans l'anneau de tufs externe, peuvent acquérir dans le diatrème des pendages variés, généralement centroclinaux et faibles, parfois quelconques et forts, en raison des phénomènes de subsidence.

En Aubrac, comme dans la plupart des régions de socle granitique et métamorphique, où les réserves d'eau souterraine sont modestes et localisées, les produits phréatomagmatiques ne représentent qu'un faible pourcentage des pyroclastites.

**††. Tufs basaltiques indifférenciés.** Nous avons regroupé sous cette appellation des produits pyroclastiques variés, généralement de faible granulométrie, compactés et plus ou moins argilisés, en gisement ponctuel ou en horizon continu mais mince (épaisseur fréquemment exagérée). Il s'agit le plus souvent de retombées aériennes (« saupoudrage ») de cendres et lapillis purement basaltiques, parfois de cendres et lapillis phréatomagmatiques riches en xénoclastes, ou de l'alternance des deux. Ces tufs peuvent ne représenter que le prolongement périphérique des cônes stromboliens ou des anneaux pyroclastiques de maars visibles à l'affleurement. Ailleurs, ils constituent des horizons sous-basaltiques ou intercoulées d'extension importante, où peuvent se superposer sur quelques décimètres d'épaisseur des produits d'éruptions multiples mais d'origine indéterminable, éventuellement séparés par des paléosols ou des lits remaniés.

En raison de l'argilisation, ces pyroclastites distales sont souvent indiscernables des scories de progression marquant la base et surtout le sommet des coulées qui les encadrent. Les tufs les plus fins revêtent une teinte rouge vif et une consistance de brique (« horizon rouge compact ») lorsqu'un thermométamorphisme par la coulée sus-jacente a suivi une

phase d'argilisation. Sur les versants, les horizons rouges inter-coulées sont fréquemment jalonnés par une série de petites sources, la circulation de l'eau s'effectuant dans les fissures de la coulée surincombante.

## Dépôts sédimentaires

**m<sub>5Q</sub>. Dépôts et cailloutis présumés miocènes (et R<sub>m5Q</sub> faciès résiduels).** Il s'agit de cailloutis résiduels généralement presque uniquement composés de quartz, sans matrice, et sans stratigraphie développée en association avec ces cailloutis. Ils sont généralement à la surface des roches du socle régional, au-dessus des arènes. Comme ces cailloutis ne sont pas accompagnés de faciès fins analogues à ceux de l'Oligocène, que les quartz ont parfois une patine miel absente des autres quartz, que ces matériaux ne semblent pas très anciens mais sont clairement différents des systèmes alluviaux plus récents.

Un âge miocène est proposé par construction : antérieurs et déconnectés du réseau actuel des vallées probablement initié au Pliocène, et postérieurs aux bassins « oligocènes ». La plus grande prudence s'impose quant à l'âge de ces cailloutis, le Miocène constituant vraisemblablement une borne supérieure pour les plus récents d'entre eux.

On a listé ci-dessous les points d'observation de ces cailloutis sur la feuille d'Entraygues-sur-Truyère, cet inventaire donnant quelques marqueurs de paléosurfaces.

– Foulatous (alias Moulin de Chambon), un chemin creux recoupe de véritables dépôts, d'un type observé nulle part ailleurs. Le chemin, orienté NW-SE, paraît recouper transversalement un paléochenal, donnant une coupe en biseau. Du Nord-Ouest au Sud-Est, sur 80 m, l'épaisseur des dépôts passe de plus de 1,5 m à 0. Le remplissage est mal classé, surtout sableux à éléments d'arène, avec des couches à cailloutis de quartz, peu ou pas émoussé, et des cailloux ou plaquettes d'une roche microgrenue locale, très résistante. Les dépôts supérieurs sont plus limoneux, roux. Vers le Sud-Est, la coupe se réduit et évolue, les cailloutis disparaissent et on passe à un sable grossier (arénique) prenant au sommet une teinte brique. Plus loin, vers le Sud-Est, des fantômes de « porphyres » apparaissent, de plus en plus nets. Au sol du chemin, 7 m après la fin du talus, un matériau grenu fragile comporte quelques nodules rouges. Plus loin enfin, le socle affleure : granitoïde fin sombre microgrenu, puis granite porphyroïde.

– Le gisement de la « Route de Souls » d'Y. Boisse de Black doit se situer au Gabriel (cote 767 sur la D34) sur une zone sommitale formant plateau. Le contexte est granitique avec abondance de quartz utilisés en blocs parfois métriques. Dans ce cas le granite est souvent altéré

(hydrothermalisé ?), sans résistance. Au sommet, les champs montrent un sable arénique ou une arène limoneuse ; des débris granitiques apparaissent en descendant le versant. Tout le secteur montre des cailloux de quartz épars, fréquemment jaunis, à peine émoussés en général. Ceci évoque un témoin de paléosurface. Des cailloux de quartz ont dû se retrouver en position de pavage de « reg » pendant de longues périodes, expliquant l'émoussé et la patine beige-roux jaunâtre de certains d'entre eux (éluvions sans sédiment).

– Sur la carte géologique à 1/80 000 Figeac 2<sup>e</sup> édition (1936), Y. Boisse de Black signale un placage d'Oligocène à l'Ermitage et à Fontmaure (Sud-Est d'Authun). À l'Ermitage, le témoin est douteux : au Sud de la colline (Puech des Cazelles au Nord de la ferme), quelques cailloutis de quartz blanc ou beiges (un peu émoussés), dans un limon arénique. À Fontmaure, les dépôts sont plus substantiels, mais néanmoins très minces : au Nord du croisement coté 834 m, un simple sillon dans le sol « sédimentaire » a mis au jour une arène évoluée beige, non déformée, pas très friable. Au sol, on voit un petit cailloutis de quartz relativement dense, blanc à plus ou moins beige-roux, à tendance ocre, rougeâtre, exceptionnellement rouge foncé. Les grains sont parfois émoussés et quelques éléments proviennent de granite fin. Noté aussi un quartz blanc de 20 cm, plus ou moins roulé. Cet épandage plus évolué et moins résiduel matérialise aussi un témoin de paléosurface, en position de plateau (altitude voisine des cailloutis de plateau au Nord de la Gardelle et de la dépression des Galens).

– À l'Est du Pouget (actuellement réservoir de Montézic, à variations rapides de niveau) selon Figeac 2<sup>e</sup> édition (Y. Boisse de Black), ces dépôts occuperaient la superficie du lac. Ils existeraient aussi au Sud-Ouest de Saint-Gervais. Dans cette dernière zone, rien de tel n'a été vu malgré les fossés réentaillés, sinon des arènes souvent déstructurées, parfois limoneuses, et jamais de cailloutis (*s.s.*). C'est bien plus haut, vers 10-15 m au-dessus du niveau maximum du lac (théoriquement + 703 m selon EDF) soit vers + 713 m - 718 m NGF environ, qu'une micro-falaise signale un dépôt modeste de quelques décimètres de cailloutis, aux éléments plus ou moins usés, sans doute quartzeux pour l'essentiel, et qui reposent sur un granite clair très arénisé. Ce cailloutis existe peut-être aussi au Puech de la Bessade, ensellement qui se situe vers 825 m d'altitude NGF, à 25 m au-dessus de l'Argence. L'interprétation est incertaine : terrasse alluviale très ancienne de l'Argence, ou sédiments plus anciens (oligocènes) sans connection directe avec le réseau fluvial actuel.

**m<sub>5</sub>F. Alluvions sous-basaltiques miocènes.** Dans tous les cas, il s'agit d'alluvions piégées et préservées sous les coulées de basaltes d'âge miocène. Leur nature est le plus souvent un mélange de galets ou cailloutis émoussés de quartz dans une matrice sablo-argileuse, les variantes étant la

granulométrie de détail, et la présence éventuelle d'autres lithologiques (micaschistes, gneiss...). Il en a été trouvé au Sud de Mayrinhac (Nord-Est de Lacroix-Barrez). Ces alluvions sont trop peu visibles pour permettre d'identifier une quelconque relation avec les vallées actuelles. Située entre un chapeau de projections volcaniques d'âge miocène et une coulée de même âge, leur âge est Miocène.

**m5L. Dépôt lacustre en comblement de maar, Miocène.** Il s'agit d'un remplissage de maar, à 4 km environ au Nord-Ouest de Laguiole, le long de la RD138, juste au Sud du lieu-dit « Auriac ». L'aspect circulaire de ce remplissage, dans ce contexte du volcanisme de l'Aubrac, détermine cette attribution à un remplissage lacustre. En surface, ce sont des sables argileux sans particularité aisément identifiable. En profondeur (sondage n° 08368X0008), 68 m d'alternance de silts, sables ou grès et argiles constituent un remplissage déposé au-dessus de 42 m de brèches basaltiques qui correspondent vraisemblablement aux suites immédiates à la mise en place de ce maar. Ce forage continue ensuite dans le granite (faciès variables : porphyroïdes, leucogranites à tourmaline...) entre 110, 30 m et 194 m (fin du forage). L'organisation en fines séquences sédimentaires, la très faible maturation des sédiments (nombreux quartz anguleux), et l'absence de faciès exogènes signalant des sédiments transportés sur de plus grandes distances sont autant d'éléments qui confortent le diagnostic d'un remplissage de maar.

Le volcanisme associé étant d'âge miocène, et une émission basaltique d'âge pliocène recoupant ce remplissage, il semble logique de proposer un âge miocène. Le dépôt est intermédiaire entre ces deux épisodes volcaniques, et il a dû se mettre en place très rapidement, à échelle géologique, dès l'arrêt du fonctionnement du maar.

**p1. Alluvions sous-basaltiques pliocènes.** Dans tous les cas, il s'agit d'alluvions piégées et préservées sous les coulées de basaltes d'âge pliocène. Leur nature est le plus souvent un mélange de galets ou cailloutis émoussés de quartz dans une matrice sablo-argileuse, les variantes étant la granulométrie de détail, et la présence éventuelle d'autres lithologiques (micaschistes, gneiss...) malgré la très petite taille de certains affleurements. Ces alluvions ont surtout été vues en association avec les volcans occidentaux récents, en Viadène, près de Lacroix-Barrez. Leur aspect non induré, peu rubéfié et peu argilisé et leur chapeau volcanique d'âge pliocène incitent à proposer un âge pliocène *a priori*. Cela n'exclut pas la possibilité que ces alluvions soient plus anciennes (Miocène ou antérieur).

*FORMATIONS VOLCANIQUES NÉOGÈNES (ET SÉDIMENTS ASSOCIÉS) VOLCANISME MIO-PLIOCÈNE DU CANTAL (ET ALLUVIONS ASSOCIÉES)*

**Basaltes pliocènes « supra-cantaliens » 5,5 à 4 Ma ( $\rho\beta$ )**

Les formations volcaniques du secteur de Lacroix-Barrez correspondent à la limite méridionale du stratovolcan du Cantal.

Le Cantal est un stratovolcan alcalin intraplaque continental de près de 70 km de diamètre. Il s'est édifié pour l'essentiel entre 13 et 3 Ma. Sa morphologie est relativement symétrique, avec un ensemble de vallées profondes qui rayonnent à partir de son centre. Les dépôts de pente fossiles (avalanches de débris, coulées de débris) sont très développés et forment un important piémont d'accumulation qui entoure l'édifice volcanique central (cf. Notice de la carte géologique 1/50 000 Murat ; Nehlig, 2001).

L'édifice est principalement de composition trachyandésitique. Mais on y trouve aussi des basaltes et quelques produits très différenciés (trachytes, rhyolites, phonolites). Enfin, l'essentiel de ces produits trachyandésitiques est de nature bréchique. Dans cet ensemble de formations bréchiques, les brèches pyroclastiques sont à distinguer des brèches d'avalanche de débris : les premières sont les dépôts issus de périodes de construction (dépôts de nuées ardentes évoluant latéralement en dépôts de lahar,...), les secondes sont issues de la déstabilisation massive d'un flanc de volcan.

On distingue plusieurs périodes dans l'activité volcanique :

- les premières éruptions basaltiques (13 à 8,5 Ma) : un volcanisme basaltique et basanitique précurseur est connu seulement dans les talwegs et les bas de versants des vallées périphériques ainsi qu'aux marges du massif. Il s'agit d'édifices dispersés, très érodés, comportant quelques coulées parfois associées à des projections stromboliennes ou phréatomagmatiques. Ils sont actuellement en grande partie masqués par les produits plus récents du piémont volcanoclastique ;
- le volcan trachyandésitique (8,5 à 7,5 Ma) : le stratovolcan trachyandésitique s'est édifié entre 10 et 6,5 Ma ; la phase paroxysmique de ce volcanisme se situe entre 8,5 et 7,5 Ma et correspond à la mise en place de laves, brèches et formations cendro-ponceuses de composition trachyandésitique, trachytique et rhyolitique. Ces formations n'affleurent qu'au cœur du cône du stratovolcan du Cantal (24 km de diamètre, à comparer aux 70 km de l'ensemble de l'édifice) et arment les massifs de l'Elancèze et le Plomb du Cantal. À la fin de cette période, se mettent en place des dômes phonolitiques (entre 7,5 et 5,5 Ma) selon un axe globalement SSE-NNW ;



– les avalanches de débris (voir p. 77) et les remaniements associés (aux alentours de 7 Ma) : l'édification du stratovolcan s'accompagne de plusieurs glissements gravitaires ou avalanches de débris, vers 7 Ma. Ces formations bréchiques affleurent largement en périphérie de l'édifice ainsi que dans les vallées qui l'entaillent ;

– l'enneolement basaltique (7 à 3 Ma) : les vastes plateaux basaltiques triangulaires (planèzes), qui chapeautent la moitié de la superficie du massif, se sont mis en place entre 7 et 3 Ma. Cette activité n'est représentée dans la zone centrale que par de nombreuses intrusions filoniennes. La carapace basaltique, presque absente dans le quart sud-ouest, peut atteindre très localement 250 m d'épaisseur à la faveur de paléomorphologies encaissées fossilisées. Les centres éruptifs, ponctuels ou linéaires, sont très nombreux et disséminés sur toute la surface des planèzes ;

– l'érosion glaciaire et postglaciaire de l'édifice volcanique : l'édification du massif volcanique s'est pour l'essentiel terminée autour de 4,5 Ma, les retouches ultérieures étant minimales. Deux millions d'années d'érosion fluvio-torrentielle sous climat tempéré ont précédé les premiers refroidissements plio-quadernaires et l'enchaînement répété des cycles glaciaire-interglaciaire. L'essentiel de la morphologie actuelle, avec ses larges vallées rayonnantes en berceau ou en auge, est l'héritage de la dernière glaciation, déjà très remodelé depuis 10 000 ans par les agents tardi- et postglaciaires. Mais les grands traits du paysage étaient déjà acquis lors des épanchements basaltiques terminaux par le jeu des grandes phases de déstabilisation qui avaient démolé le stratovolcan préexistant.

La carte géologique d'Entraigues-sur-Truyère permet d'observer les dépôts distaux de l'avalanche de débris du Sud du Cantal ainsi que quelques rares coulées basaltiques, basanitiques et trachybasaltiques supracantalienne orientées principalement NNE-SSW.

**Av. Avalanches de débris.** Au Sud de Mur de Barrez, de Brommat et de Thérondeles (carte Vic-sur-Cère), des brèches surmontent le socle, les terrains oligocènes et les **alluvions infra-avalanche** (m5F) sur plus de 80 m d'épaisseur. La puissance de ces formations bréchiques diminue vers le Sud. Dans le secteur de Lacroix Barrez, on se trouve en présence d'une brèche non stratifiée, hétérolithologique, remarquable par la taille des éléments inclus, fréquemment décamétriques. La matrice, de teinte gris jaunâtre à brunâtre, d'aspect boueux, est riche en cendres fines et contient de petites ponces à biotite (localement abondantes). Cette matrice est généralement assez tenace, et ces faciès bien consolidés peuvent former d'importantes falaises ruiniformes, voire des éperons rocheux.

Les éléments de taille inframétrique à plurimétrique sont essentiellement des trachy-andésites variées, et accessoirement des blocs de basalte, de

socle granitique ou gneissique, des paquets de tuf ponceux gris et cendres claires argilisées ou de lapilli et scories basaltiques avec bombes en fuseau ou encore des paquets de sédiments variés : argiles jaunes et graviers quartzeux (Miocène ?), ou argiles vertes et calcaires argileux blancs (Oligocène).

Les éléments repris aux formations sous-jacentes à la brèche (granite, gneiss, sédiments, basaltes anciens, formations cendro-ponceuses) sont essentiellement rassemblés vers la base, dans une tranche de quelques dizaines de mètres de puissance ; la lithologie de cette semelle peut donc changer rapidement en fonction du substratum.

Il importe particulièrement de souligner la présence de l'association [argiles vertes + marno-calcaires blancs + calcaires crayeux à gastéropodes lacustres] au sein des brèches de la vallée de l'Épie caractéristiques du Stampien supérieur du bassin d'Aurillac et de l'Ouest du Cantal.

**Panneaux transportés** : Les éléments d'ordre décamétrique sont représentés par des mégablocs de **trachy-andésite** ( $\tau\alpha$ ), de rares panneaux de nuées ardentes latitiques, et essentiellement par des panneaux de brèche trachy-andésitique ( $\beta\alpha$ ) monogénique à faciès de coulées autobréchifiées. Certains panneaux et blocs présentent des figures internes de déformation cassante. La structure originelle de nombre d'entre eux est toutefois pour l'essentiel conservée (dépôts de nuées ardentes péleennes à consistance meuble, grosses poches de sédiments argilo-calcaires stratifiés, **argiles rouges** (g1), coulées autobréchifiées à zonation planaire). Ces caractères sont typiques des dépôts d'avalanches de débris engendrées par de volumineux glissements en masse lors des éruptions de type « Saint Helens ». La température de mise en place a été assez basse pour que les cendres ou les argiles emballées ne soient jamais recuites, rubéfiées, indurées ou recristallisées.

**Interprétation.** Les terrains cartographiés ici sous la seule mention **Av** sont l'équivalent des formations distinguées sous les notations Tbr (« brèche inférieure ») et TV1 (« brèche supérieure non stratifiée ») sur la moitié est de la feuille Vic-sur-Cère, où la très grande majorité des trachy-andésites figurées sous forme d'intrusions multiples (dykes, sills, necks) représentent à nos yeux des mégablocs déplacés. Aucune coupure ne peut être effectuée au sein de cet ensemble, que l'on peut comparer à un olistostrome.

**Chronologie.** Cette avalanche de débris ne correspond à aucun événement éruptif majeur actuellement reconnu dans le centre du massif. Mais l'âge de leur épanchement peut être cerné dans une fourchette assez étroite. Le dépôt repose au Sud de la Truyère sur une coulée basaltique datée à 7,1 Ma (base du plateau d'Espinasse). Des valeurs comparables ont été trouvées pour divers basaltes infra-lahariques sud-cantaliens, sur les

feuilles Aurillac (Puy-Courny : 7,3 Ma), Vic-sur-Cère (Saint-Étienne-de-Carlat : 7,4 Ma), et Entraygues-sur-Truyère (Bars : 7,2 Ma).

**Paléogéographie.** Le large étalement des dépôts d'avalanche de débris -qui représentent un volume énorme- traduit l'enneigement total d'une topographie peu accidentée, où aucune vallée importante n'était à même de les canaliser. La débâcle a été arrêtée vers le Sud par la large vallée de la paléo-Truyère, qui constituait depuis le début du volcanisme le collecteur général -probablement subsident-, aussi bien des coulées basaltiques que des décharges détritiques. Plus que toute autre formation, les limites extrêmes atteintes par les lahars sud-cantaliens permettent de localiser cet ancien cours de la Truyère, décalé vers le Sud par rapport à l'actuel, depuis Espinasse (feuille Chaudes-Aigues) jusqu'aux environs de Lacroix-Barrez (feuille Entraygues-sur-Truyère).

### **Pétrographie des trachy-andésites contenues dans les dépôts d'avalanche de débris**

Ces laves apparaissant toujours sous forme de blocs et panneaux transportés, et jamais sous forme de coulées ou pyroclastites autochtones, il n'en a pas été effectué d'étude chimique ou minéralogique systématique. On peut y observer la plupart des variétés connues et décrites ailleurs sur l'ensemble du massif cantalien. Massives ou vésiculées, mésocrates à leucocrates, ces laves se caractérisent par leur structure le plus souvent très porphyrique : sur une pâte d'un gris plus ou moins sombre se détachent d'abondants phénocristaux blancs aplatis de plagioclase (An30-50), et en quantité variable des prismes de pyroxène et des baguettes de hornblende. Il peut s'y adjoindre quelques lamelles de biotite, et plus rarement quelques grains d'olivine. Il apparaît au microscope que l'augite (généralement de teinte verdâtre) coexiste fréquemment avec un faible contingent d'hypersthène. Dans quelques cas, l'orthopyroxène peut devenir aussi abondant que le clinopyroxène, voire prédominer, ce qui s'accompagne le plus souvent de la rareté ou l'absence totale des autres ferromagnésiens. La pâte est toujours de type trachytique, et constituée par un tissu fin de microlites feldspathiques.

Les trachy-andésites autobréchifiées (« brèche trachyandésitique pyroclastique »), généralement de teinte rouille ou rougeâtre, ne diffèrent des précédentes que par la plus grande fréquence de l'orthopyroxène, et surtout par leur texture systématiquement vésiculée, leur matrice très fine ou partiellement vitreuse, et généralement obscurcie ou opacifiée par une poussière de minéraux opaques.

<sup>P</sup>ø<sup>7</sup>. **Basanite doléritique.** Ces laves s'organisent suivant une coulée orientée NE-SW et centrée sur le village de la Fraysse.

### Qu'est ce qu'une avalanche de débris ?

Les avalanches de débris ont une origine gravitaire, comme tout mouvement de terrain, et se déclenchent le long d'un plan de glissement avant de se désagréger en particules individuelles de taille pluri-hectométrique à infra-millimétrique, les particules les plus fines constituant la matrice des plus grosses. L'ensemble s'écoule comme un fluide et peut atteindre des vitesses de plus de 100 m/s. La première avalanche de débris observée de visu et étudiée en détail fut celle du secteur nord du Mont Saint Helens, le 18 mai 1980. Depuis lors, des dépôts d'avalanches de débris ont été décrits sur la quasi-totalité des édifices volcaniques, tant terrestres que sous-marins : Nevado del Ruiz en 1595 et 1845 (Colombie), Bandaï-San en 1888 (Japon), Unzen en 1792 (Japon), Bezymianny en 1956 et Shiveluch en 1964 (Kamchatka, URSS) ou Ontake en 1984 (Japon).

Il s'agit d'un événement à probabilité faible à l'échelle de la vie humaine, mais commun dans l'évolution des volcans composites. En fait, lorsque l'activité volcanique est soutenue et longue, les pentes de l'édifice volcanique augmentent par croissance externe (coulées de laves sur des dépôts pyroclastiques meubles) et interne (intrusions, dômes,...), deviennent instables et se déstabilisent sous leur propre poids, soit à l'occasion d'une crise sismique ou d'une éruption volcanique, soit sans signe avant-coureur. Ces événements peuvent aussi se déclencher par fragilisation du cœur de l'édifice par altération hydrothermale.

Les avalanches de débris volcaniques débutent généralement le long d'un plan très incliné, en retrait du sommet, qui s'enfonce profondément au cœur de l'édifice volcanique fréquemment propylitisé et de nature pyroclastique. Des explosions volcaniques, associées aux dépressurisations des intrusions volcaniques acides, peuvent ajouter de l'énergie cinétique et favoriser l'éclatement de la masse rocheuse (Mont Saint Helens, par exemple).

Les chiffres suivants attestent du caractère gigantesque des avalanches de débris. En effet, les volumes mis en jeu sont de l'ordre du  $\text{km}^3$  (jusqu'à  $45 \text{ km}^3$ , pour celle du Mont Shasta dans le Nord de la Californie), les surfaces sont recouvertes quasi instantanément sur des centaines, voire des milliers de  $\text{km}^2$  (70 km de distance pour une avalanche de débris du Colima, au Mexique), à des vitesses atteignant 150 m/s.

$\beta^7$ . **Basanite microlitique-porphyrique.** Ces laves peu présentes à l'Ouest de la feuille sont par contre bien représentées à proximité de Sainte-Geneviève-sur-Argence où elles forment des coulées orientées NW-SE. Ces laves sont texturalement proches de leur équivalent aubracien.

$\beta^1$ . **Basalte alcalin doléritique.** Cette formation s'organise suivant des coulées orientées NE-SW. La principale coulée est centrée sur le village de Lacroix-Barrez dans le quart nord-ouest de la feuille. Sur Entraygues-sur-Truyère, ce faciès est le plus répandu des formations volcaniques cantaliennes. Ces laves se distinguent des basaltes alcalins porphyriques par une texture doléritique marquée.

$P_{\rho}\beta^1$ . **Basalte alcalin porphyrique.** Cette formation s'organise en une coulée orientée NE-SW au Sud de la Fraysse. Texturalement, cette lave est identique à son équivalent aubracien. Le DI de ces laves est compris entre 27 et 30.

$P_{\tau}\beta^2$ . **Trachybasalte potassique, microporphyrique.** Seule une occurrence de cette formation a été décrite en limite avec la feuille Vic-sur-Cère près du lieu-dit Casornhes.

Cette lave est semblable texturalement aux laves aubraciennes du même type. Le DI de cette lave est cependant plus bas (DI = 29-36) que ceux des trachybasaltes potassiques aubraciens (DI = 39).

### *FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES*

Lors de la cartographie sur le terrain, M. Turland a utilisé l'inventaire d'Y. Boisse de Black (1933) : « Les anciennes surfaces topographiques » (p. 203 à 221), pour la recherche des placages signalés alors. Certains n'existent pas à l'endroit indiqué tandis que d'autres sont résiduels. D'une façon générale, ces cailloutis sont bien moins développés que sur les documents de base disponibles avant la présente édition (carte géologique à 1/80 000 Figeac 2<sup>e</sup> édition, 1936, placages figurés par Y. Boisse de Black)

**H1. Dépôts de glacis, type La Gardelle (Cénozoïque).** L'alvéole des Galens, forme une dépression sub-circulaire d'environ 1,5 km de diamètre autour de la Gardelle (Ouest de Soulages-Bonneval, Sud-Est de la carte, à l'amont du lac du barrage des Galens), vers 840 à 860 m d'altitude. Ouverte dans des granites souvent très altérés, cette cuvette est partiellement envahie par des coulées basaltiques venant du Sud-Est. Pour sa profondeur, difficile à définir, on peut admettre 25 m et plus. La partie occidentale est exempte de basaltes et le socle granitique présente, surtout au flanc nord-ouest, une arénisation parfois argilisante et un cailloutis lâche quartzeux ou leucogranitique à patine beige à bruni, associé à des sables quartzeux. Par contre, au fond de la cuvette, en bordure du lac, le granite est peu altéré, grossier porphyroïde à passées de leucogranite plus fin. Cette « côte » découpée est adossée à un talus granitique d'environ 5 m, en haut duquel débute un vaste replat (600 × 200 m). C'est une lande localement humide, avec quelques îlots boisés. Cette surface est bosselée de cuvettes peu profondes (moins d'1 m en l'état actuel), de quelques mètres de diamètre, vestiges d'extractions superficielles dont les moins cicatrisées (cailloutis encore visibles) se situent au Sud (Denin-Anzin, renseignement oral).

**Le socle altéré.** À la Gardelle, un chantier d'adduction d'eau pour desservir le château a mis au jour un « sable pur, blanchâtre », cohérent

(selon M. Veyre, propriétaire). Ce niveau a été vu aussi dans la cave du château, seul lieu où, sous le parement, le matériau n'est pas de nature basaltique. Les restes encore visibles de ce niveau montraient un matériau blanchâtre, à traînées ocre ou verdâtres, en mottes cohérentes, micacé, qui suggère à la cassure un granite grossier, argilisé et peut être hydrothermalisé, à structure déformée, orientée, paraissant étirée. Un faciès analogue a été vu ponctuellement 200 m à l'Ouest du château.

**Dépôts.** Des sédiments incontestables existent aussi dans cette cuvette des Galens. Ils n'ont été observés que très localement, en deux points, dans des fossés peu profonds vers le Sud-Est de la cuvette aux environs d'Ambert. Ils se situent au bas d'un glacis (RD 42, Bois de Bouët). D'Ouest en Est, en descendant, le talus de la route montre le granite porphyroïde, puis apparaît brutalement un gros cailloutis de quartz qui surmonte, suivant une surface irrégulière, une formation homogène brun-ocre, grossièrement sableuse, silteuse, qui évoque une altérite *in situ*, déjà très évoluée, d'un granite grossier mais dépourvu de mégacristaux. Le cailloutis de quartz reste omniprésent jusqu'aux Quatre-Routes, les fragments étant peu ou pas émoussés, blanchâtres et sans patine notable. Cette superposition se retrouve par endroits jusqu'au bas du versant où l'on ne reconnaît plus d'altérite. L'abondance de quartz paraît liée à la zone du contact intrusif du granite de la Margeride dans les micaschistes tout proches. Ce cailloutis alimente probablement une grande partie de ceux de la cuvette des Galens sauf ceux situés au NNE de la Gardelle, qui sont de faciès filonien (boxworks).

Pour le dépôt fin sous le cailloutis, sous la partie supérieure contaminée de petits éléments basaltiques, on trouve un matériau fin silto-argileux gris-bleu clair, enchâssant quelques cailloutis émoussés épars de quelques centimètres, de nature quartzreuse, à surface plus ou moins rougeâtre. Le niveau est plastique, gris-bleu métallique, pauvre en cailloux, et finement micacé. Aucune stratification n'a été notée dans ces dépôts.

Dans le chantier du Château, A. de Goër a observé une formation meuble, argileuse à « graviers » ou « éclats » de quartz, avec des mottes de matériel fin homogène vert bleuâtre à ocre clair, peut-être d'origine sédimentaire.

On complètera cette description par quelques points complémentaires. Il semble que la dépression des Galens se prolonge vers le Sud-Est suivant la vallée du Maganiou, vers le Bousquet. Au voisinage du pont de la RD70, des terrains basaltiques atteignent le fond de la vallée. Ce n'est plus le cas en amont où une accumulation de petits blocs (10-30 cm) de quartz blanc (filonien probable) un peu émoussés, non patinés, a pu être observée au bas du flanc gauche de la vallée. Sous les minces alluvions sablo-limoneuses du fond plat de la vallée du Maganiou, quelques points montrent la présence

d'argile sableuse micacée ocre à grise ou de sable argileux gris. On a pu aussi examiner, en flanc droit, près d'un « tumulus » (?), la présence d'un sable grossier argileux micacé ocre.

Enfin, au NNW de la cuvette des Galens, il existe un cailloutis de plateau, visible dans les champs d'un replat, vers 860-870 m. On y voit un placage irrégulier de sable grossier à graviers et/ou petits cailloutis de quartz sans rapport clair avec la dépression.

**Âge.** L'attribution stratigraphique est incertaine. Ce faciès diffère de celui des dépôts oligocènes habituels sans qu'il soit possible de proposer pour cet ensemble un âge précis : anté-Oligocène comme post-Oligocène. Les différences de faciès s'expliquent peut-être par un âge miocène et non oligocène, mais peuvent aussi être dues à une zone d'alimentation différente en particulier celle des micaschistes phylliteux de la série du Lot. Un âge oligocène n'est pas totalement à exclure. L'association paléotopographie, altérites et quartz redéposés, n'évoque pas le Pléistocène.

Données ponctuelles non cartographiées : il s'agit d'observations trop ponctuelles pour être cartographiables à 1/50 000 mais qui précisent ce qui a pu être examiné par rapport aux données publiées par Y. Boisse de Black.

Dans cette catégorie d'épandage anciens, on signalera aussi un dépôt de taille limitée, résiduel, situé à Foulatous (ou Moulin de Cambon) au Sud-Est de Montézic. Il était visible à l'occasion du terrassement d'un chemin au Nord-Est de l'ancien moulin. On pouvait y voir des sables d'arène micacés, un cailloutis de quartz blanc à peine émoussés, se mêlant vers le haut à des plaquettes résistantes d'une roche microgrenue (origine locale ?) et couvert d'un sable roux (pédogénèse récente ?). Ce dépôt ne présente pas de relation avec la morphologie et n'est pas constitué essentiellement de cailloutis, à la différence des autres témoins. Localement on peut voir des affinités avec des paléosols rouges, tertiaires. La section allongée NW-SE du talus du chemin montre sur une épaisseur décroissante (1,50 m à 0 m) des dépôts de versant évoquant des colluvions plus que des alluvions constituées. Vers le Sud-Est, le dépôt s'amincit et passe à un granite porphyroïde déstructuré de plus en plus rubéfié. Au sol du chemin, localement, l'arène comporte des nodules rouges un peu indurés, presque jointifs. Cette structure en biseau est visible sur une cinquantaine de mètres. L'âge de cet ensemble est aussi incertain, vraisemblablement néogène.

Le site de la « **Route de Souls** » d'Y. Boisse de Black (1933, p. 220), se situe tout près du **Gabrier**, correspondant à une zone culminante très aplanie (Nord de Vezac) a aussi été l'objet d'un réexamen. Depuis Vezac, en descendant du carrefour avec la route départementale 767 vers le Sud-

Est, on observe la succession suivante : terre limoneuse grisâtre à quartz granitique qui montre en descendant quelques quartz épars et petits, parfois jaunis et émoussés. Vers l'Est on retrouve bientôt des débris et cailloux granitiques. Au Sud, vers Venzac, la descente s'accroît avec cailloutis abondant de quartz blanc, petits, subanguleux ; dans une matrice rousse de sable d'arène. Les murets des bords champs comportent des blocs de quartz anguleux, parfois submétriques, près de Gabriel mais ces quartz sont rarement jaunis. Cet examen (M. Turland) semble indiquer qu'il n'y a pas de sédiments, mais une « vieille surface » évoluée sur une zone à filons de quartz et granite hydrothermalisé. Des blocs de quartz ont dû se retrouver en position de pavage (type « reg ») pendant de longues périodes, expliquant l'émoussé et la patine beige-roux jaunâtre de certains d'entre eux. L'âge de cette paléosurface est inconnu (Néogène possible ?).

Au Nord-Est de Saint Juéry-d'Authun, Y. Boisse de Black avait aussi signalé deux ensembles à l'« Ermitage » et à « Fontmaure ». Pour l'Ermitage, il n'a été vu qu'un cailloutis de quartz blanc ou beige et une arène ; les murs alentour montrant de nombreux gros quartz subanguleux abondants, en contexte d'arène leuco-granitique limoneuse et de quartz filonien abondant. À Fontmaure, vers 828 m au Nord-Ouest du lieu-dit, il a été reconnu une arène à biotite mordorée non déformée portant un cailloutis de quartz parfois émoussés, assez dense blanc à beige (dont un quartz roulé de 20 cm). Au Nord de Fontmaure, ce pavage est plus substantiel et étendu. Cet ensemble pourrait matérialiser une paléosurface se raccordant à un vaste replat (Oligocène d'Y. Boisse de Black, 1/80 000 Figeac 2<sup>e</sup> édit.) mais rien n'a été à nouveau reconnu concernant un épandage à galets.

Enfin, aux environs du réservoir EDF de Montezic, Y. Boisse de Black signalait d'importants lambeaux d'Oligocène dans la seconde édition à 1/80 000 de Figeac (1936). À proximité de ce réservoir, près de Saint-Gervais, les fossés récents n'ont montré que des arènes granitiques plus ou moins destructurées, parfois limoneuses, mais jamais de cailloutis. Si le fond du réservoir, ennoyé, n'a pu permettre d'observations, il a été constaté (M. Turland) l'existence d'un cailloutis à l'Est de Monnès, à proximité du réservoir en zone boisée. Ce sont quelques décimètres d'épaisseur de cailloutis de taille centimétrique, plus ou moins usés (quartzueux ?) reposant sur un granite clair très arénisé. Il se situe approximativement vers 707 m d'altitude.

**H2. Complexe de formations superficielles en position de plateau (Laguiole).** Il s'agit d'un ensemble de cailloutis à matrice argilo-sableuse plus ou moins importante, très mal connus et qui couvrent partiellement des replats sur l'agglomération de Laguiole. Ce sont des assises de très faible épaisseur dans leur état actuel. L'urbanisation de cette petite ville ne permet plus de voir ces éléments, sauf à la faveur de travaux



ponctuels. Regroupés sous ce terme de complexe, ces dépôts sont postérieurs au volcanisme miocène. En partie au moins postérieurs aux ensembles volcaniques, ils se sont probablement mis en place au Plio-Pléistocène, sans plus de précision, leur mise en place pouvant être polyphasée.

**Fu2. Dépôts plio-quadernaires des Encizes (WNW d'Huparlac).**

Non figuré sur la carte. On trouve des témoins d'alluvions anciennes jusqu'à une hauteur de 93 m au-dessus du confluent. Six niveaux successifs semblent avoir été perçus par M. Turland, qui remontent un peu la vallée du Goul mais pas celle de la Truyère, si ce n'est sous la forme de replats sans alluvions. Certaines terrasses alluviales sont surmontées de colluvions fines formant glacis.

Les gisements cités par Y. Boisse de Black qui ne sont pas signalés dans les paragraphes sur les alluvions qui suivent, n'ont pas été retrouvés.

Il existe un net replat au Sud-Ouest du hameau d'Huparlac (signalé par Y. Boisse de Black, 1933, p. 254-255), vers + 805 - 815, recoupé en particulier, à l'Ouest, par le talus de la route du Barthas, vers 805 m. Au Sud-Est, le talus recoupe franchement ces formations superficielles sur 1 m au plus et le passage latéral plus ou moins progressif par arénisation au granite porphyroïde sous-jacent. Ce granite arénisé passe à une formation limoneuse avec, plus haut, des passages leucogranitiques mieux conservés. Puis viennent les formations limoneuses à cailloutis (quartz + leucogranites ?) avec des cailloux de basalte altéré et, un peu plus haut, une roche très altérée et gravillonnaire, remontant jusqu'au sol, à contours flous dans la formation limoneuse (nature basaltique possible). Cet ensemble pourrait représenter un stade très altéré d'alluvions (arènes « lavées » et résédimentées). Ailleurs, le talus ne montre que quelques indices d'un cailloutis plutôt petit avec rares éléments basaltiques.

Un replat existe aussi à l'Est de la Marconie (+ 810 - 815), à 500 m environ au Nord-Est de Saint-Symphorien, qui pourrait aussi appartenir à la traînée d'« alluvions anciennes » d'Y. Boisse de Black (1936, 1951). Ce replat est dépourvu d'affleurement et seuls de maigres indices de limons à petits cailloutis ont été observés.

**RFu. Replat ancien résiduel sur granite ; niveau > 60 m.** Ce replat est en rive gauche de la Truyère, au lieu-dit « Banhars », à environ 3 km au Nord d'Entraygues-sur-Truyère (vers + 80 à 85 m au-dessus de la Truyère) qui avait été vu avec d'autres replats par Y. Boisse de Black, 1939 (p. 254) sur un granite arénisé non remanié. Ce replat est visiblement hérité d'un dépôt d'alluvions aujourd'hui érodées. La couverture végétale ne permet pas de certifier qu'il ne reste plus de quartz émoussé dans la zone. Ce replat

est à rattacher au même ensemble de stade d'enfoncement des vallées du système actuel, relativement précoce, sans qu'il soit possible d'en préciser l'âge exact (Pléistocène, Pliocène ?).

**CFu. Glacis ancien ; alluvions remaniées ; niveau > 60 m.** Il s'agit de dépôts de versants dérivés d'alluvions anciennes, sur un large replat en rive droite de la Truyère et du Lot, face à Entraygues-sur-Truyère, constitués de galets épars de roches locales (quartz, micaschistes, schistes durs).

Deux sites particuliers peuvent être mentionnés : on pouvait voir des alluvions indurées, entaillées sur 3 m d'épaisseur par le talus vertical d'un chemin récent montant à l'Est de la chapelle de Saint-Georges (+ 309 à + 312 m), des galets dans une parcelle au Sud de ce chemin (+ 315 à + 318 m) et en haut du « vignoble de M. Avallon » : gros galets imparfaits, abondants, vers + 313 à + 330 m ? (avec remaniements vraisemblables)

Il existerait aussi, vers 52 à 73 m au-dessus du Lot en aval d'Entraygues-sur-Truyère, des alluvions anciennes d'étendue notable dans le secteur du Buis alors qu'elles sont discrètes à Saint-Georges. La base d'un cailloutis est visible tandis qu'un glacis limoneux important domine à l'amont. Les alluvions *s.s.* sont visibles dans des vignes, avec nombreux et gros galets, pas très évolués, surtout de quartz mais parfois leucogranitiques (jusqu'à 20-30 cm ?). Y. Boisse de Black (1933, p. 254) notait des « galets d'andésite provenant du Cantal au calcaire d'Entraigues » ; on y trouve aussi des galets de « basalte » sain, peu patinés.

Associées à ces alluvions anciennes, il existe un « Glacis colluvial » sur 10 à 20 m d'épaisseur, parfois plus, et bien visible en deux points (M. Turland) :

– À Brivadois haut : dans un talus de chemin, un dépôt limoneux roux, cailloutis, quelques galets (quartz) à la base, un peu marmorisé de roux, avec quelques lits de petits cailloux anguleux (puis sans doute plus ou moins épars sur 3 m) était visible. La matrice fine un peu indurée à quartz granitique. À la base de l'affleurement, présence de gros galets variés dans une arène à peine déstructurée ;

– sur la route départementale RD920, face au carrefour vers le Buis, le talus du virage est entaillé dans une masse homogène rousse un peu dure, discrètement marmorisée (subhorizontale) en gris, sans gros éléments (seulement quartz « gros sel ») visible sur 2 m d'épaisseur.

Ces alluvions anciennes, même déplacées à une période plus récente (qui peut être le Pléistocène supérieur comme âge de mise en place des alluvions), sont à rattacher au système des vallées déjà mises en place. On peut l'estimer, en première approche, comme d'âge Pléistocène, sans

pouvoir confirmer cette proposition faute d'argument de datation : il est même difficile de situer ces dépôts plus précisément, la vitesse d'enfoncement des vallées comme les déformations de la région (bulle thermique, champs de contraintes) n'étant pas assez connus pour permettre de dater les stades d'enfoncement des vallées.

**Fv. Alluvions fluviales ; niveau à 40-50 m.** Il s'agit d'alluvions anciennes que l'on trouve en 3 sites sur le cours aval de la Truyère. Deux sont en rive droite, vers 4 km au Nord d'Entraygues-sur-Truyère et le deuxième près de la vallée du Lot, le troisième, en rive gauche est situé en sommet du versant qui surmonte Entraygues-sur-Truyère. Y. Boisse de Black (1933, p. 255) les signalait déjà : à Saint-Georges (petits galets) et surtout à Cassamuols - la Pesse () vers 45-47 au-dessus de la Truyère à laquelle elle se rattache indubitablement : couverture terreuse à gros grains de quartz et galets de quartz presque exclusifs. Se rattachant au même épisode de creusement, on note plusieurs replats sans alluvions dans la vallée du Goul, à Conffignal, Pons, et le plus spectaculaire, à Escalafron.

Ces alluvions résiduelles sont composées de galets de roches locales (quartz, micaschistes, schistes durs). Il est difficile de savoir si les alluvions concentrées sur le site d'Entraygues-sur-Truyère sont originaires du bassin de la Truyère et de ses affluents ou s'il s'agit d'un ancien cours du Lot. L'absence de cartographie des formations superficielles sur Espalion (Rousset *et al.*, 1989) ou sur Maurs (Bogdanoff *et al.*, 1989) ne permet pas de discuter cette question.

**CFv. Dépôts de versant dérivés des alluvions de 40 à 50 m.** Ces dépôts de versants dérivés d'alluvions anciennes ont été identifiés au Sud-Est de la carte, à Entraygues-sur-Truyère, en sommet de versant près de la confluence avec le Lot. Comme les alluvions de ce haut niveau, ces dépôts de versant sont composés de cailloutis de quartz émoussés. Ces alluvions traduisent la réactivation des reliefs régionaux ainsi que les effets du climat au Quaternaire. Ces formations de versant et les alluvions dont elles dérivent, appartiennent à un stade relativement récent de l'enfoncement des vallées, peut-être au cours du Pléistocène moyen. Il est en revanche possible que ces matériaux de versant, d'origine périglaciaire se soient mis en place beaucoup plus récemment que le dépôt du matériau source. Un décalage de plusieurs cycles climatiques allant jusqu'au dernier glaciaire est possible.

**RFw. Replat résiduel sur micaschistes à 20-30 m relatif.** À l'Est de Lapeyruge, sur la vallée du Goul (affluent de la Truyère), un replat associé à des dépôts mal connus a été attribué à cet ensemble d'alluvions auquel on peut le rattacher par l'altitude. Des investigations (sondages) seraient à mener pour qualifier la nature et l'ampleur des quartz roulés et de

fragments de roches qui marquent encore ces alluvions vraisemblablement déposées en contexte périglaciaire au cours du Pléistocène moyen.

Même inconnue, leur épaisseur est certainement très faible. Leur cartographie permet de jalonner ce stade d'enfoncement dans la continuité des dépôts encore préservés un peu en aval.

**Fw. Alluvions fluviales ; niveau à 20-30 m relatif.** Plusieurs lambeaux d'alluvions ont été rattachés à cet ensemble. Il s'agit d'alluvions anciennes du Goul (affluent de la Truyère), à l'WNW de Saint-Hippolyte et près de la confluence de la Truyère et du Lot, à Entraygues-sur-Truyère, en limite sud de la carte et à Saures au Sud du confluent Lot-Truyère où de nombreux petits galets bien usés surmontent le granite (à la cote + 240). Ces alluvions de bas niveaux sont constituées de galets de quartz et de sable. Elles sont d'âge Pléistocène moyen vraisemblable et antérieure à la dernière glaciation (Würm/Weichsel).

On doit signaler les galets de la vallée de l'Argence et de ses affluents (Nord-Est de la feuille). Ce sont généralement des quartz blancs, plus ou moins roulés, dans une matrice sablo-argileuse.

Ils ont été découverts à l'occasion de terrassements à Glandines, vers la base des formations superficielles qui reposent sur les sédiments oligocènes. Une accumulation en déblais frais est constituée de galets plus ou moins parfaits pouvant atteindre 15 cm (5-10 cm en général) de quartz blanc, quelquefois gris, avec par endroits des graviers anguleux de feldspaths, ou lithiques, de 1 à 4 cm. Leur cote d'origine doit se situer vers + 805, soit 35 m environ au-dessus de l'Argence.

Vers le Nord-Ouest, le fossé de la RD900 montre les galets disposés suivant un cordon horizontal, à quelques décimètres sous la terre végétale, tendant à s'effondrer par paquets. Ces galets plus ou moins glissés se situent à 28 m au-dessus de l'Argence, et des galets en place existent visiblement dans le même secteur, sans qu'une coupe ait pu permettre leur observation plus poussée. En descendant le fossé de la RD900 au Sud de la cote 795, après un cailloutis basaltique émoussé, l'entrée d'un caniveau montre un sable grossier à graviers et petits galets de quartz sur 40 cm d'épaisseur (aspect alluvial). Plus loin apparaît le Tertiaire fin, clair, largement dégagé au virage coté 796. Ces cailloutis affleurent à + 800 m, environ 17 m au-dessus de l'Argence.

À flanc de vallée (Argence), en rive droite (300 m ESE de Vigues), en montant suivant un vieux chemin, on observe successivement des affleurements de leucogranite, puis un passage sablo-argileux clair, gris verdâtre (Oligocène probable) surmonté d'une formation à petits galets,

abondants et souvent bien évolués, visibles presque jusqu'aux affleurements basaltiques, formant le plateau. Les dépôts tertiaires sont ici extrêmement réduits (on peut estimer à 5 m l'épaisseur totale des sédiments). Cette formation à galets se situe à + 805 m, environ 30 m plus haut que l'Argence.

Bien plus en amont, entre Niergourg et Plaisance, en rive gauche de la vallée, L. Bouges a assisté vers 1961-1963 à une série de petits sondages (0 à 16 m) pour la recherche d'uranium. Des galets bien évolués ont été remontés en abondance. Les sondages étaient situés sur un replat granitique, un peu plus bas que l'amorce des dépôts tertiaires de Plaisance. Si on estime à + 885 m NGF l'altitude des galets (cote peu précise), ils se situent vers 15 m au-dessus de l'Argence. L'âge Pléistocène proposé est dû à la position du dépôt, en étagement latéral par rapport à la vallée de l'Argence. Mais ce niveau à galets pourrait aussi être Miocène ou faire partie d'un corps alluvial Pliocène.

La position relative de ces lambeaux, si leur attribution à des alluvions dans le système des drains actuels est correcte, correspondrait à des stades d'enfoncement au cours du Pléistocène moyen. Face aux très mauvaises conditions d'affleurement et à la complexité géologique régionale, on ne peut exclure que l'on soit parfois face à des résidus de dépôts beaucoup plus anciens, antérieurs au Pliocène.

**Gy. Dépôts morainiques : Würm.** Il s'agit des matériaux (moraine, till) transportés par les glaciers de la calotte de l'Aubrac et qui ont été laissés sur place lors du dégel, en fin de glaciation, vers - 10 000 ans. On peut dire, très globalement, que ce sont des sables argileux à cailloux non classés, de teinte globale brun à ocre clair. Il s'agit des résultats de l'érosion des langues glaciaires issues de l'Aubrac au cours de la dernière glaciation (Würm = Weichsélien).

À l'image de ce qui est décrit sur la feuille de Nasbinals (de Goër et coll., 1994), il s'agit de dépôts hétérométriques et « hétéroclites », non stratifiés ni classés, et dont la granularité varie en fonction de la nature des roches mères qui ont été érodés par les langues de glace (les basaltes peuvent donner des blocs de taille et de forme variée suivant leur chimie, les micaschistes donneront plus souvent de sables grossiers...). Les fractions fines, avec toujours une proportion de fraction argileuse (« farine glaciaire ») coexistent avec des sables et des blocs de tailles variées, émoussés comme anguleux. La base, lorsqu'elle est visible, peut montrer des faciès plus fluvio-glaciaires (ruissellement sous-glaciaire ou lors de la fonte), ainsi que des faciès très compactés tant par la pression de la glace (« basal till ») que par effet de compactage, suite au fonctionnement d'un pergélisol (« fragipan »).

Sur la carte d'Entraygues-sur-Truyère, ces dépôts (moraines = till) se rencontrent surtout à l'Est de la feuille, sur les abords orientaux de Laguiole et à l'Est de Vitrac-en-Viadène. Si l'Aubrac a été couvert d'une calotte de plus de 200 m (Rousset, 1970 ; Veyret, 1978), la limite est de la présente feuille se situe aux abords occidentaux de la limite d'extension de lobes glaciaires.

**FGy. Alluvions fluvio-glaciaires : Würm.** Il s'agit généralement de sable argileux (« sales ») mal triés, graveleux à éléments grossiers déposés sous la calotte glaciaire de l'Aubrac par des torrents sous-glaciaires. Les dépôts fluvio-glaciaires sont inclus dans la zone d'extension de la calotte de l'Aubrac, dont ils témoignent des limites d'extension ainsi que de la fonte et de la dislocation sur place, en fin de période froide. Il s'agit des restes de kames ou d'eskers et leurs suites aériennes immédiatement au-delà de la calotte d'une part ou de dépôts torrentiels initiés lors de la déglaciation.

On trouve, bien sûr, ces dépôts en relation avec les tills glaciaires dont ils dérivent. La morphologie du dépôt d'une part et/ou le tri des matériaux (lavage des fines notamment) et parfois un émoussé déjà acquis sur les arêtes des cailloux sont des éléments qui permettent de distinguer ces dépôts fluvio-glaciaires du till strict. Localement, ces dépôts peuvent renfermer des blocs volumineux, issus du transport par radeau de glace ou montrer des figures périglaciaires (gel/dégel).

Sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, on les trouve dans la partie orientale de la carte, au débouché de vallées entre deux monts volcaniques, à l'Est immédiat de Laguiole ou à quelques 5 km au Sud-Est de Vitrac-en-Viadène.

Leur âge est Pléistocène supérieur, « Würm » (= Weichsélien, dernière glaciation), les vestiges de glaciations plus anciennes ayant été quasi intégralement érodés par cette dernière. Il n'est pas aisé de définir si ces dépôts sont fonctionnels depuis le début de refroidissement ou ne signalent que la phase terminale de la glaciation et son maximum.

Ces dépôts ne correspondent pas obligatoirement aux rivières actuelles, mais c'est une association fréquente. On les trouve préservés suite à la fonte de glaces résiduelles éparses (kettles) ou au sein de dépressions après découpages des altérites anciennes par l'érosion glaciaire. Il est aussi vraisemblable, pour certains dépôts de cet ensemble, que leur mise en gel (pergélisol), hors calotte de glace, a pu les préserver d'une érosion ultérieure par la glace de calotte encore active.

**LGy. Dépôts limno-glaciaires (Puech de Marcou) : Pléistocène supérieur (Würm).** Cette mention s'appuie sur un critère morphologique

de comblements de dépressions susceptible d'avoir eu une alimentation mixte fluviale et glaciaire, dans un bassin lacustre endoréique. Ce sont des dépôts à matrice fine, présentant une stratification signalant le contexte sédimentaire du matériau mis en place, la dimension endoréique (verrou glaciaire ?) déterminant le milieu lacustre. Ces dépôts se rencontrent sur la bordure orientale de la carte, en continuité avec les dépôts glaciaires très étendus sur la feuille voisine de Nasbinals, sur la ligne de crête de l'Aubrac volcanique qui a connu une calotte glaciaire (Weichsélien).

**Fy. Alluvions fluviales : bas niveau (5-10 m relatif), Pléistocène supérieur probable.** Ce sont des alluvions, dites de « basse terrasse », qui sont assimilées aux dépôts fluviaux de la dernière glaciation (« Würm » ou Weichsélien), éventuellement de celle qui précède. Elles sont constituées de petits galets de quartz, gneiss, micaschistes ou microgranites roulés, de sables et argiles plus ou moins lessivés et organisés en couches litées. Il s'agit de lambeaux en terrasses qui ont principalement été repérés dans les vallées de la Truyère et du Goul, notamment dans la partie concave de certains méandres. Il est vraisemblable que les lacs de barrages qui affectent la vallée de la Truyère occultent une partie de ces lambeaux. Il est aussi possible que, d'une zone à l'autre, ces dépôts n'aient pas été synchrones au cours du dernier épisode glaciaire, ce dernier étant complexe. Il reste acceptable, bien qu'aucune donnée fiable et généralisable sur leur âge ne soit disponible et que l'ensemble de ces dépôts soit hérité de la dernière phase froide. À la même époque, la calotte glaciaire de l'Aubrac détermine la mise en place de dépôts sous-glaciaires (kames et eskers par ex.) ou en bordure de calotte qui constituent l'amont géodynamique de ces alluvions plus en aval.

D'autre part, il a été reconnu un cailloutis, au lieu-dit de la « Chêneraie » (500 m au SSE de Sainte-Geneviève). La route accédant au centre de loisirs de la « Courtoirade » recoupe un mince dépôt au Nord-Ouest de la Courtoirade, situé dans un discret ensellement sur le granite porphyroïde, mais à proximité immédiate de niveaux superposés (mince dépôt oligocène sous les basaltes), à un niveau altimétrique proche de la base de ces dépôts. Sur une trentaine de mètres, le fossé peu profond montre un cailloutis composé surtout de quartz blanc à patine roussâtre, en galets imparfaits de 10 cm maximum, accessoirement d'éléments granitiques, presque bruts ou parfois bien roulés. Il ne semble pas avoir de basaltes dans ce cailloutis, mais il en existe en éclats en sommet de coupe, et en pierres de 10-20 cm latéralement. La matrice, abondante, est une arène silteuse riche en graviers, dont la taille passe progressivement aux cailloutis (les quartz de 2-3 cm sont déjà usés, tandis que les éclats leucogranitiques voisins, de 3-4 cm, ne le sont pratiquement pas).

Faute d'éléments de datation précis, ces alluvions ont été rattachées au lit du ruisseau local, lors de phases froides antérieures à l'Holocène, pendant la dernière glaciation, au Pléistocène supérieur. Rien n'empêcherait toutefois que ces graviers représentent localement des résiduels d'alluvions beaucoup plus anciennes et « sous-basaltiques ».

**GP. Épandages périglaciaires de blocs et cailloutis basaltiques.** Ce sont des dépôts de versant riches en blocs provenant des coulées de laves basaltiques (sens large) avec une matrice plus ou moins importante, pouvant laisser en surface les blocs nus. Ce sont des ensembles d'origine périglaciaire, vraisemblablement acquis dans leur forme actuelle au cours du Tardiglaciaire, à la fin du Pléistocène supérieur (Etlicher et de Goër, 1988 ; de Goër, 1994). L'épaisseur de ces dépôts peut être très variable et dépasser localement plus de 3 m, une valeur moyenne de 2 m étant acceptable. La forme et l'extension dépendent de la nature de la lave qui fournit le matériau (désagrégation en petits ou gros blocs, fourniture de fines ou non), et de la topographie locale. Ces dépôts, auxquels on rattache les « clapiers » (forme de « glacier rocheux » ou de « rivière de pierre ») étudiés en détail dans le Massif central (Valadas, 1984), n'ont pas été spécifiquement revus en pourtour de la calotte de l'Aubrac glaciaire au Pléistocène supérieur. On trouvera ces dépôts dans les parties basaltiques les plus élevées en altitude, soit à l'Est de la feuille, au Sud de Laguiole ou à l'Est de Cassuéjous. Deux langues de ce type encore peu différenciées des tills *s.s.* étaient ainsi visibles (M. Turland) aux Biarses Hautes (Sud de Lacroix-Barrez) près de Sainte-Geneviève (décharge des Cayrots).

**GPQ. Épandages de blocs et cailloutis périglaciaires et cailloutis quartzeux (Pléistocène supérieur ?).** Le long des bords de l'Ondes, ruisseau à 2 km au Sud-Ouest de Graissac, un versant est couvert d'un manteau riche en débris de quartz. Le substrat local doit correspondre à une zone très riche en quartz filonien, l'épandage en surface étant imputable aux effets de la gélifraction associée aux phénomènes de versant (reptation nivale, ruissellement, gélifluxion et cryoturbation). L'épaisseur inconnue de ce manteau est suffisante pour masquer le substrat : il dépasse 1 m dans la zone cartographiée et un site analogue sur la feuille de Nasbinals, située plus à l'Est, donne des épaisseurs qui peuvent atteindre 3 m. Bien que non daté, on peut supposer que la majeure partie de cet ensemble (voire sa totalité) est imputable à la dernière période glaciaire, au Pléistocène supérieur. Cette formation superficielle est classique à proximité des ensembles quartzeux hydrothermaux. La poursuite de la dynamique de surface (ruissellement, effets de la neige) font que de manière très ralentie par rapport à une période glaciaire, les éléments de ce manteau contribuent à nourrir colluvions et alluvions de fond de thalweg.

On trouve aussi des dépôts analogues mais développés aux dépens d'arènes granitiques, comme ceux visibles dans le talus de la route



départementale RD904 en rive droite de la Truyère au Nord-Est de Cassomonds où était visible la variabilité de ces formations de versants (M. Turland) : graize à tendance litée, colluvions banales, cailloutis tendant à une disposition à plat. Plus au Nord, vers la Cabane : colluvions à éboulis anguleux, puis faciès de graize.

**E. Éboulis : Quaternaire.** Ce sont des éboulis localisés en zone de fortes pentes, au pied d'un relief et dont le contenu est plus riche en blocs et cailloux qu'en matrice fine. Ces éboulis apparaissent circonscrits en pied d'édifices à basanites, que ce soit au Nord-Ouest de Crozillac (Sud de la feuille) ou autour de Sainte-Geneviève-sur-Argence. La nature des laves (chimie ou état physique au refroidissement et à l'altération) détermine des dépôts de versant à dominante de blocs. Leur présence est aussi liée aux pentes fortes locales qui existent à proximité d'édifices volcaniques isolés. La plupart de ces éboulis sont colonisés et stabilisés, même si des phénomènes climatiques (cryo-nival par ex.) peuvent localement provoquer des petites remobilisations de blocs ou des lessivages de fines. Mal datés, leur âge est vraisemblablement en majeure partie récent, Pléistocène supérieur et Holocène. Toutefois, ces formes peuvent être plus anciennes et polyphasées. Sur la notice de Nasbinals (de Goër de Herve et coll., 1994), il est évoqué la possibilité que ces éboulis signent les épisodes froids du Tardiglaciaire. On notera que ces éboulis sont préférentiellement identifiés sur la façade ouest des reliefs. Il n'a pas été possible de vérifier cela résultant d'une cause principalement climatique (humidité plus forte sur les versants ouest par exemple) ou bien si cette organisation est due à des effets d'asymétrie en relation avec des paramètres structuraux ?

**Fz. Alluvions fluviales holocènes : 5-10 m relatif.** Le lit des rivières, torrents et ruisseaux n'est pas occupé systématiquement par des alluvions. L'érosion active actuelle (ou « récente »), semble être responsable de cet état de fait. Lorsque les alluvions sont présentes, elles sont constituées par des éléments fins sableux ou argileux mélangés à des galets. Leur granulométrie est plutôt adaptée aux climats de l'Holocène, peu propices aux dépôts grossiers en volumes importants malgré l'importance des pentes. Bien que généralement sans âge clairement daté, ces alluvions sont considérées sur le territoire de la carte, du fait de leur granulométrie plutôt fine et de leur position en fond de vallée, comme mises en place au cours de l'Holocène.

Quelques commentaires, autant géomorphologiques que sédimentologiques, peuvent être proposés à propos de l'hydrographie de la région. Il existe ainsi deux domaines sur la feuille Entraygues :

– à l'Est, le plateau de la Viadène est parcouru de ruisseaux peu encaissés s'écoulant vers l'Ouest, de 900 m d'altitude à 700 m environ ;

– à l'Ouest, c'est par contre un réseau de vallées profondément entaillées en V, en particulier la Truyère et le Goul, et orientés globalement Nord-Sud.

Cette dissymétrie de l'érosion doit traduire un compartimentage de la géologie et de sa dynamique (partie ouest plus anciennement soumise à l'érosion linéaire ?, importance des phénomènes glaciaires et périglaciaires dans le niveau d'évolution et d'érosion de la géomorphologie, néotectonique différentielle entre deux compartiments ?).

Le cours des ruisseaux des vallons de la Viadène (prospection alluvionnaire de l'inventaire minier des années 1960) est établi sur le granite de la Margeride. Les interfluves comportent souvent des basaltes qui contaminent les alluvions granitiques.

La topographie des fonds des cours d'eaux est variable : largeur de la plaine alluviale irrégulière, avec de longs rétrécissements et des élargissements notables ou « flats » (généralement prospectés). Les alluvions de ces ruisseaux sont peu évoluées, souvent sans graviers de base, et sans litage signalant un transport et un granoclassement notable. Souvent, ces alluvions fines de fond de vallée ne dépassent pas 2 m d'épaisseur. Elles proviennent du ruissellement diffus sur les argiles d'altération (érosion des profils d'altération des paléosurfaces anciennes) et des arènes sous-jacentes. Ces ruisseaux de la Viadène présentent une pente modérée en amont de leur capture par la Truyère, soit 50 m/km en moyenne, puis une gorge de raccordement avec une succession de rapides et de chutes sur plus de 300 m de dénivelée, pour 1 km de longueur de cours d'eau environ. Citons un cas extrême, le ruisseau de la Plane (centrale EDF de Montézic) qui a un cours avec une « chute » continue de 270 m de haut pour 500 m de distance. À l'extrême sud-est, aux abords d'Entraygues-sur-Truyère, les vallons présentent alors un réseau à profil en V.

**En frontière de la Viadène**, la Truyère présente à l'amont une morphologie particulière. À la traversée du batholite de granite de la Margeride, du barrage de Sarrans à Valcaylez, les parois des gorges sont particulièrement abruptes, profondes de 200 à 350 m d'amont en aval. Elles deviennent plus abruptes vers la base où le lit, large d'une vingtaine de mètres, est souvent inaccessible. L'évolution des versants se fait par éboulements locaux de blocs ou de panneaux rocheux suivant des diaclases, parfois de grandes dimensions (jusqu'à 20 m ?). Ces blocs sont soumis dans le chenal à une puissante abrasion par les galets et les petits blocs sous l'action des grandes crues, plus encore lors des débâcles de printemps, celle de 1910 notamment (avant l'équipement hydroélectrique). La pente du cours d'eau est de 300 m pour 10 km et le débit estimé de 4 à 2 400 m<sup>3</sup>/s, caractéristiques qui l'ont fait choisir pour implanter la première grande usine hydroélectrique française (Brommat-Le Brézou). L'étiage peut être

encore plus sévère (2 m<sup>3</sup>/s ? à Lanssac l'été 1949). Le lit vif montre des sections dormantes (gourgues), alternant avec des accumulations de galets et des verrous rocheux ou amoncellements de blocs. Toute la surface du lit majeur subit une abrasion puissante qui décape, blanchit les roches, les arêtes des blocs étant émoussées, arrondies. Les éléments rocheux transportés vont des classiques galets, parfois très gros (pluri décimétriques), à des blocs éboulés usés, parfois énormes (plus de 20 m ?) dans un lit rocheux (bed-rock) à morphologie en auge. La pétrographie des galets montre bien la nature du bed-rock local lorsqu'il n'est pas altéré : galets de granites sur le Margeride, gros quartz blancs en domaine de substrat plus métamorphisé, cornéennes d'auréoles.

À l'Ouest, les rivières offrent une géomorphologie très différente, avec des ravins étroits et profonds dont le Goul est le type, issu des sommets du Cantal, remarquablement rectiligne, comme ses affluents. De rares élargissements de ces vallées (Lantuéjols sur le Goul, Le Bos sur le ruisseau de Maurs) sont d'origine mal élucidée. Ces gorges débouchent à 300 m d'altitude et passent au profil classique en V, creusées dans des schistes métamorphiques, vers le Sud-Ouest. Le cours inférieur du Goul, entre Poujoulet et Couesques, s'enfonce alors à 250 m d'altitude dans une courte gorge de raccordement pour se jeter dans la Truyère au Pont de Couesques vers 230 m.

À l'ESE, la zone du Bousquet de Laguiole et Soulages montre des éléments un peu plus usés : reprise par le réseau actuel d'anciennes terrasses alluviales. Ces anciennes alluvions forment des terrasses légèrement plus élevées que le replat actuel (Nord du Bousquet et Sud-Ouest de Soulages), ce qui pourrait traduire soit un niveau plus ancien dans la même dynamique de l'Holocène, soit plus vraisemblablement les formes encore visibles du lit des rivières à la fin de la dernière glaciation (« Fy » : Tardiglaciaire du Weichsélien). Un puits au Bousquet présentait ainsi un niveau à galets de 40 cm de diamètre, à côté d'un autre affleurement, toujours au Bousquet, qui montrait 4,5 m d'alluvions anciennes sur le bed-rock (M. Turland). Il existe aussi de gros galets de quartz roulés visibles en surface vers le Bousquet et près d'Huparlac. J. Vogt consulté par M. Turland, a évoqué des glissements de masses périglaciaires pour expliquer ces sédiments. Si cela est envisageable, la simple dynamique périglaciaire dans ce contexte (proximité des calottes, fortes débâcles potentielles de printemps, pentes très fortes et roches préparées à l'érosion par une intense altération) forment un ensemble de faits propices à de telles tailles de galets dans ces fonds de vallées lors des périodes froides. Au Bousquet, ces alluvions comportent une part d'éléments roulés du dernier glaciaire (« Fy ») surmonté d'un dépôt tourbeux sablo-argileux reposant sur un banc de sable argileux compact. Tout laisse supposer une tourbe à la fin glaciaire ou en début d'interglaciaire Holocène. Dans le même esprit, à Soulages, ce sont quelques éléments roulés (généralement des basaltes).

**Lz. Dépôts lacustres holocènes.** Il s'agit d'un dépôt de fines (argiles, limons, sables ?) dans une dépression circulaire fermée entre Laguiole et Cassuéjous (au Nord), le long de la RD900. La forme circulaire de cet espace évoque un maar, point qui serait à vérifier par sondage. C'est la forme circulaire, apparemment fermée, qui génère l'appellation lacustre du dépôt.

La fraîcheur de la forme actuelle, la position topographique du dépôt coincé entre des ensembles de coulées, peut signaler un ensemble récent, attribué à l'Holocène et qui resterait à vérifier par sondages et analyses (pollens). À ce stade de connaissances, faute d'élément de datation, rien n'exclut un âge un peu plus ancien.

**Cz. Colluvions.** Ce sont des dépôts de versant et de fond de vallon, généralement à matrice fine (argiles, silts ou sable) enrobant plus ou moins de cailloux ou de blocs suivant le substrat rocheux local (boules de granite, petits blocs de basaltes). Les constituants de ces colluvions proviennent de la proximité immédiate du dépôt, le transport étant latéralement ou longitudinalement très faible. Si leur mise en place est principalement provoquée par le ruissellement diffus, les actions cryo-nivales contribuent à la mise en place ou au déplacement de ces dépôts. On pourrait en partie les classer (ou certains d'entre eux) dans la catégorie des dépôts périglaciaires.

Sous cette appellation sont regroupés les dépôts qui garnissent et colmatent les dépressions mal drainées de la topographie à la surface des granites de la Margeride (sens large). On les trouve en relation avec les fonds de thalweg, les dépressions, qu'il y ait source ou non, les bas de versant. La transition avec les alluvions vraies est progressive, la limite artificielle proposée sur la carte entre les deux appellations (colluvions et alluvions) étant l'absence de fond plat et de ruisseau pérenne pour les colluvions. Le peu de sondage dans ces dépôts ne permet pas une idée correcte de leur épaisseur qui peut dépasser 5 m mais qui avoisine plus généralement 1 m d'épaisseur moyenne.

Leur nature, et l'hydromorphie qui les accompagne souvent, permet l'expression fréquente d'instabilités qui vont de la petite loupe de glissement au glissement en grand volume. Les interventions anthropiques (déblais, creusement de talus, reprises de virages, aménagement de plate-forme pour construction) déstabilisent souvent ces dépôts qui ont alors beaucoup plus aisément tendance à fluer sur les versants.

**Jz. Cônes de déjection.** Comme sur la feuille de Nasbinals, il s'agit de petits cônes torrentiels situés au débouché de petits affluents ou petits vallons latéraux au fond des vallées principales. Ils sont presque exclusivement situés

sur la moitié orientale de la carte, vraisemblablement en relation avec les topographies plus élevées et les pentes localement plus fortes de l'Est volcanique. Leur granulométrie peut être très hétérogène, traduisant en cela la dynamique torrentielle de dépôts. Mais ces ensembles sont généralement aussi riches en matrice fine, limono-argileuse ou argilo-sableuse suivant le contexte des terrains environnants (basaltes ou granites).

Sous « Mousseyro » (à l'Est de Ginolhac), on note l'existence d'un cône de déjection vers + 230 m, constitué de blocs de granite émoussés au débouché d'un ravin avec cascade de + 270 m à + 250 m à la base. Il est difficile de donner un âge à ce dépôt qui pourrait être très antérieur à l'Holocène.

Une bonne partie d'entre eux sont entaillés par les ruisseaux actuels montrant que ces cônes sont désormais fossiles. L'âge holocène est un âge vraisemblable, leur mise en place ayant pu se faire dès la fin du Pléistocène supérieur.

**T. Tourbières.** Les tourbières sont bien développées sur le plateau à soubassement granitique de la Viadène affleurant à l'Est de la feuille, en zones peu pentues, à proximité des sources qui sourdent juste au-dessus des ruptures de pente majeure associées aux grandes vallées entaillées (Goul, Truyère, Lot). Certaines d'entre elles sont recoupées par l'érosion actuelle, en particulier sur le bord nord-est du plateau entaillé par la Truyère. Comme pour beaucoup d'endroits en France, les tourbières sont souvent fossiles ou en voie de fossilisation et traduisent généralement la période de transition entre la fin de la dernière glaciation et le début de l'interglaciaire. Elles sont considérées comme holocènes mais peuvent avoir été fonctionnelles auparavant (Pléistocène supérieur).

**Loupes de glissement.** Elles affectent les altérites (arènes – isaltérites) du socle sur les pentes fortes pour le peu qui est visible ou les dépôts de versant à matrice fine mise en place au cours du Quaternaire, pendant les périodes de glaciation. Il faut toutefois penser que dans certains cas, ces petits glissements pourraient révéler des sables argileux oligocènes résiduels. Seuls les ensembles les plus vastes ont été signalés sur la carte, mais de nombreux endroits limités, généralement à pente déjà forte, montrent des instabilités analogues.

Ces loupes de glissement sont des petites instabilités qui traduisent la nature non stabilisée des assises. Leur saturation en eau (hiver surtout, en relation avec fonte de neige notamment) génère des mouvements qui peuvent rester de taille limitée mais sont généralement dommageables aux biens construits sans précaution sur ces niveaux (voirie tout particulièrement). Ces mouvements peuvent aussi concerner des remblais mal compactés ou réalisés sans prise, compte tenu de ces problèmes de

saturation en eau. Sur roches métamorphiques (schiste et gneiss), dans la partie occidentale de la carte surtout, la pente et la structuration de la roche peuvent déterminer des conditions favorables à de grandes instabilités de versant, d'échelle cartographique. Il s'agit alors de panneaux entiers de roches (Sud d'Engualès dans l'angle sud-ouest de la feuille, Est de Saint-Hippolyte à environ 10 km au NNE, à côté de Rouens) associés à leur résidu d'altération qui en déterminent le comportement mécanique fragile. Plus vers l'Est, les fluages seront plus souvent associés aux sables argileux oligocènes ou par des formations de pente périglaciaires ou glaciaires.

**X. Dépôts anthropiques.** Le territoire de la carte étant peu peuplé, les dépôts artificiels sont de taille et de quantité limités sur la feuille d'Entraygues-sur-Truyère. Les plus marquants sont des levés de terre réalisés pour la confection du Réservoir de Montézic (centre de la carte) ainsi que quelques remblais de décharges (Nord-Ouest de Sainte-Geneviève-sur-Argences, Ouest Huparlac). Il faut souligner, bien qu'ils n'aient pas été cartographiés, que des remblais ponctuels peuvent exister dans les sites urbanisés. L'industrie traditionnelle de Laguiole (coutellerie) peut avoir généré des remblais anciens, à forte charge métallique dont la redécouverte lors de terrassement ne doit pas surprendre. Enfin, on signalera dans cette famille de dépôts, le teruil des explorations minières (tungstène) d'Engualès (Ouest d'Entraygues-sur-Truyère).

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

### ÉVOLUTION TECTONIQUE ET MÉTAMORPHIQUE

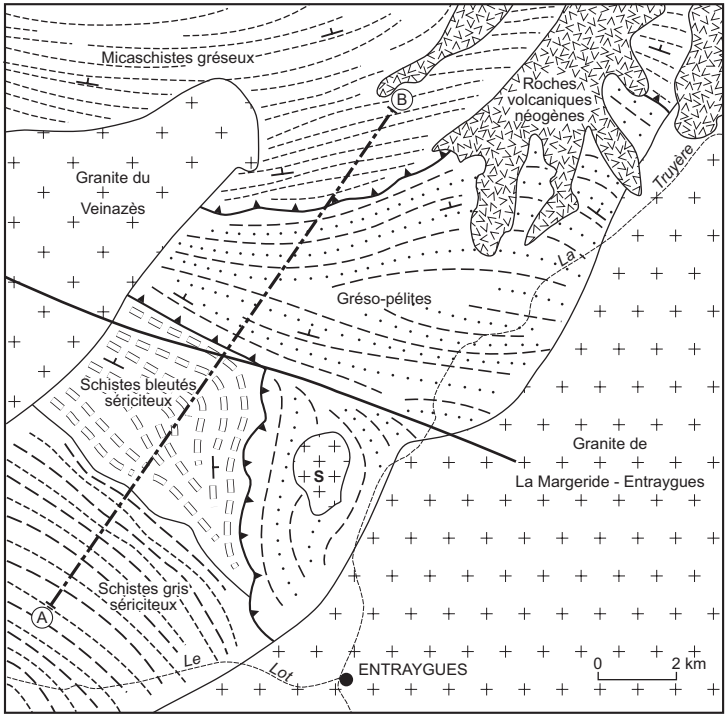
#### Tectonique

Pour décrire et interpréter la tectonique affectant les formations métasédimentaires affleurant à l'Ouest de la feuille, il est nécessaire d'élargir le champ de l'investigation et de considérer aussi la partie orientale de la feuille voisine de Maurs, c'est-à-dire la zone encadrée par les granites du Veinazes et d'Entraygues-sur-Truyère (fig. 5). Les affleurements y sont d'assez bonne qualité eu égard à la dénivelée non négligeable (près de 500 m).

Les structures peuvent être divisées en deux groupes : les structures synfoliales et les structures postfoliales (Bogdanoff *et al.*, 1989).

#### Structures synschisteuses ou synfoliales (fig. 6 et 7)

Elles sont représentées par deux schistosités, une linéation minérale et d'allongement, un litage tectonique et des exsudats de quartz.



- (A) ———— (B) Coupe représentée sur les figures 6 et 7
- S Granite de Soulaque
- Faute principale
- Plans de charriage
- Pendage de la schistosité ou de la stratification

**Fig. 5 - Carte simplifiée de la Châtaigneraie**

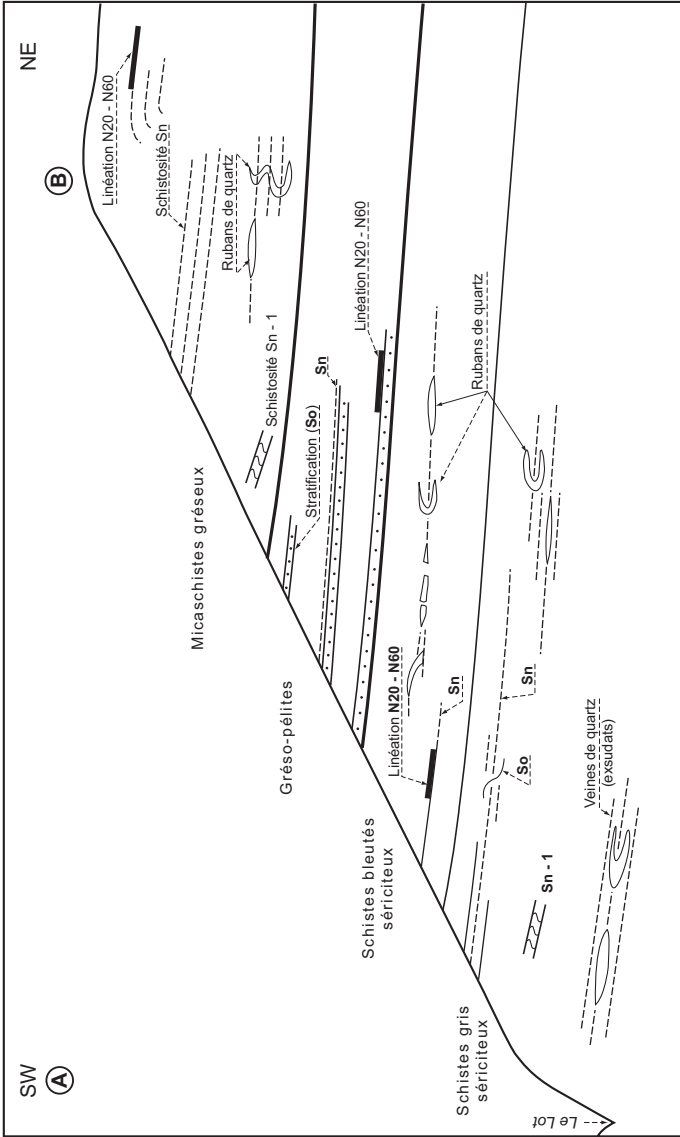


Fig. 6 - Disposition des structures syn-schisteuses dans la pile de nappes



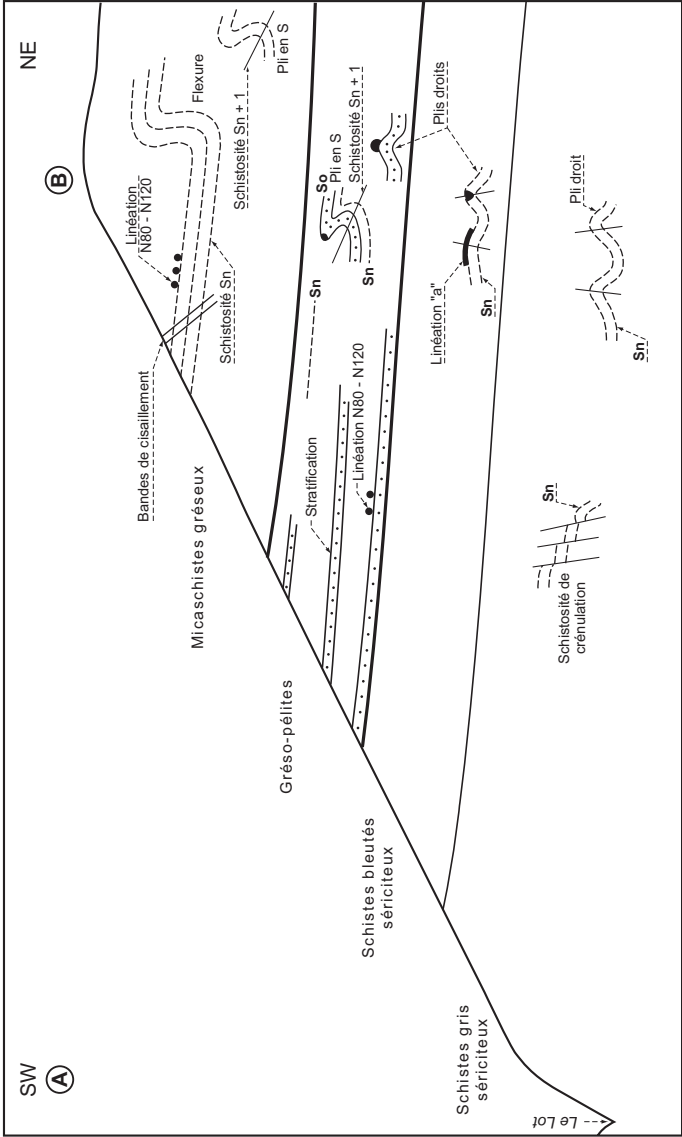


Fig. 7 - Disposition des structures post-schisteuses dans la pile de nappes

– **La schistosité régionale** Sn, qui peut être localement une foliation, plonge moyennement et le plus souvent faiblement vers le Nord ou le Nord-Est, à l'exception des zones qui ont été redressées tardivement. Sn est la seule surface observable dans les schistes bleutés et gréseux. Elle est parallèle à la stratification des grésopélites, elle est parallèle ou faiblement sécante à celle des schistes gris.

– **Une schistosité antérieure** à Sn, Sn-1 s'observe au sein de microlithons déterminés par Sn. Sn-1 est présente dans les micaschistes gréseux et dans les Schistes gris. De telles microstructures sont identiques à celles décrites par Briand et Gay (1978) et par Pin (1980) dans les séries du Lot.

– **La linéation minérale et d'allongement** est portée par Sn dans les grésopélites, les micaschistes gréseux et parfois les schistes bleutés. Faiblement inclinée le plus souvent, dirigée N20-N60, c'est une linéation de transport tectonique. Il a été observé de rares plis isoclinaux (dm-m) dont l'axe est parallèle à la linéation d'allongement.

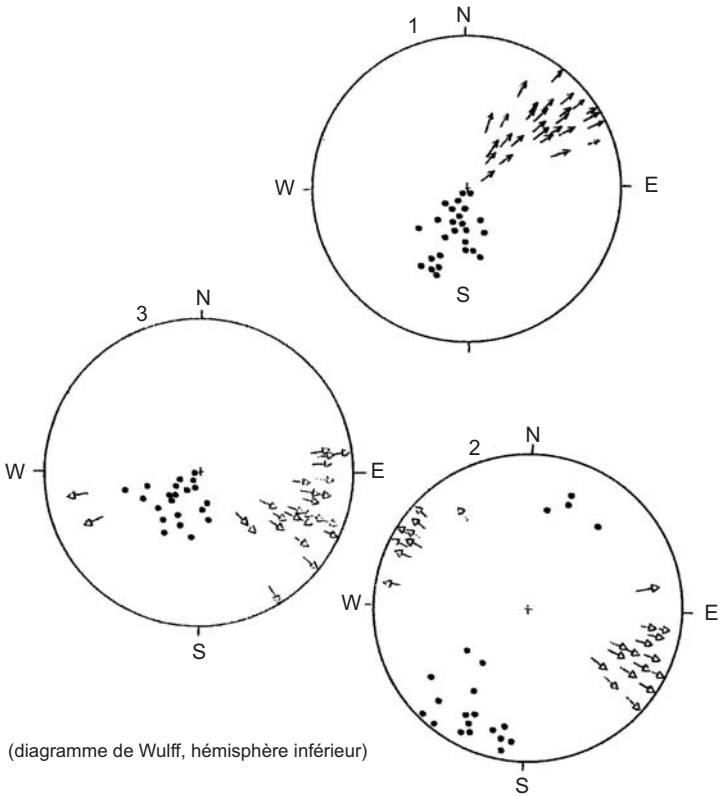
– **Le litage tectonique** est matérialisé par des rubans de quartz d'épaisseur millimétrique, très allongés, dans lesquels ce minéral montre souvent une forme en tablettes (Bogdanoff *et al.*, 1989). Parfois boudinés, l'étirement étant Nord-Sud, les rubans sont en général parallèles à Sn et recouper ou moulent la schistosité Sn-1. Les rubans parfois plissés isoclinalement (plis centimétriques à pluricentimétriques) ont la schistosité Sn pour plan axial.

– **Les exsudats de quartz.** Les exsudats bien développés dans les schistes gris sont beaucoup plus rares dans les autres formations. Épais de plusieurs centimètres ils sont parallèles ou sécants à Sn. Sn peut être aussi de plan axial par rapport au plissement isoclinal des exsudats, plis par ailleurs souvent cisailés. Ce type d'objets apparaît fréquemment à la base de nappes ou d'écaïlles ou encore au sommet de leur substratum. Ils pourraient représenter le remplissage de fractures consécutives à une pression hydraulique élevée qui favoriserait le transport de nappes ou d'écaïlles au sein de la croûte continentale (Hubbert and Rubey, 1959).

## **Structures post-schisteuses ou post-foliales**

Les plis en S, les plis droits, la schistosité de crénulation, les bandes de cisaillement et les flexures hectométriques sont classés dans cette catégorie.

– **Les plis en S** : on les observe dans les grésopélites et les schistes gréseux. Non pénétratifs, de taille métrique en général peut-être plus grands, ils sont déversés vers le Sud ou le Sud-Ouest (Chèze, 1975). Ils déforment clairement les surfaces Sn ou encore la stratification lorsqu'elle est déterminable. Les axes de ces plis synschisteux sont orientés NW-SE (N110 en moyenne).



**Fig. 8 - Diagrammes représentatifs de la linéation « a », des plis en S et des plis droits**

- 1 - Linéation « a » N20-N60 dans les grésopélites et les micashistes gréseux. Flèches : plongement de la linéation. Points pleins : pôles de la schistosité ou de la stratification.
- 2 - Plis en S dans les grésopélites. Flèches : axes de plis. Points pleins : pôles de plan axial.
- 3 - Plis droits dans les schistes gris et bleutés. Flèches : axes de plis. Points pleins : pôles de plan axial.

L'asymétrie de ces plis est compatible avec le déplacement vers le Sud déduit de la linéation d'étirement et de l'analyse cinématique. Des plis post-foliaux comparables, correspondant à des incréments tardifs de la déformation cisailante vers le Sud sont décrits dans la série du Lot (Pin, 1980), dans les Cévennes (Faure *et al.*, 2001) ou dans l'ensemble Rouergue-Albigeois (Guérangé-Lozes, 1987 ; Duguet *et al.*, 2004).

– **Les plis droits** (fig. 8) : ils sont localisés au sommet des schistes sériciteux bleutés et gris et occasionnellement dans les gréso-pélites. Métriques à décamétriques, leur axe plonge faiblement en moyenne au N110-N120. Synschisteux, ils déforment les mêmes surfaces que les plis en S dont ils pourraient être contemporains, bien que les rapports structuraux et chronologiques exacts avec ces derniers n'aient pas été éclaircis.

– **La schistosité de crénulation** inclinée vers le Nord ou le Nord-Est vers le Sud ou le Sud-Ouest semble contemporaine des plis droits.

– **Les bandes de cisaillement.** Déjà observées et décrites par Roques (1941), elles sont développées dans les gréso-pélites et les micaschistes gréseux et plus rarement dans les schistes gris. Inclinées vers le Nord en moyenne, recoupant la schistosité Sn, les bandes de cisaillement indiquent un cisaillement vers le Sud.

– **Les flexures hectométriques.** Décrites par Demange et Nicolas (1984), elles semblent synchrones des plis en S puisqu'elles déforment les mêmes objets et que les vergences sont identiques.

*En résumé*, les structures les plus anciennes, comme la schistosité régionale Sn peu inclinée vers le Nord ou le Nord-est et la linéation d'étirement, montrent que la déformation ductile se produit sur un régime de déformation non coaxial, proche d'un cisaillement subhorizontal dirigé vers le Sud ou le Sud-Ouest. Les structures plus tardives (plis en S, bandes de cisaillement) indiquent que les derniers incréments de la déformation correspondent à une cinématique identique à celle donnée par les structures synfoliales. Les plis droits, le clivage de crénulation expriment selon nous, le blocage du cisaillement et la fin du régime non coaxial.

L'interprétation de nappes de la pile lithologique en terme de déformation ductile cisailante permet d'expliquer la mylonitisation de l'ensemble des formations métasédimentaires de la Châtaigneraie. Cet ensemble de faits nous fait préférer l'interprétation selon laquelle les formations lithologiques affleurant dans la Châtaigneraie forment un empilement de nappes.

Il faut maintenant déterminer la position des plans principaux de chevauchement. C'est ce que l'étude du métamorphisme général va nous permettre de faire.

## Métamorphisme

Les formations structurellement les plus basses, c'est-à-dire les schistes séréciteux gris et bleutés contiennent du quartz, de la muscovite et de la chlorite disposées dans la schistosité régionale Sn et dans la schistosité relique Sn-1. L'albite, très fréquemment poecilitique, fossilise Sn et Sn-1, elle est post-schisteuse. Aucune paragenèse différente ou relique n'a jusqu'à présent été décrite dans les deux formations. Le faciès métamorphique est donc celui des Schistes verts.

Les formations qui leur sont superposées, grésopélites et micaschistes gréseux, montrent les assemblages minéraux suivants :

- dans les grésopélites, on trouve l'assemblage à biotite + staurotide + grenat almandin (Roques, 1941 ; Chèze, 1975). La biotite souvent rétrotransformée en chlorite et muscovite est disposée dans la schistosité Sn qui moule la staurotide et le grenat. L'albite est post-cinématique ;
- dans les micaschistes gréseux, l'assemblage minéral est le même et les relations de ce dernier avec les structures sont identiques. Cependant, les minéraux du métamorphisme en particulier staurotide et grenat, sont nettement plus cataclasés que dans les grésopélites. La schistosité Sn est soulignée par la biotite, la muscovite et la chlorite. Les deux formations, relèvent donc du faciès Amphibolite, rétrotransformé ultérieurement dans le faciès des Schistes verts, au moins pour ce qui concerne les micaschistes gréseux.

L'intensité du métamorphisme augmente donc vers le haut structural et vers le Nord lorsque l'on passe des schistes gris et bleutés (faciès Schistes verts) à l'ensemble grésopélites-schistes gréseux (faciès Amphibolite). En outre, il n'a pas été décelé, comme rappelé ci-dessus, de reliques du faciès Amphibolite dans les schistes gris et bleutés, bien que la composition chimique de ces roches, qui est celle de pélites, y soit favorable. Il est donc possible de placer entre schistes et grésopélites un premier plan de chevauchement plongeant vers le Nord-Est.

Un second plan de charriage penté vers le Nord peut être placé entre les grésopélites et les micaschistes gréseux, bien qu'on ne puisse parler de variation de l'intensité du métamorphisme d'une formation à l'autre. En revanche, le changement dans l'intensité de la déformation est net puisque les micaschistes gréseux sont des grésopélites déformées ductilement et même localement mylonitisées. Il n'est pas exclu que les schistes bleutés puissent reposer anormalement sur les schistes gris. Toutefois les arguments font défaut pour pouvoir l'affirmer.

*Conclusion.* Le changement brusque de l'intensité du métamorphisme général coïncidant avec le passage des schistes gris et bleutés aux grésop-

pélites-micaschistes gréseux, la superposition de formations plus métamorphiques à celles qui le sont moins, le changement de l'intensité de la déformation entre les gréso-pélites et les micaschistes gréseux, la rétomorphose plus ou moins avancée de ces deux dernières formations s'interprètent par la superposition de nappes de charriage cisailantes qui transportent leur métamorphisme tout en se rééquilibrant partiellement au cours de leur remontée dans la croûte. Le transport semble se faire vers le Sud-Ouest, les schistes gris et bleutés jouant le rôle d'un autochtone apparent vis-à-vis des nappes constituées par les gréso-pélites et les micaschistes gréseux « Apparent » car schistes gris et bleutés sont probablement allochtones ; ici les arguments directs manquent. Cependant, le régime des nappes de charriage se prolonge en direction du Sud sur plus de 100 km, jusqu'en Montagne noire.

### **Âge des charriages de la Châtaigneraie**

Les granites de la Margeride-Entraygues, de Soulaque, de Veinazès sont intrusifs dans l'édifice de nappes qui viennent d'être présentées. Non déformés, entourés d'une auréole de métamorphisme thermique, ils sont recoupés comme les nappes, par un cortège de filons péribatholitiques souvent verticaux (Vivier, 1970 ; Chèze, 1975 ; Joubert, 1978 ; Nicolas, 1985).

L'âge du granite de la Margeride dont l'âge est estimé entre 325 et 304 Ma (Guerrot, cette notice), l'âge du granite de Soulaque est de  $278 \pm 8$  Ma (K-Ar, Bellon et Gibert, 1981). Les charriages de la Châtaigneraie sont en conséquence antérieurs à l'âge des granites. Si l'on prend en compte par ailleurs :

- l'âge paléozoïque inférieur présumé (Briand et Gay, Bogdanoff *et al.*, *op. cit.*) ;
- l'âge présumé dévonien du métamorphisme MP-MT (Pin et Peucat, 1986) du Massif central (Autran et Cogné, 1980) ;
- l'identité du matériel et du métamorphisme constituant les nappes qui sont superposées dans un ordre identique en Châtaigneraie et dans les séries du Lot (Bogdanoff et Briand, 1990) où le charriage a été daté du Dinantien (Costa et Maluski, 1989), il est possible de proposer un âge Carbonifère inférieur pour la mise en place des nappes de la Châtaigneraie.

Par ailleurs, la superposition anormale d'unités métamorphiques à grenat-staurotide sur des séries épizonales s'effectue ici selon une cinématique vers le Sud-Ouest. Cette cinématique est notablement différente de celle trouvée pour les séries lithologiquement et métamorphiquement comparables du Lot, où les déplacements observés s'effectuent vers le Nord-Ouest ou le Sud-Est selon les secteurs considérés. Pour comprendre l'histoire des séries

de la Châtaigneraie et en dehors de données géochronologiques supplémentaires, il semble nécessaire de replacer ces séries dans le cadre plus large de la chaîne hercynienne en France.

Dans le Massif central, on reconnaît classiquement trois phases de déformations ductiles successives (Duguet et Faure, 2004) :

– la première phase tectonique D1 correspond à une phase d'écaillage crustal vers le Sud-Ouest superposant l'Unité supérieure des gneiss, à relique de haute pression sur l'Unité inférieure des gneiss chevauchant elle-même l'Unité « para-autochtone » – ou Unité des micaschistes des Cévennes-Albigeois – (Ledru *et al.*, 1989). Cette tectonique de nappe a lieu au Dévonien inférieur (385-380 Ma) pendant ou immédiatement après la première phase de migmatisation représentée par les migmatites du Lyonnais, du Haut-Allier ou du Limousin datées entre 385 et 375 Ma (*cf.* Faure *et al.*, 2004). Cette phase D1 succède à la subduction continentale vers le Nord sous la microplaque Armorica de l'océan médio-européen puis de la marge nord-gondwanienne dont il ne reste pratiquement pas de traces structurales (Ledru *et al.*, 1989) ;

– la seconde phase D2 a lieu au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur (360-350 Ma). Elle correspond à des déplacements vers le Nord-Ouest reprenant l'édifice de nappe formé lors de la phase D1. Le cadre tectonique de cette phase D2 reste encore mal compris. L'exemple le plus marquant de cette déformation se situe dans le Limousin où les unités de type Thiviers-Payzac surmontent tectoniquement vers le Nord-Ouest les Unités supérieure et inférieure des Gneiss. Cette tectonique est contemporaine d'un métamorphisme barrovien à pression et température croissante (Duguet, 2003) ;

– au Carbonifère supérieur (340-320 Ma), les zones externes de la chaîne hercynienne (Unité J, Para-autochtone et domaine paléozoïque non-métamorphique de la Montagne noire-Viganais) sont affectées par une tectonique compressive vers le Sud (phase D3). Cette phase D3 cisailante, responsable d'un épaissement est particulièrement bien mise en évidence dans les Cévennes, l'Albigeois et en Montagne noire (Duguet et Faure, 2004 et références incluses). Cette déformation ductile et synmétamorphe à vergence sud dans les zones externes, est contemporaine, dans les zones internes de la chaîne d'une extension syn-convergence associée au magmatisme, d'âge viséen supérieur, des « tufs anthracifères » (Faure *et al.*, 2002).

L'événement tectonique ayant affecté les séries de la Châtaigneraie serait donc à rapporter soit au premier épisode tectonique soit au troisième. Néanmoins plusieurs arguments semblent plaider plutôt en faveur d'un âge viséen (330-320 Ma) pour le fonctionnement de ces accidents :

– les assemblages barroviens à grenat-staurotide semblent fortement rétro-morphosés au cours des cisaillements ductiles vers le Sud ;

– la superposition des micaschistes et gneiss à grenat-staurotide sur des séries à chlorite-muscovite se fait par l'intermédiaire de plusieurs accidents chevauchants de type ductile-fragile. Cette superposition est tardive par rapport au métamorphisme barrovien affectant ces micaschistes. Par ailleurs, le schéma structural montre une intercalation de la série schisteuse inférieure au sein de l'Unité inférieure des gneiss.

De par ces caractéristiques, cette tectonique s'apparente davantage à une tectonique d'écaillage comme celle rencontrée dans les zones externes de la chaîne (Albigeois, Cévennes, Montagne noire) et paraît relativement tardive dans l'histoire de la chaîne. Cette tectonique serait donc de même âge que pour ces zones externes (Albigeois, Montagne noire) c'est-à-dire viséenne.

### **Structure interne et contexte de mise en place du massif granitique de la Margeride**

Plusieurs études structurales dont les résultats sont contradictoires ont été réalisées sur le pluton de la Margeride. La plupart de ces travaux ont concerné la détermination de la fabrique interne du granite à l'aide de marqueurs macroscopiques, tels les mégacristsaux de feldspath potassique ou les enclaves (Couturié, 1977 ; Laboue, 1982) tandis que d'autres études s'intéressaient aux relations entre les différents faciès granitiques et son encaissant (Feybesse *et al.*, 1995).

J.P. Couturié (1977) a proposé à partir d'observations pétrographiques et structurales un scénario en trois étapes expliquant la structure du massif de la Margeride :

1 - intrusions successives sous forme laccolitique des granites de la Margeride, de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe-d'Allier. Ces derniers sont des petites intrusions localisées sur la bordure est du granite de la Margeride (donc hors de l'emprise de la feuille d'Entraygues-sur-Truyère). Par ailleurs, la zonation des différents faciès du granite porphyroïde de la Margeride (clair, moyen, sombre) témoignerait d'un processus de différenciation gravitaire (sédimentation magmatique) de ce laccolite. Le faciès sombre affleurant dans la partie est du massif serait à la base du laccolite. Selon cet auteur, la racine du granite de la Margeride coïnciderait avec une zone de la partie orientale où l'on rencontre des enclaves vaugnéritiques. Cette racine se situerait donc au Sud-Est du massif ;

2 - basculement de la partie orientale du massif provoqué par la mise en place du dôme migmatitique du Velay. Ce soulèvement tardif est mis en évidence par la juxtaposition sur la bordure orientale des granites de la Margeride, de Saint-Christophe-d'Allier et de Chambon-le-Château, ces deux derniers granites étant structuralement sous-jacents par rapport à celui de la Margeride ;



3 - plissement de l'ensemble du pluton. Ce plissement expliquerait l'organisation spatiale à l'affleurement des différents faciès du granite de la Margeride. Le faciès sombre serait au cœur d'un antiforme et le faciès clair marquerait des synformes.

Laboue (1982) remet en cause ce modèle à partir de données structurales concernant la sous-fabrique des mégacristsaux de feldspaths potassiques du granite de la Margeride. Deux directions de fabrique sont mises en évidence, l'une « longitudinale » au massif orientée N60 à N100 et l'autre « transversale » orientée N140 à N160. La fabrique « transversale » est la seule développée à l'Est du granite tandis que la fabrique « longitudinale » est la plus présente à l'Ouest où la fabrique « transversale » n'apparaît que sporadiquement. Ces fabriques sont interprétées comme l'empreinte des phénomènes de mise en place. Par ailleurs, cet auteur confirme les observations de Couturié (1977) indiquant que le faciès sombre a subi une déformation ductile assez importante. À partir des caractéristiques structurales différentes entre le faciès sombre et le reste du granite, Laboue (1982) considère que le faciès sombre du granite se serait injecté en force au sein du laccolite se mettant en place. La racine de ce laccolite serait selon lui au niveau de la zone à faciès sombre. La fabrique « longitudinale » reflèterait la mise en place du magma à partir de cette racine selon la direction générale E-W du granite. Puis, l'injection en force du granite à faciès sombre induirait dans la partie orientale une modification de l'orientation de la fabrique selon une direction « transversale » et le caractère plus ductile de la déformation.

Feybesse *et al.* (1995) ont étudié en détail la bordure orientale du pluton en réinterprétant les données de Laboue (1982) et en observant les contacts entre les différents faciès granitiques. Ces auteurs considèrent que les différents laccolites (Margeride, Chambon-le-Château, Saint-Christophe-d'Allier) sont séparés par des zones mylonitiques où une déformation cisailante vers le Sud-Est est observée. La fabrique « transversale » orientée NW-SE décrite par Laboue correspondrait à cette déformation cisailante. La fabrique « longitudinale » orientée NE-SW apparaît vers l'intérieur du pluton de la Margeride. Elle correspond à une déformation coaxiale. Les deux fabriques seraient contemporaines et associées au même champ de déformation. La fabrique « transversale » serait liée à des « répliques mineures » d'un cisaillement majeur à vergence sud-est. Ce cisaillement serait lui-même un incrément tardif de l'épaississement varisque. Ces auteurs observent également que la mise en place du dôme du Velay réoriente les structures primaires du pluton de la Margeride.

Une étude des fabriques de ce massif granitique menée à l'aide de la technique de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) a permis de préciser la structure interne de ce pluton (Talbot, 2003).

Comme l'indiquent les expériences de minéralogie magnétique, les micas et plus particulièrement la biotite, sont les principaux porteurs du signal de l'ASM. Ce résultat s'applique aux différents faciès : granite porphyroïde et leucogranite constituant le massif. Seuls, certains leucogranites montrent une prépondérance de la muscovite sur la biotite. D'autres minéraux accessoires mis en évidence par des observations au microscope électronique à balayage (MEB) tel les phases paramagnétiques (pyrite, cordiérite, tourmaline) ou ferromagnétiques (hématite) contribuent très peu à l'ASM. La fabrique magnétique correspond donc à l'orientation préférentielle (ou sous-fabrique) des micas.

La fabrique magnétique se décompose en une orientation préférentielle planaire ou foliation et une orientation préférentielle linéaire ou linéation. À l'échelle de l'ensemble du pluton, la foliation est assez plate mais présente des directions très variables (fig. 9, hors texte). L'organisation générale de la foliation n'est pas très claire, elle est difficilement interprétable en termes de trajectoires de foliation. Au contraire, les linéations magnétiques montrent sur pratiquement toute la surface du pluton une direction NW-SE et un faible pendage. Deux exceptions concernent la région du granite de Saint-Christophe-d'Allier où on rencontre aussi des linéations E-W et la bordure nord-est où les linéations ont une orientation subméridienne. Toutefois, localement, l'organisation des linéations peut être plus complexe. C'est notamment le cas du lobe d'Entraygues-sur-Truyère où l'on rencontre à la fois des linéations de direction E-W et des linéations NW-SE.

Cette direction prépondérante NW-SE qui correspond à la « fabrique transversale » de Laboue (1982) est considérée comme contemporaine de la mise en place du pluton ; elle serait donc d'âge Carbonifère moyen à supérieur. Elle est parallèle à la direction d'allongement maximum reconnue d'autres plutons granitiques de même âge dans tout le Massif central (Faure, 1995). Elle est interprétée comme résultant d'un régime tectonique extensif lié au désépaissement syn- à post- orogénique. Lors de la cristallisation des magmas granitiques, la cristallisation des minéraux est contrôlée par la dynamique de mise en place des magmas (convection, écoulement) et par le champ de déformation régional. Cet assez bon couplage entre l'auréole de contact dans l'encaissant lointain et les fabriques linéaires du granite indique que les fabriques du pluton reflètent des incréments de la tectonique régionale existant lors de la mise en place, de la cristallisation puis de la déformation à l'état solide du magma. En revanche, les fabriques magnétiques observées sur la bordure nord-est du massif autour de la région d'Alleyras sont concordantes avec les structures de l'encaissant qui sont associées à la formation de « l'Arc de Fix ». Cette structure « courbe » s'est développée tardivement lors de la mise en place du dôme granito-migmatitique du Velay. On constate donc que la tectonique péri-vellave a probablement réorienté les fabriques internes du massif granitique de la Margeride dans sa partie nord-orientale.

On constate donc que les fabriques magnétiques du granite porphyroïde sont d'origines multiples :

1 - les linéations dispersées de la partie centrale du massif reflètent probablement la dynamique interne de la chambre magmatique ;

2 - la direction dominante des linéations, NW-SE, est concordante avec la déformation régionale extensive contemporaine de la mise en place du pluton. Le massif de la Margeride serait donc ainsi un granite syntectonique contemporain de la phase extensive tardi-hercynienne (Burg *et al.*, 1994 ; Faure, 1995). Le champ de déformation contemporain de la mise en place en extension se caractérise par une direction de raccourcissement, Z, verticale et une direction d'allongement maximum NW-SE. Cette déformation résulte d'un champ de contrainte dans lequel la contrainte principale maximale,  $\sigma_1$  est verticale. Elle est en accord avec le faible pendage des foliations sur l'ensemble du massif ;

3 - un troisième type de fabrique magnétique subméridienne localisée sur la bordure nord-est correspond probablement à une réorientation d'ensemble à l'état post-solidus des fabriques de la région nord-orientale du pluton de la Margeride par la tectonique péri-vellave.

Par ailleurs, les fabriques magnétiques des leucogranites sont assez dispersées et donc difficilement interprétables dans un modèle général. En fait, il est probable que ces fabriques reflètent des déformations différentes selon les corps leucogranitiques. Les filons aplitiques étant des corps magmatiques à refroidissement très rapide, leur fabrique interne pourrait être liée à l'écoulement primaire du magma dans ces dykes. À l'opposé, la fabrique des petits stocks leucogranitiques a peut-être été plus influencée par des contraintes externes. On remarquera toutefois, que la direction dominante de la linéation des leucogranites est grossièrement identique à celle du granite porphyroïde, c'est-à-dire NW-SE. Cela indiquerait que le contexte tectonique extensif contemporain de la mise en place du granite porphyroïde était toujours actif lors de la mise en place ultérieure des leucogranites.

## GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

### ÉDIFICATION DU PLATEAU BASALTIQUE AUBRACIEN

L'Aubrac volcanique dessine approximativement une ellipse de  $45 \times 15$  km (fig. 3) allongée selon un axe N140. Son altitude moyenne croît régulièrement du Nord-Ouest -où elle s'abaisse autour de 800 m aux abords de la Truyère- vers le Sud-Est, où elle culmine à 1 470 m au Signal de

Mailhebiau. Une dissymétrie structurale apparaît de part et d'autre de son échine axiale où s'alignent la plupart des sommets d'altitude supérieure à 1 300 m, du Roc de Cayla au puech des Agudes. Sur sa façade nord-est, il est relativement mince, et ne domine que très peu le plateau granitique de la Margeride (dont l'altitude croît également de 1 000 à 1 375 m du Nord-Ouest au Sud-Est), sur lequel ses contours sont peu indentés. Du côté sud-ouest au contraire, il est découpé en lobes allongés transversalement, où s'empilent de nombreuses coulées, par les profondes vallées des « boraldes » descendant en forte pente vers le Lot. Cette dissymétrie a été attribuée par F. Colin (1966) à une faille axiale majeure, supposée enracinée dans le manteau, et dont le jeu en bascule aurait été le moteur à la fois des éruptions et de la basaltogénèse elle-même.

### **Forme de substrat**

L'existence de cet accident hypothétique a été infirmée par les études géophysiques ultérieures. F. Colin avait établi que 80 % des laves aubraciennes présentent une aimantation thermorémanente inverse. Modélisant l'anomalie magnétique négative calquée sur le massif (levé aéromagnétique INAG-BRGM, 1975), J. Roux et G. Sénaud (1978) concluent que la totalité de cette anomalie est imputable au volume des laves épanchées en surface, sous lesquelles le toit du socle s'abaisserait en pente douce d'Est en Ouest. On ne peut déceler ni accident axial, ni effondrement, ni gonflement, ni réservoir superficiel refroidi. Les basaltes moulent une paléotopographie différenciée, dont la dissymétrie préexisterait au volcanisme (une conclusion analogue est adoptée par P. Boivin, 1982, dans le cas du Devès). Les grandes lignes du réseau hydrographique régional étaient déjà dessinées lorsque les éruptions se sont déroulées. Les affluents du Lot étaient encaissés dans un substrat micaschisteux tendre, alors qu'ils entamaient peu vers l'amont le granite de la Margeride. Le volcanisme s'étant fait jour dans la région haute, une grande partie des laves s'est épanchée vers le Lot : les longues digitations sud-ouest représentent pour partie les vallées miocènes comblées par les basaltes, puis inversées par l'érosion ultérieure.

### **Estimation du volume**

Une telle reconstitution de la topographie sous-aubraccienne permet une évaluation volumique des produits volcaniques. En ne prenant en compte que ce que l'érosion a laissé subsister, les laves de l'Aubrac couvrent aujourd'hui 450 km<sup>2</sup>. Dans les régions externes (notamment au Nord-Ouest et au Sud-Est), la couverture basaltique est discontinue et pelliculaire. On peut estimer à 250 km<sup>2</sup> l'assiette interne où l'épaisseur atteint 100 m (fig. 3). Elle n'excède 200 m que selon une étroite bande axiale s'étendant du Roc de Cayla au puech d'Alte-Teste, pour avoisiner 300 m sous le puech de

Roussillon, le Truc d'Aubrac et le puy de la Gudette, c'est-à-dire seulement dans la région centrale (le point culminant : Signal de Mailhebiau, 1 470 m - est situé tout à fait au Sud, mais le socle granitique atteint dans ce secteur 1 400 m). Le volume calculé n'excède pas 35 à 40 km<sup>3</sup>, valeur précédemment avancée par R. Brousse (1971). En admettant que l'érosion en ait enlevé un tiers (maximum peu probable), le volume initial aurait pu atteindre 60 km<sup>3</sup>, ce qui reste très faible en regard de la superficie couverte.

### **Dynamismes éruptifs**

Il est vraisemblable que l'actuelle échine axiale représente une ancienne « rift-zone » le long de laquelle ont pu se concentrer les fissures principales. Ces fissures demeurent le plus souvent indécélables à l'affleurement, à quelques exceptions près comme celle de Ginestouse au pied est du puy de la Gudette. Mais les émissions n'en sont pas l'apanage : de multiples autres voies d'alimentation, linéaires ou le plus souvent ponctuelles, sont observables ou déductibles sur toute la surface du plateau et le socle périphérique (Goër, 1980).

Un dynamisme très effusif semble avoir été localement prépondérant, pouvant se traduire par une activité de fontaines de lave (« tuf des Moines-d'Aubrac », feuille Saint-Geniez), et par l'émission de coulées de type « pahoehoe », dont un des plus beaux exemples est celle qui dévale la vallée de l'Hère au-dessus de la cascade de Gouteille (1 km au Sud de Saint-Urcize). Ces coulées fluides peuvent reposer directement les unes sur les autres sans intercalation d'horizon scoriacé. Elles sont susceptibles, à la rencontre d'une nappe d'eau, de se résoudre en amoncellements de coussins (pillow-lavas), comme c'est le cas dans la vallée de l'Hère aux environs de Saint-Urcize, et dans celle du ruisseau de la Cabre au Rescos.

L'explosivité de l'ensemble n'en a pas pour autant été négligeable. En dépit de l'argilisation, les caractères des pyroclastites demeurent analysables. Les projections scoriacées de caractère « strombolien » sont abondantes dans toute la région haute, et nombre de cônes érodés - voire mis en creux - peuvent encore être reconstitués (Lécuyer, 1984). Les produits phréatomagmatiques ne sont pas exceptionnels, et certains maars ont dû présenter des dimensions respectables. Toutefois, si le volume relatif des pyroclastites semble avoir été très sous-estimé par la plupart des observateurs, il a en revanche été notoirement exagéré par F. Colin, qui avance 50 %.

Compte tenu des analogies dynamiques et structurales, on est en droit de supposer que la morphologie initiale de l'Aubrac n'a guère dû différer de celle du Devès (Boivin, 1982), contrairement à ce qui a précédemment été proposé par certains auteurs (Goër et Mergoïl, 1971; Brousse, 1971). Et

ceci bien que la série magmatique soit plus différenciée que celle du Devès ; en effet, toutes les laves ont dû être émises à des températures comparables (de l'ordre de 1 100 à 1 200°C), et l'on ne constate aucune variation sensible de comportement dynamique entre les laves les plus basiques et les plus évoluées, de type mugéarite (de la même façon que cela se produit dans la chaîne des Puys ou le Velay oriental, où seuls les termes nettement plus différenciés s'expriment de façon totalement différente).

### **Remplissages cratériques**

Des dizaines de structures laviques fermées, de section circulaire ou elliptique, sont présentes sur l'ensemble de l'Aubrac, jusque dans ses satellites éloignés, et particulièrement abondantes dans la région centrale, du puech de Roussillon au Truc d'Aubrac. Certaines sont décelables seulement sur des critères structuraux (orientation des prismes et des dalles, présence de cellules de convection) ; d'autres, très déchaussées par l'érosion, affleurent sur des dénivellations de 40 à 60 m. Ce sont des corps enracinés, cylindriques ou en entonnoir, scellant des cratères et cheminées ponctuelles. Leur diamètre varie de 50 à 700 m. Les plus petites (telle Roc de Carbonaldo) représentent le cas banal du culot cratérique apparaissant lors du démantèlement d'un cône de scories « strombolien ». Les plus vastes, tels ceux de la vallée de l'Hère (Reboulet et bois de Saint-Urcize) peuvent revêtir la forme, très classique dans la plupart des régions basaltiques du Massif central de lacs de lave figés dans des cratères d'explosion hydromagmatiques. Mais ceux-ci demeurent en Aubrac relativement exceptionnels, et une originalité de cette région - qui ne répond pas aux modèles habituellement décrits - réside dans la fréquence des corps laviques cylindroconiques plurihectométriques, associés à des pyroclastites scoriacées, en l'absence de tout indice de phréatomagmatisme. C'est le cas des lacs de lave sommitaux du Roc de Cayla, du puech de Roussillon, ou du Truc d'Aubrac. Ceci implique que les édifices initiaux, en dépit de volume à l'évidence modeste, étaient pourvus de cratères très larges ; et que les matériaux constituant leur rempart étaient capables de résister à la pression d'une colonne magmatique atteignant dans ces cratères un niveau élevé, voire susceptibles d'en déborder.

### **Champs filoniens**

Dans la région centrale, et principalement autour du Truc d'Aubrac (col de la Croix-des-Trois-Évêques et ruisseau de Ménépeyre), les ravins et vallons se révèlent riches en dykes et filons rectilignes subverticaux, de largeur métrique et de 50 à 300 m de longueur. Leur disposition n'est jamais du type (concentrique + radiaire) caractéristique des injections dans les superstructures d'édifices centrés. Leurs orientations se regroupent principalement autour de trois directions : subméridienne, N30-45, et N 130-150, cette dernière nettement prédominante. Pétrographiquement

variés, ils sont en majorité constitués par des laves aphyriques relativement différenciées (hawaiïtes et téphrites évoluées, mugéarites). Les mesures K-Ar révèlent des âges ne différant en rien de celui des coulées de même composition. Il n'existe donc pas d'épisode filonien particulier. Leur signification structurale n'est autre que celle de l'allongement général de l'Aubrac et des divers alignements manifestés par la répartition des événements éruptifs ponctuels. Les trois directions observées sont celles qui prédominent déjà parmi les faisceaux filoniens associés au granite de la Margeride (filons hypovolcaniques tardi-hercyniens : microgranites et « porphyrites », et filons de quartz hydrothermal). Les laves ont donc emprunté les lignes de faiblesse héritées des périodes antérieures, et ceci indépendamment de l'état de contrainte régionale au Miocène supérieur.

### Caractères magmatiques

L'étude pétrologique du volcanisme aubrancien menée par J. Makhoul (1994), sur la base de 920 lames minces et 230 analyses chimiques nouvelles (voir « Description des terrains »), a confirmé le faible degré de différenciation de la série. La teneur en silice varie de 42 à 52 %, et l'indice de différenciation (DI) de 15 à 56. Les mugéarites les plus évoluées comportent toujours des granules d'olivine disséminés dans la pâte, et leur plagioclase moyen est encore un labrador. Les amphiboles, fréquentes dans les basanites mais absentes des termes évolués, sont des kaersutites d'origine mantellique, totalement déstabilisées.

Le diagramme TAS (fig. 3) laisse entrevoir trois tendances générales :

- une « série » fortement alcaline, franchement sous-saturée, basanite-téphrite, dont une différenciation plus poussée aurait conduit aux phonolites ;
- une « série » majoritaire moyennement alcaline, peu sous-saturée, basanite-basalte-hawaiïte-mugéarite, dont l'évolution aurait abouti aux trachytes ;
- une « série » subalcaline, très peu sous-saturée (mais où le quartz n'apparaît jamais dans la norme), qui reste incluse dans le champ des basaltes.

Dans les trois, il est possible de discerner un groupe majoritaire sodique ( $2 < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 3$ ), voire pauvre en K ( $3 < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 6,4$ ), et un groupe minoritaire plus potassique ( $1,3 < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 2$ ).

Ces trois tendances ne se séparent qu'au niveau des termes les plus évolués. Par ailleurs, les nombreux cas d'hétérogénéité chimique à l'intérieur d'une même coulée montrent que l'on peut passer rapidement de l'une à l'autre. Il est donc difficile d'y voir trois lignées génétiquement distinctes.

Les termes les plus différenciés (téphrites et hawaïites aphyriques, mugéarites) se répartissent spatialement sur l'ensemble de l'aire volcanisée, à l'exception des marges les plus externes, et ne semblent guère proportionnellement occuper un volume relatif plus important dans la région axiale. Par ailleurs, ainsi que l'avait déjà fait remarquer F. Colin (1966), on peut les trouver à n'importe quel niveau des superpositions observables sur le terrain, le degré de différenciation des laves semblant indépendant de la succession chronologique. Il en est de même des termes les plus cumulatifs, dont l'apparition terminale sur de nombreux appareils ne représente nullement une situation exclusive.

On est ainsi conduit à imaginer que l'Aubrac a été seulement alimenté par un vaste réservoir basicrustal général, ou une somme de petits réservoirs basicrustaux plus ou moins indépendants, regroupés sur une aire calquée en gros sur l'aire d'extension des produits émis en surface. Mais, comme le laissaient supposer les études géophysiques, il n'a probablement jamais comporté de réservoir superficiel. Le fonctionnement de l'ensemble a été de type récurrent et n'a pas obéi à une évolution linéaire.

### Chronologie

Une synthèse géochronométrique basée sur 80 mesures K-Ar (Goër *et al.*, 1991a) a conduit à placer la totalité de l'Aubrac dans le Miocène supérieur :

- un volcanisme précurseur s'est manifesté autour de 8,7 Ma ;
- quelques éruptions tardives dispersées semblent s'être poursuivies jusque vers 6,5 à 6 Ma, principalement aux abords de la vallée du Bès ;
- mais l'essentiel de l'Aubrac (90 % du volume total) se serait édifié en un temps très court, de l'ordre de 250 000 ans, autour de  $7,5 \pm 0,13$  Ma.

11 échantillons prélevés sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt (à paraître), et datés par K-Ar se placent entièrement dans le Tortonien, dans un intervalle compris entre  $8,72 \pm 0,18$  Ma et  $7,76 \pm 0,16$  Ma ; des âges plus récents n'y ont pas été rencontrés.

La phase précoce n'est connue que dans les régions externes ou périphériques : abords de la Truyère au Nord (feuille Chaudes-Aigues), du Lot au Sud-Ouest (feuille Espalion), et du Bès à l'Est (région de Saint-Urcize, feuille Nasbinals). Elle a pu toutefois, sous l'actuelle région axiale, constituer déjà un premier édifice assez volumineux pour inverser le cours de l'Hère, initialement tributaire du Lot. Cette phase ne concerne que des laves non ou très peu différenciées ( $DI < 36$ ). Ces émissions peuvent donc être antérieures à l'apparition du réservoir basicrustal ou contemporaines du début de sa mise en place.



Au cours de la phase principale, les contraintes tectoniques locales n'ont pas permis l'individualisation de réservoirs intracrustaux autorisant une différenciation poussée au-delà des mugéarites à olivine. Cette phase a été trop brève pour qu'il soit possible d'établir une succession plus fine, ni de distinguer un épisode particulier (peu probable) d'émission des laves les plus évoluées. Si l'on admet (hypothèse maximaliste) que le volume total des matériaux épanchés lors de cette phase a été de l'ordre de  $50 \text{ km}^3$ , on en déduit un taux d'émission moyen voisin de  $0,2 \text{ km}^3/\text{ka}$ , valeur comparable à celles que l'on peut calculer pour d'autres ensembles plus différenciés du Massif central, comme le Cantal ou la chaîne des Puys.

## *HISTOIRE POST-HERCYNIENNE*

### **Paléogéographie et dépôts mésozoïques**

Ce sont les synthèses de Simon-Coinçon (1989 & 1999) qui donnent une image de l'évolution des paysages de la région depuis la fin du Paléozoïque.

À la fin de l'Hercynien, la topographie de la région est soumise à l'érosion et à l'altération. Elle se transforme en une pénéplaine à la topographie amollie et peu différenciée, dont les formes d'altération sont signalées par une très forte albitisation (Schmitt, 1983 ; Schmitt & Simon-Coinçon, 1985).

À l'échelle régionale, les premiers dépôts qui reposent d'une manière discontinue sur le socle et les sédiments des bassins permien du Déroit de Rodez et de ses bordures sont continentaux. Il s'agit d'argiles et de grès fluviaux parfois grossiers, plus fins vers l'aval et pouvant passer à des milieux deltaïques. Le cœur de l'Aubrac constituait une des zones d'alimentation de ces paléovallées. Les seules datations obtenues proviennent de déterminations polliniques (Grignac, 1983). Ces dépôts se sont mis en place à l'extrême base de l'Hettangien et sont vraisemblablement la conséquence de mouvements tectoniques qui sont intervenus à ce moment-là.

Les premières incursions marines se marquent par l'apparition de carbonates et de changements dans les faciès. Les apports fluviaux disparaissent pratiquement, sauf pour quelques giclées sporadiques en zones bordières. Ils cèdent la place à des dépôts de lagunes côtières, puis à des environnements côtiers peu profonds. Sur les premières rampes de l'Aubrac la sédimentation se poursuit de l'Hettangien au Domérien, mais les dépôts n'y dépassent pas 80 à 100 m d'épaisseur. Un peu plus au Nord, sur le plateau de Campuac il a été trouvé des blocs silicifiés pluri-métriques

dont le faciès rappelle, sous toutes réserves, les calcaires bathoniens. Il faut signaler que les grès et les arkoses des plateaux de Campuac renferment des galets jurassiques et sont donc bien postérieurs.

On ne possède plus de jalons postérieurs à cette période. En particulier on ne sait pas si des sédiments jurassiques se sont déposés au-delà des rampes méridionales de l'Aubrac, c'est-à-dire sur le territoire de la carte d'Entraygues-sur-Truyère. Si les paléoaltérations des formations rouges des Communaux de la Croix Rouge sont d'âge Jurassique terminal/Crétacé inférieur elles montrent que la région n'a pas été submergée au Jurassique, ou du moins été émergée très tôt. La région a subi une longue évolution continentale, au moins durant la seconde moitié du Jurassique et le Crétacé inférieur. Les renseignements sur l'histoire sédimentaire de la région au cours du Crétacé proviennent de dépôts des bassins qui ceinturent l'Aubrac, en Quercy, Déroit de Rodez et Grands Causses. Ces bassins montrent des sédiments estuariens, de marais et de zones côtières d'âge Cénomaniens à Campaniens-Santonien. Ces sédiments fossilisent des topographies karstiques modelées dans les calcaires jurassiques avec des couvertures et des remplissages bauxitiques (Bruxelles *et al.*, 1999 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2005). Ces altérations sont contemporaines des gisements de bauxite du Sud de la France et correspondent aux grands profils d'altération kaoliniques des formations « sidérolithiques » du Massif central.

### Altérites

La datation des formations cuirassées rouges du Massif central montre que le massif était déjà très largement dénudé de sa couverture sédimentaire dès la fin du Jurassique et du Crétacé inférieur (Théveniaut, 2003 ; Ricordel, 2007). Ces cuirasses qui correspondent à de puissantes altérations kaoliniques montrent l'importance de la couverture d'altération sur le socle dès cette époque. De plus, la disposition de ces cuirasses rouges autour de paléomorphologies du socle indique que le socle formait non pas une paléosurface uniforme, comme la pénéplaine souvent évoquée, mais présentait un paléopaysage différencié avec escarpements de faille, dômes, inselbergs, etc. (Simon-Coinçon *et al.*, 2000 ; Thiry *et al.*, 2004 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2005). C'est également ce qui ressort dans le secteur nord-est de la carte d'Entraygues-sur-Truyère, où la reconnaissance des altérites par sondage a permis d'établir qu'elles se disposaient à des altitudes différentes sans que l'on puisse faire appel à des déplacements verticaux par failles.

Les profils d'altération sur socle se développent parfois sur plus de 20 m, avec une évolution progressive de bas en haut : déstructuration de la structure du granite, augmentation de la teneur en argile, diminution des feldspaths et de l'illite-mica, intensification de la rubéfaction, (*cf.* logs des

compositions minéralogiques des échantillons). La présence d'illuviations bien préservées atteste de leur caractère autochtone. La prédominance de la kaolinite et le développement des oxydes de fer fait rattacher ces altérites à des altérations fersialitiques.

Ces manteaux d'altérite à kaolinite, souvent fortement rubéfiés, formaient sûrement une épaisse couverture continue sur le socle dès la fin du Jurassique. L'altération s'est probablement poursuivie par la suite, de manière plus ou moins continue et intense selon les époques. Ainsi, les horizons supérieurs des profils originels étaient plus ou moins bien conservés ou évolués selon leur place dans les paysages. Ces altérites sont souvent mal conservées, et même les plus épaisses offrent des profils tronqués. On ignore quelle pouvait être la nature exacte des horizons supérieurs de ces altérites sauf dans quelques cas où les profils ont été préservés par induration siliceuse comme dans le cas des cuirasses rouges.

L'érosion a dû être plus ou moins active tout au long du Crétacé, même si, en l'absence de toute couverture crétacée, aucun élément direct ne permet de le corroborer. En effet, les apports détritiques sont sensibles tout au long de cette période dans les dépôts marins périphériques, et plus particulièrement pendant les périodes de transgressions. Ces apports détritiques étaient alimentés par le socle et sa couverture d'altérites. Érosion et enfoncement des profils étaient concomitants ou alternaient au grès des mouvements tectoniques et des abaissements et remontées du niveau marin.

Les altérites ont vraisemblablement été relativement préservées jusqu'aux premiers dépôts continentaux reconnus et attribués à la mise en place du bassin d'Aurillac à l'Eocène/Oligocène. En effet les premiers dépôts sédimentaires attribués à cette époque viennent recouvrir, non seulement les épaisses formations cuirassées des Communaux de la Croix Rouge, mais aussi les altérites kaoliniques meubles dans plusieurs sondages de la gouttière de Graissac – Sainte-Geneviève-d'Argence (*cf.* sondages 08364X0014 Cayrac ; 08364X0015 Plaisance qui révèlent plus de 10 m d'arène évoluée sous les sédiments). D'autres exemples de ce type existent dans la région, on peut citer les coupes de Salgues le long de la RD987, joignant Nasbinals à Saint-Côme-d'Aubrac (Espalion 3-4) qui montrent une arène rubéfiée sous les sédiments.

Mais il est vraisemblable que des érosions conséquentes de ces altérites ne soient intervenues que plus récemment. Une première phase importante d'érosion est attestée par les cailloutis de quartz scellés par les coulées volcaniques et qui semblent se disposer selon des gouttières d'érosion. Plus tard, les manifestations volcaniques ont profondément perturbé les réseaux fluviaux et ont probablement entraîné des érosions importantes, particulièrement autour des épanchements basaltiques. Enfin, l'érosion a sûrement été réactivée au Pliocène (?) avec l'enfoncement du réseau

hydrographique. Néanmoins, le socle sain affleure relativement peu, ce sont les zones d'affleurement d'isoaltérites (horizons profonds d'altération avec préservation des structures de la roche mère) qui prédominent très largement dans les paysages.

## **Sédiments**

### **Problèmes de reconnaissance des sédiments**

Les dépôts sédimentaires détritiques, relativement grossiers, présents sur la carte d'Entraygues-sur-Truyère s'effectuaient dans le cadre de paléopaysages. Les sédiments se déposaient sur les pentes dans les zones basses et dans les dépressions (paléovallées, grabens). Ces paysages ont été érodés et souvent disloqués tectoniquement, surtout lors de la surrection générale du Massif central au Plio-Quaternaire. Il ne reste que des témoins discontinus parfois difficiles à raccorder. Des faciès très différents peuvent appartenir à un même paléopaysage et inversement. Lorsque les affleurements sont indigents, il est aussi délicat de faire la part entre une altérite en place et une altérite remaniée.

### **Âge des dépôts**

Les sédiments cartographiés ont été pour leur ensemble attribués à des dépôts tertiaires par corrélation indirecte des faciès et dispositions structurales d'une part à l'Oligocène pour les dépôts rapportés aux ombilics du bassin d'Aurillac et d'autre part au Miocène pour les formations détritiques recouvertes et scellées par les coulées basaltiques. Néanmoins, l'attribution des formations rouges cuirassées au Jurassique terminal/Crétacé inférieur indique que des sédiments détritiques continentaux de cet âge, ou plus ancien, ont été préservés sur le territoire de la carte, puisque ce sont des alternances de dépôts grossiers et plus fins qui ont subi la pédogenèse fersialitique et le cuirassement des formations des Communaux de la Croix Rouge. Dans ces conditions se pose la question de l'âge de ces sédiments et éventuellement de leur extension et préservation partielle sous des formes non altérées et meubles. On ne dispose d'aucun argument pour éventuellement les discriminer des dépôts plus récents attribués à l'Oligocène et savoir dans quelle mesure ils ont participé à l'élaboration des cailloutis de quartz résiduels attribués au Miocène.

### **Nature des sédiments**

La carte d'Entraygues-sur-Truyère se situe dans les zones amont de grands bassins comme celui d'Aurillac et ses appendices ; il existe peu de sédiments palustres et pas de vrais lacustres. Les dépôts sont surtout fluviatiles plus ou moins caractéristiques et beaucoup de dépôts sont à rapporter à des formations de « glaciais » ou de pente, mises en place sous forme de ruissellement en nappe

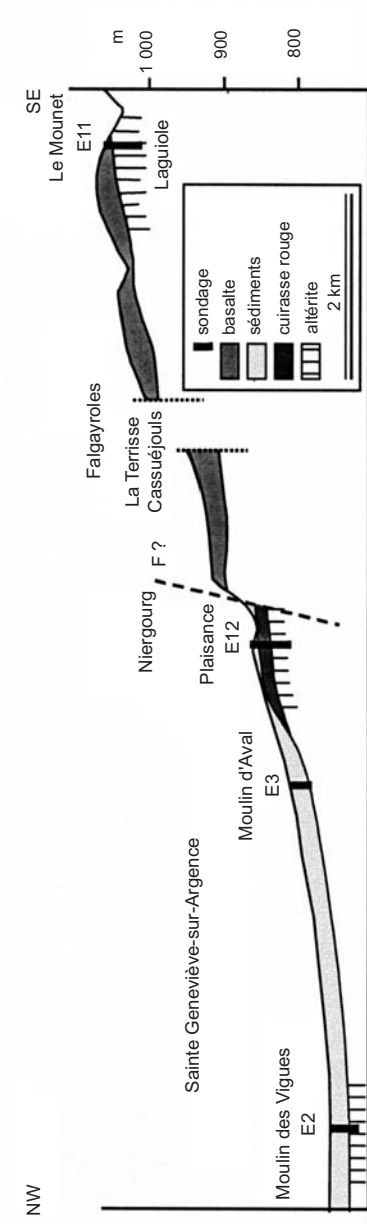


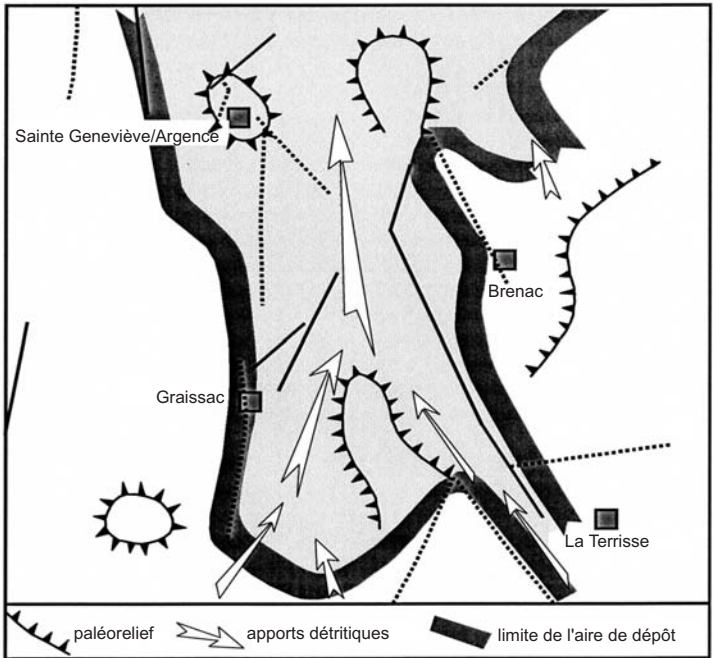
Fig. 10 - Disposition des formations rouges, des altérites et des dépôts sédimentaires oligocènes le long de la gouttière de Graissac (E11 ou E12 ?)

ou de coulées boueuses. Tous les éléments sont d'origine locale, il n'y a pas d'apports lointains. Les grains de quartz de la fraction sableuse, les galets de quartz, n'offrent pas en général d'émousé très poussé. Ils témoignent dans leur ensemble d'un transport sur de courtes distances. La nature même des sédiments indique une provenance locale. Tous sont issus du socle. Seuls certains galets de jaspe (?) pourraient être repris à des dépôts plus anciens (faciès « jaspe rouge » présent dans le Tertiaire du Déroit de Rodez), qui semblent être des analogues des silexites, *in situ*, de Brameloup. Des lambeaux de cette couverture silicifiée, affectant à la fois des sédiments fluviaux et le socle sous-jacent, sain ou arénisé, sont connus en divers points sur les plateaux de la Viadène (F. Virol, 1987). Ils apparaissent en blocs épars sur les versants et il est difficile de délimiter les affleurements (autour du Puech de Rode au Nord des Salles à 4,5 km au Sud d'Huparlac – Sud-Est de Cassan à 1 km des Salles – versant de la route Crouzillac au lac de La Selve). Sur la carte d'Entraygues, ils sont souvent fossilisés par les sédiments ultérieurs et les coulées de basalte. Ces silicifications semblent se raccorder aux formations de Brameloup. Aucun élément pouvant provenir de la couverture marine jurassique n'a été jusqu'à présent rencontré, au contraire de ce qui se passe sur le socle de la carte d'Espalion juste au Sud. Cela peut signifier, soit que ce secteur est toujours resté émergé, soit qu'il a été très tôt surélevé (dès le Jurassique) et déblayé de son éventuelle couverture sédimentaire.

Les sédiments les plus anciens montrent un faciès « sidérolithique », avec une prédominance de la kaolinite et sont indurés par silicification (Communaux de la Croix Rouge). Les dépôts plus récents (oligo-miocènes) sont plus meubles, peu structurés avec des pourcentages moindres de kaolinite et l'apparition de smectite parmi les minéraux argileux. Leurs faciès se rapprochent plus de ceux des « argiles à graviers » décrits dans les régions voisines (Rouergue, Quercy, Montagne noire). Dans les zones basses des paysages, ils sont envahis par des carbonates et passent à des calcaires palustres ou lacustres dans les bassins. En plusieurs endroits, on peut observer des témoins de paléosols avec argilisation, bioturbations et marmorisations qui traduisent des périodes d'arrêt de la sédimentation et d'installation de paléosols.

### **Disposition des dépôts**

Ailleurs dans le Massif central, aussi bien dans le bassin du Cher (Chateaufort), que dans le Lembron, à Naussac et de même au Rouget (Simon-Coinçon *et al.*, 1995 ; Ricordel, 2007), les cuirasses rouges les mieux développées sont appuyées contre des escarpements de failles. Ces escarpements ont d'une part contribué à la mise en place des sédiments grossiers à leur pied, éventuellement induit ou favorisé les altérations et en particulier les silicifications à l'origine des indurations, et d'autre part sûrement aussi contribué à la préservation ultérieure de ces formations. C'est un schéma identique que l'on retrouve sur la feuille d'Entraygues-sur-Truyère.



**Fig. 11 - Paléomorphologies du fossé d'Argence-Graissac**

Les zones de bassin et les paléoreliefs dans le socle ont été construits à partir des données altimétriques fournies par M. Turland. Les failles sont également celles indiquées par M. Turland. Les données sédimentologiques proviennent d'études antérieures (R. Simon-Coinçon)

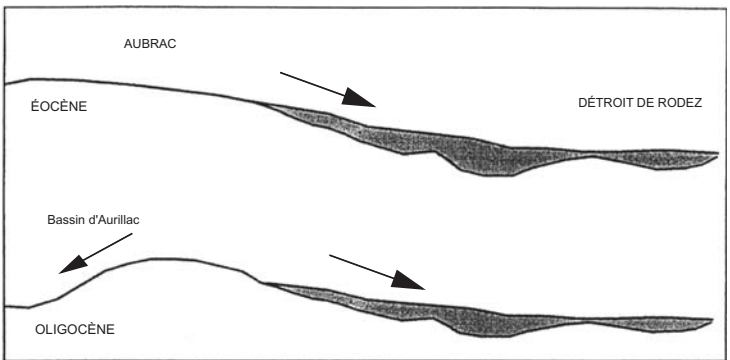
Les formations des Communaux de la Croix Rouge sont appuyées contre un relief granitique. La formation rouge recoupée par sondage à Plaisance près de Niergourg (fig. 10) se dispose également au pied d'un escarpement qui peut être d'origine tectonique.

De même, les altérites et les sédiments rapportés à l'Oligocène s'inscrivent dans des morphologies différenciées, avec altérites sur les hauts plateaux et sédiments qui viennent les recouvrir dans les parties basses (fig. 10). En fait, les sédiments se situent dans des zones chenalisantes (plus ou moins guidées par la tectonique). Ils présentent des structures sédimentaires frustes et sans tri apparent dans les zones amont et montrent des structures fluviales plus nettes et sont mieux triés dans les zones aval.

Les matériaux des sondages doivent être interprétés dans ce cadre morphogéologique qui paraît encore refléter les grands traits du paléopaysage au moment du dépôt. En particulier, c'est dans ce cadre que doit être replacée la distribution des matériaux à kaolinite et à smectite. Les sondages implantés sur les zones hautes contiennent surtout de la kaolinite. Parmi ceux-ci, c'est dans le sondage implanté en position intermédiaire (sondage de Plaisance E12) qu'ont été rencontrées les altérites les plus évoluées, mais aussi des sédiments indubitables à leur partie supérieure. En revanche, c'est le sondage implanté sur les zones les plus élevées (Le Mounet E11) qui présente les plus fortes teneurs en feldspaths et micas. C'est probablement l'indice de matériaux moins évolués, car progressivement érodés lors de la longue période d'altération allant de la fin du Jurassique/Crétacé inférieur à l'Actuel. Les sédiments les plus amont reflètent la composition de la couverture d'altérites de leur bassin versant. Ces matériaux sont hérités d'une phase climatique antérieure. À l'aval, les sondages de la basse vallée de l'Argence sont à rattacher à des sédiments dans une gouttière en bordure du bassin d'Aurillac. Ils sont à smectite dominante, comme l'essentiel des sédiments du bassin d'Aurillac. À l'aval, l'évolution des matériaux se fait vers un pôle smectitique qui correspond aux conditions plus confinées existant dans le bassin au moment du dépôt.

Le fossé Argence-Graissac n'est qu'un appendice du vaste bassin sédimentaire d'Aurillac et il communique directement avec la cuvette de Bromat – Mur-de-Barrez. Le fossé s'inscrit dans une topographie de plateaux où deux ensembles s'individualisent : à l'Ouest un bas plateau à inselbergs dominé à l'Est par une zone haute formée de dorsales et lourdes croupes. Ces topographies devaient être largement recouvertes par d'importants manteaux d'arènes très altérées et des altérites rutilantes à kaolinite dominante. Le relevé des altitudes du contact socle/sédiments montre l'existence de paléoreliefs enfouis sous les dépôts (fig. 11). Le chenal principal est celui de Graissac, celui de l'Argence ne constitue qu'un affluent. Le chenal de l'Argence a été remblayé par du matériel ayant subi un transport court avec domination des apports latéraux en provenance des





**Fig. 12 - Schéma de l'évolution des zones basses et hautes et provenance des apports sédimentaires dans l'Ouest du Massif central au cours du Tertiaire**

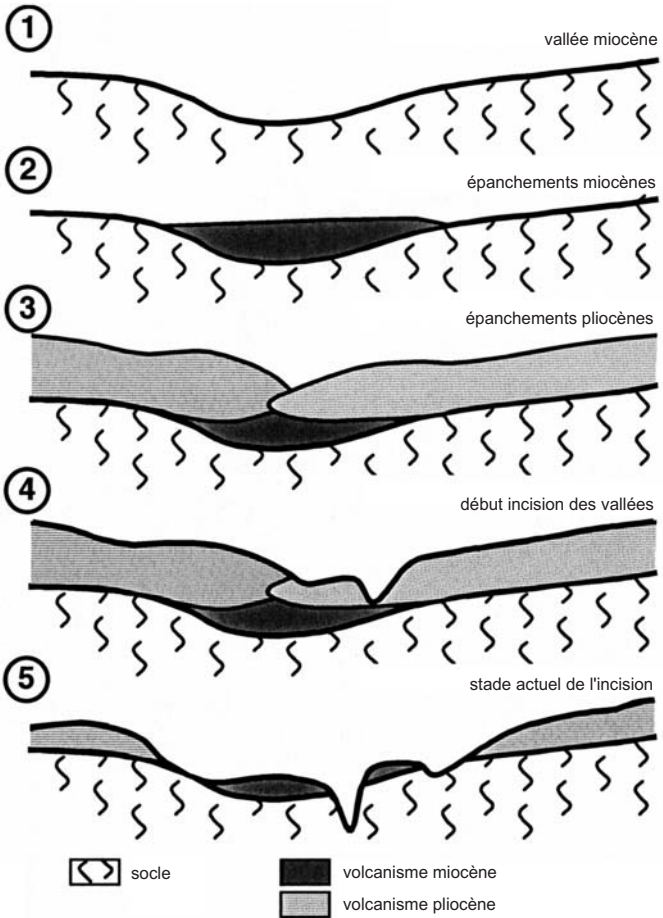
versants. Le chenal de Graissac montre des dépôts de caractères plus franchement fluviaux avec des apports longitudinaux prépondérants. Il correspond à un bassin versant plus important. Son interruption brutale au Sud est dû vraisemblablement à une faille post-sédimentaire. Les sédiments amont auraient alors été déblayés et la pente actuelle des bas plateaux vers le SSW serait due aussi à des mouvements tectoniques plus tardifs.

Les dépôts de la fin du Miocène et du Plio-Quaternaire ont une facture plus fluviale. Ils se composent de sédiments fluviaux typiques, de dépôts de pente et pour les plus tardifs se chargent en éléments détritiques (galets en particulier). Ils s'organisent le plus souvent en hautes terrasses à peine incisées dans la surface du plateau et suivant le cours des rivières actuelles. Les plus récents comportent de nombreux éléments volcaniques : galets de basalte, grains d'origine volcanique ou intercalations de cinérite. Enfin d'autres dépôts comme des éboulis au pied des coulées sont attribuables aux périodes froides du Quaternaire. À côté des sédiments et des dépôts que l'on peut dater par corrélation ou par similitude de faciès avec d'autres ou parce qu'ils présentent des caractéristiques minéralogiques bien précises, il subsiste des formations le plus souvent résiduelles qui ne peuvent être classées. Il s'agit d'épandages de cailloutis ou de galets qui peuvent être rapportés à des vestiges de sédiments tertiaires (éocènes ou oligocènes). Ces derniers comportent souvent des niveaux grossiers, surtout vers la base. Il peut aussi s'agir d'anciennes traînées alluviales plus récentes. Le problème se pose ainsi pour le remplissage des vastes alvéoles comme celui des Galens où il est difficile de trancher entre les restes d'un remplissage tertiaire ou un remplissage par des cailloutis et des galets plus ou moins roulés durant les phases froides du Quaternaire. Ces vastes formes elles-mêmes peuvent correspondre à des modelés anciens (*cf.* l'exemple de l'alvéole de la Serène dans le Sud du batholithe granitique de Villefranche-de-Rouergue, longtemps donné comme exemple d'un alvéole d'altération et d'érosion différentielle et qui s'est révélé être un graben encore rempli de dépôts tertiaires).

### *ÉVOLUTION DE LA RÉGION AU TERTIAIRE*

Beaucoup d'incertitudes subsistent quant à l'extension de la couverture jurassique sur la feuille d'Entraygues-sur-Truyère et quant à son éventuelle érosion. L'épisode le plus ancien est marqué par l'élaboration de puissants manteaux d'altérite rubéfiée à kaolinite et peut être rattaché aux altérites rouges et cuirassées datées de la fin du Jurassique/Crétacé inférieur ailleurs sur le Massif central.

Les mouvements tectoniques liés à l'orogénèse pyrénéenne (Eocène moyen) ont entraîné une vague d'érosion avec le creusement de véritables vallées. Vers la fin de l'Éocène ou le début de l'Oligocène, un nouvel épisode tectonique



**Fig. 13 - Schéma de l'évolution des paysages en liaison avec les épanchements volcaniques**

Les premières coulées ont eu tendance à aplanir le paysage en remplissant les vallées. Des érosions et des dépôts ont eu lieu entre les deux périodes volcaniques mais n'ont pas été figurés par souci de simplification. Il faut noter que les épanchements volcaniques ont complètement modifié l'hydrographie de la région, les incisions des vallées récentes ne sont pas obligatoirement superposées aux paléovallées miocènes, elles recoupent les anciennes morphologies (dômes et vallées) ce qui explique les profondeurs d'incision très variable des rivières dans le socle

entraîne l'individualisation de l'ensemble du bassin d'Aurillac. Une nouvelle phase d'érosion et de sédimentation reprend. Les faciès sont moins fluviaux et ils se rapprochent plus d'une mise en place sous forme de nappes, de coulées boueuses. Dans les minéraux argileux la smectite apparaît. Les sédiments se chargent en carbonate. Toutes ces caractéristiques indiquent une aridification du climat et un confinement des milieux de dépôt.

Les paysages entre les deux phases ne semblent pas avoir fondamentalement changé. Cependant un problème demeure. Celui des rapports entre les zones de sédimentation du Déroit de Rodez au Sud et celles du bassin d'Aurillac au Nord (fig. 12). Les sédiments du Déroit de Rodez débutent sûrement à l'Eocène moyen comme dans les autres bassins du Rouergue et se poursuivent plus ou moins jusque vers le début du Miocène. Ceux du bassin d'Aurillac sont plus tardifs (pas plus anciens que la fin de l'Éocène). Ce décalage correspond éventuellement à une distribution différente des zones hautes.

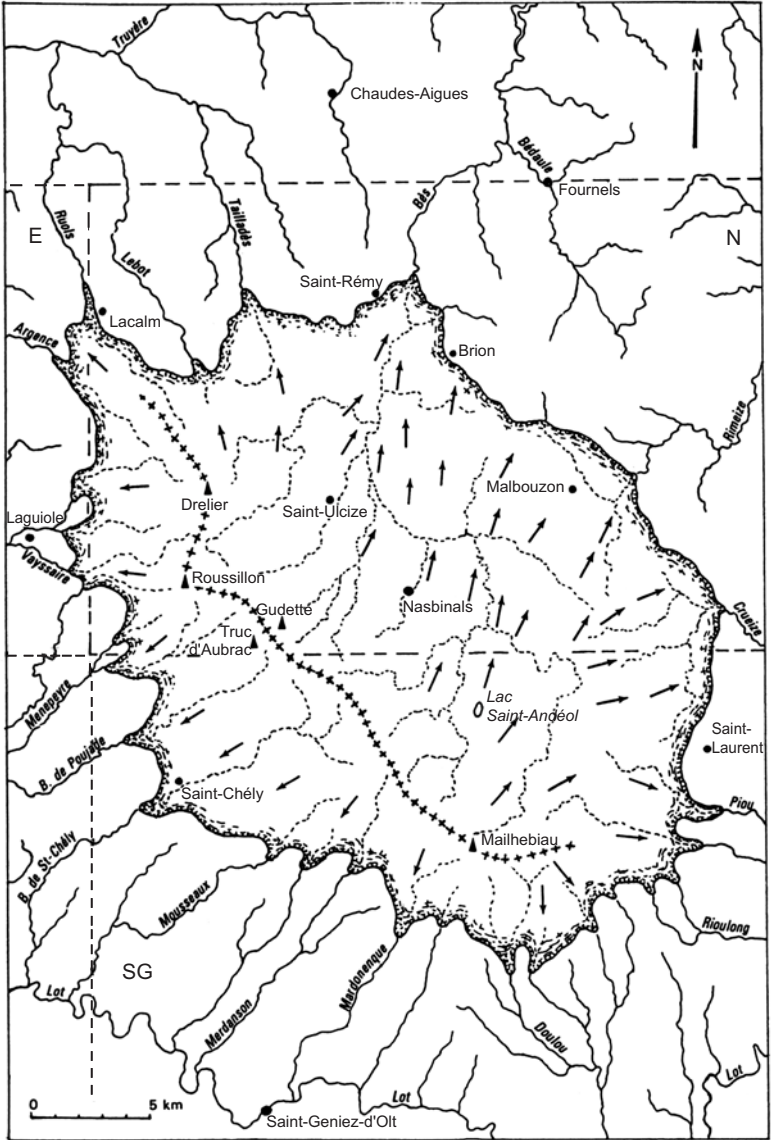
Jusque vers la fin de l'Éocène, les zones hautes auraient été au Nord du Déroit de Rodez avec de longues pentes vers les zones lacustres d'Espalion - Calmont-d'Olt, pentes encore recouvertes par les dépôts (Salgues). Puis à l'Oligocène avec l'effondrement du bassin d'Aurillac, il s'est formé une ligne de hauteurs qui a fait office de ligne de partage des eaux.

Enfin, avec la surrection du Massif central à la fin du Miocène et le début du volcanisme, le drainage reprend une direction SSW. Les dépôts sédimentaires sont alors conservés grâce à la protection des coulées.

### *PALÉOTOPOGRAPHIES ET ÉPANCHEMENTS VOLCANIQUES*

Les coulées de basaltes fossilisent des dépôts mais aussi d'anciennes topographies et notamment des vallées existant au moment de l'épanchement des laves. Il a été rassemblé ici diverses observations sur les altitudes des coulées de laves par rapport à ces surfaces continentales anciennes. Ces niveaux permettent aussi de donner le maximum de creusement des rivières (Argence par exemple) depuis l'épanchement des basaltes concernés.

– Entre Gouzettes et Huplergues (Nord de la Terrisse), une vallée large mais peu encaissée (~10 m) s'est individualisée au Miocène. Dans son fond s'est écoulée une langue de basalte ( $m\beta^1$ ). Au Pliocène de nouvelles coulées ( $\rho\beta^7$  et  $m\beta^1$ ) se sont épanchées suivant une pente générale allant vers le bassin de Graissac. L'Argence semble s'être installée à la jonction de ces deux coulées et a retrouvé le fond de l'ancienne vallée. Son creusement post-Pliocène (-4 Ma) peut être localement estimé à environ 50 m.



**Fig. 14 - Esquisse de la calotte glaciaire wurmienne d'Aubrac**  
(pour partie inspiré de Poizat et Rousset, 1975)

Les flèches indiquent les directions d'écoulement. Encadré : E : partie orientale de la feuille Entraygues, N : feuille Nasbinals (la moitié sud : feuille Saint-Geniez (SG) est passible d'importantes modifications). Par rapport à la ligne de faite du massif volcanique (croix), la calotte était largement déportée vers le Nord-Est sur le piémont granitique

– Près de la Grange de Mourgue au Sud-Ouest de Graissac, le schéma évolutif est identique, mais là l'Adrech a abandonné son ancien cours, barré par la coulée des Combris ( $m\beta^1$ ) et a été capturé par un affluent tributaire de la Truyère.

– Dans le bassin de Lacroix-Barrez, une paléorivière, profitant des terrains meubles du bassin, a entaillé au Miocène une première gouttière à peu près Nord-Sud relativement large et encaissée d'environ 50 m. Le fond de la vallée avait par endroits atteint le socle sous les sédiments tertiaires. Les coulées du volcanisme miocène ont atteint le fond de cette vallée. Là aussi, cette paléovallée semble avoir été largement comblée par les avalanches de débris cantaliennes. Un nouvel axe de drainage, marqué par des traînées alluviales (P1) a été fossilisé par le basalte.

En conclusion, une première phase d'incision a eu lieu au Miocène, elle est peut-être contemporaine des toutes premières manifestations volcaniques. Les premières coulées fossilisent un réseau de larges vallées en berceau, incisées d'une cinquantaine de mètres (Simon-Coinçon, 1993) (fig. 13). Ce n'est qu'après le volcanisme cantalien (-4 Ma) que l'érosion reprend avec l'enfoncement du réseau hydrographique. Cet encaissement se fait par stades comme en témoignent les niveaux de terrasses avec des modifications des tracés par captures et des vitesses d'érosion différentes selon l'importance du débit des cours d'eau et la nature du substratum.

### *HISTOIRE QUATERNAIRE DE LA RÉGION*

Dès 2,5 Ma les reliefs de l'Aubrac ont subi des climats froids de type périglaciaire avec probablement des langues glaciaires. Aucun vestige significatif d'un englacement des plateaux n'a pu être mis en évidence. En revanche, aux alentours de 1 Ma, lors des périodes plus froides une calotte glaciaire s'est développée sur les parties hautes de l'Aubrac. Le texte de la notice de Nasbinals (de Goer de Herve *et al.*, 1994) a été repris *in extenso* ci-dessous et expose la synthèse réalisée dans ce cadre sur cette phase très récente de l'histoire géologique régionale.

Les contours de cette calotte elliptique peuvent être tracés avec beaucoup de précision sur sa demi-circonférence nord-orientale (fig. 14). Par contre, l'extension de ses langues évacuatrices sur sa façade sud-ouest est plus difficile à délimiter. Sa superficie était de l'ordre de 520 km<sup>2</sup> et son épaisseur minimale a été évaluée à 200 m (Rousset, 1970 ; Veyret, 1978).

Cet « ice-cap » passe pour avoir été relativement statique et peu actif. Pourtant, l'essaimage jusqu'à Malbouzon (feuille Nasbinals) de blocs de roches métamorphiques prélevés aux abords du lac de Saint-Andéol (feuille

Saint-Geniez-d'Olt), implique un transport de matériaux par les glaces de fond sur une distance de 10 km, pour une dénivellation n'excédant pas une vingtaine de mètres, avec franchissement de quatre contrepentes successives. La dispersion de mégablocs basaltiques empruntés aux environs de Nasbinals, et portés sur le granite jusqu'à 1 200 m d'altitude dans la région de Brion, parle dans le même sens. Il en va de même, au Sud de La Trinitat, de mégablocs granitiques remontés à contrepente d'une cinquantaine de mètres sur le plateau basaltique. Il n'est donc pas étonnant que les reliefs granitiques de la région de Marchastel, et surtout de Recoules-d'Aubrac, aient été totalement décapés, polis et cannelés, offrant un paysage de caractère scandinave dont, seule dans le Massif central, l'Artense (piémont sud-ouest des monts Dore) présente un équivalent aussi spectaculaire. Sous la couverture des matériaux transportés bloc à bloc, le substrat lui-même peut être localement impliqué dans des phénomènes glacio-tectoniques extensifs ou compressifs. Comme dans beaucoup de régions montagneuses françaises, l'âge exact de l'extension maximale des glaces wurmiennes, celui de la déglaciation, et ses modalités dans les régions les plus hautes, restent sujet à discussion (Etlicher & Goër, 1988). Le sondage pollen analytique effectué par L. de Beaulieu *et al.* (1985) dans la tourbière des Moussous, au cœur de l'Aubrac basaltique (feuille Saint-Geniez-d'Olt), permet toutefois d'affirmer que celui-ci était totalement et définitivement déglacé au moins dès la fin du Pléniglaciaire supérieur (vers 15 000 ans BP). Bien que cette région connaisse actuellement un enneigement de plusieurs mois par an, il semble que l'essentiel des témoins périglaciaires soit un héritage des temps glaciaires et tardi-glaciaires, antérieurement à l'installation d'une couverture végétale continue. Encore ces manifestations ont-elles été souvent surestimées. Elles consistent principalement : sur le « drift-sheet », à des phénomènes de cryoturbation et à des dunes nivéo-éoliennes (Poizat et Rousset, 1975) et dans les régions hautes, tant basaltiques que granitiques, au cortège classique des glaciers rocheux, tabliers de blocs, dallages nivaux, convois limoneux géliflués, etc.

Par contre, on ne saurait tenir pour seulement « périglaciaires » nombre de microformes qui, en Aubrac comme sur les massifs volcaniques auvergnats (Cantal, Cézallier, monts Dore), sont strictement circonscrits dans le périmètre englacé, alors qu'ils sont absents des hauts plateaux basaltiques. C'est le cas des centaines de petites dépressions marécageuses, circulaires ou elliptiques, décamétriques à demi-hectométriques, connues sous le nom de « laquets », et interprétées par Rousset (1964) comme des cicatrices de pingos, et ce, bien qu'elles n'en présentent pas les caractéristiques fondamentales (peu ou pas de bourrelet périphérique). Les « laquets » infodés à la nappe morainique (par exemple ceux des Allatieux ou de Sogno-Cremado, au Nord de Malbouzon) peuvent être sans difficulté attribués à la fusion de culots de glace morte (kettle-holes) lors de la dissociation de la calotte glaciaire. Par contre, cette interprétation ne saurait

être étendue à tous ceux, de loin les plus nombreux, qui affectent la surface de coulées basaltiques pratiquement dépourvues de couverture meuble, comme c'est le cas à Planau (Carbonaïdo), à Ginestouse ou sur le Truc d'Aubrac. Dans ce cas, on ne voit d'autre explication que le nettoyage par la glace de poches de scories. Enfin, plus que les retouches cryo-nivales persistantes, c'est certainement l'occupation humaine à partir du Néolithique, et notamment la déforestation au cours du Subboréal (Beaulieu *et al.*, 1985), qui ont parachevé l'actuel modelé des paysages.

## GÎTES MINÉRAUX

Sur la feuille Entraygues-sur-Truyère, les trois principaux types de gîtes sont par ordre d'abondance les minéralisations tungstifères ( $W \pm Au$ ), uranifères ( $U \pm Cu$ ) et barytiques ( $Ba \pm Pb$ ).

### *GÎTES À W*

Les gîtes tungstifères, répartis sur la partie ouest de la carte à 1/50 000 d'Entraygues-sur-Truyère, appartiennent au district de La Châtaigneraie. Avec un total de près de 4 000 t de  $WO_3$  extrait, il constitue le second district tungstifère français.

### **Historique** (BRGM, 1977 ; Mignon et Fouquet, 1987)

Depuis la découverte de Leucamp en 1910, le district de la Châtaigneraie a été le siège d'une activité minière discontinue pour le tungstène entre 1915 et 1979, principalement axée sur les gisements de Leucamp (1910-1925 et 1943-1959) et d'Engualès (1962-1979). Dès 1971, une prospection géochimique régionale en sédiments de ruisseau effectuée par la SMMC (Société Minière et Métallurgique du Châtelet) amène à la découverte des indices de La Feuillade (feuille de Maurs) et du Viala (bordure ouest de la granodiorite de Soulaques). Entre 1973 et 1975, le BRGM réalise une prospection régionale stratégique (géochimie multi-élémentaire, alluvionnaire) et tactique (relevés d'indices en prospection au marteau, géochimie, télédétection, géophysique, tranchées et sondages percutants). Ce travail aboutit à la découverte de nombreux indices à wolframite et/ou scheelite (Bousquet,...) mais l'étude en surface et en profondeur de ces indices n'a pas relevé l'existence de cibles économiques. Entre 1975 et 1983, les efforts de recherche (sondages et travaux miniers) sont concentrés sur Engualès et Leucamp, dans le but de définir un potentiel (extensions) justifiant la reprise de l'exploitation (tableau 1). Mais depuis la chute des cours du tungstène en 1983, l'exploration a été arrêtée en France et le projet mis au point à Leucamp n'est plus d'intérêt économique.



Au total, la production (3 900 t de WO<sub>3</sub> contenu) et les réserves possibles (12 000 t de WO<sub>3</sub> contenu) du district de la Châtaigneraie s'élèvent à environ 16 000 t de WO<sub>3</sub>. À l'échelle mondiale, Enguialès et Leucamp sont de petits gisements de tungstène d'environ 1 500 t WO<sub>3</sub> contenu ; à titre de comparaison, la taille d'un gros gisement est comprise entre 10 000 et plus de 100 000 t.

Production	Tonnage exploité exprimé en WO <sub>3</sub> contenu	Teneur minéral	Années d'exploitation
Enguialès	1 300 t	0,6 % de WO <sub>3</sub>	1969-1979
Leucamp	1 700 t	jusqu'à 2,5 % de WO <sub>3</sub>	1916-1959
Teissières + Murols	400 t	1 % de WO <sub>3</sub>	1940-1945
<b>Total production</b>	<b>3 900 t de WO<sub>3</sub> contenu</b>		<b>1916-1979</b>

Réserve	Tonnage possible exprimé en t de WO <sub>3</sub>	Année de faisabilité
Leucamp	7 000 t	1983
Enguialès	5 000 t	1983
<b>Total réserve</b>	<b>12 000 t de WO<sub>3</sub> possible</b>	<b>1983</b>

**Tabl. 1 - Production et réserve en tungstène du district de la Châtaigneraie.**

## Typologie des minéralisations W

Le district de la Châtaigneraie est constitué de gîtes tungstifères de morphologie variée, qui sont par ordre d'abondance : des veines, des réseaux de veinules et des disséminations/résille. Ces morphologies dépendent principalement de la compétence de l'encaissant des minéralisations. Le porteur du W est généralement la wolframite ([Fe, Mn] WO<sub>4</sub>) de couleur brun à noir d'acier selon la teneur en Fe, plus rarement la scheelite, translucide, de teinte blanchâtre à jaunâtre (CaWO<sub>4</sub>).

**Les veines de quartz à wolframite (± scheelite)** sont représentées par les gisements de Leucamp *s.l.* et d'Enguialès (indice BSS) et par de nombreux indices localisés notamment dans la région de Pons-Couesques (Chèze, 1973 ; BSS-5X4001). Ces veines sont généralement encaissées dans les micaschistes en bordure de la zone externe à biotite de l'auréole de métamorphisme de contact (intrusion des monzogranites porphyroïdes). Les veines quartzieuses à wolframite réempruntent ou plus généralement

recoupe la schistosité régionale (S1-2). Dans cette dernière configuration, elles sont interprétées comme des fentes de tension (Gros *et al.*, 1981 ; Derré, 1983 ; Demange *et al.*, 1988). Les halos de tourmaline constituent une caractéristique spécifique des épontes des veines tungstifères. D'autre part, les veines à wolframite des gisements d'Enguialès et de Leucamp présentent ponctuellement des teneurs en or pouvant atteindre 1 g/t Au. C'est également le cas de veines et veinules sub-méridiennes, situées dans la région de Aurière – Le Batut au Sud-Ouest de Murols (toponyme favorable pour l'exploration d'or) qui, outre la wolframite (BSS), présentent des teneurs en or variant de 100 ppb à 1,6 g/t Au (Mignon et Fouquet, 1987).

**Les réseaux de veinules de quartz à wolframite - scheelite** (sans tourmaline associée) sont encaissés dans des leucogranites à cordiérite dont le caractère compétent est favorable au remplissage de multiples ouvertures (veinules millimétriques à décimétriques). Les deux gîtes sub-économiques connus sont ceux du Viala (indice BSS) et du Bousquet (indice BSS). Dans ces deux cas, les leucogranites sont des sills intrusifs dans la zone de contact entre le granite porphyroïde et leur cornéenne.

**Les disséminations de scheelite ou wolframite sont peu fréquentes.** Il s'agit :

– à Valysac - La Castanié, au Sud-Ouest d'Entraignes-sur-Truyère, de wolframites disséminées dans des leucogranites (Derré, 1983 ; Bogdanoff *et al.*, 1987) et

– dans la région de Pons (ex. : affleurement du Pont de Cazottes), de disséminations de scheelite associées à des résilles de scheelite. L'ensemble est limité à des niveaux décimétriques de gneiss-à-silicates-calciques (= GASC à grenat, amphibole, épidote, calcite) appartenant à l'unité inférieure (Chèze, 1975 ; Joubert, 1978).

Dans les deux cas, il s'agit d'indices non économiques. Ainsi dans les GASC, les teneurs avoisinent 100 à 150 ppm en  $WO_3$  (Mignon et Fouquet, 1987).

À noter qu'à l'Est d'Enguialès, des veines quartzeuses riches en arsénopyrite sont encaissées dans les micaschistes, dans l'emprise de réseaux de quartz pegmatitiques (route N120 à l'Ouest du hameau de la Malpélie, affleurement CA15, cf. tableau 2). Contrairement aux veines de wolframite qui correspondent en général à des fentes de tension, la particularité de ces veines est d'être contrôlées par des failles ductiles d'extension pluri-décamétrique.

CA25-6 : filon mâle de quartz à wolframite et à sulfures d'Enguialès	CA25-7 : filon mâle de quartz à wolframite et à sulfures d'Enguialès	CA11-C : réseau de veinules du Viala	CA11-1 : réseau de veinules de quartz et sulfures du Viala	CA15-3 : veine de quartz à arséno-pyrite dominante
13 770 g/t W	> 15 000 g/t W	41 g/t W	131 g/t W	18 510 g/t As
948 g/t P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	389 g/t P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	69 g/t Sn	28 g/t Sn	46 g/t W
26 g/t Mo	20 g/t Mo	10 500 g/t Ag	21 390 g/t As	2 536 g/t B
11 g/t Sn	43 g/t Sn	4,1 g/t Ag	27 g/t Cd	880 ppb Au
6 087 g/t B	516 g/t b	895 ppb Au	1,3 g/t Ag	142 g/t Bi
598 g/t As	349 g/t As		216 g/t Bi	0,9 g/t Ag
1 361 g/t Sb	3 475 g/t Sb		140 ppb Au	14,6 % Fe
2 866 g/t Bi	590 ppb Au		1 833 g/t Zn	1 239 g/t Cu
900 ppb Au	915 g/t Bi			
6,3 g/t Ag	3 g/t Ag			

**Tabl. 2 - Teneurs anormales dans les minéralisations tungstifères des gîtes d'Enguialès et du Viala (teneurs élevées en or avoisinant 1 g/t Au).**

## Calage temporel et répartition spatiale des gîtes tungstifères

### • Calage temporel

La mise en place des minéralisations tungstifères s'inscrit tardivement dans l'évolution orogénique varisque, comme le révèle le calage chronologique suivant, compte tenu d'âges récents (tableau 3) :

- 330-340 Ma : tectonique tangentielle D1-D2 et synfoliale (schistosité S1-S2) responsable de l'empilement de l'unité inférieure mésozonale sur l'unité parautochtone épizonale, datée autour du Viséen par analogie avec les Cévennes (Caron, 1994) ;
- D3 - développement de plis P3 N70-90°E avec une schistosité de fracture S3 ;
- ~ 315 Ma : mise en place des batholites de granites porphyroïdes (Veinazès, Entraygues-sur-Truyère), postérieurement i) à la schistosité régionale S1-2 qu'ils recoupent et ii) aux plis P3 qui sont scellés par le métamorphisme de contact (Derré, 1983 ; Roig *et al.*, 1999) ;
- 305-307 Ma : intrusion de réseau de sills et dykes de leucogranite (dont certains encaissent les réseaux de veinules à wolframite-scheelite du Viala

Roche	Âge	Méthode	Références
granite porphyroïde de la Margeride	334 ± 7 Ma	U-Pb sur zircon	Lafon et Respaut, 1988
granite porphyroïde de la Margeride	314 ± 3 Ma	U-Pb sur monazite	Pin, 1979
granite porphyroïde de la Margeride	309 + 15/ -5 Ma	U-Pb sur zircon	Guerrot, 2000
granite de Veinazès (Ca18-3 - faciès externe)	âge plateau 314,2 ± 2,8 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur biotite ± chloritisée	Monié <i>et al.</i> , 1999
granite du Veinazès	313 ± 3 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur biotite	Monié <i>et al.</i> , 2000
granite du Veinazès	323 ± 15 Ma	U-Pb sur zircon	Monié <i>et al.</i> , 2000
granite d'Entraygues-sur-Truyère	310 ± 3 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur biotite	Monié <i>et al.</i> , 2000
Auréole thermique du granite d'Entraygues-sur-Truyère	315 ± 3 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur biotite	Monié <i>et al.</i> , 2000
Auréole thermique du granite d'Entraygues-sur-Truyère	308 ± 3 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur muscovite hydrothermale tardive	Monié <i>et al.</i> , 2000
Leucogranite à tourmaline, intrusif dans le granite d'Entraygues-sur-Truyère (CA02-2)	305,8 ± 2,7 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur muscovite	Monié <i>et al.</i> , 1999
Leucogranite à tourmaline, intrusif dans le granite d'Entraygues-sur-Truyère (CA02-1)	306,6 ± 2,8 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur muscovite	Morillon <i>et al.</i> , 1999
Dyke leucogranite à tourmaline, intrusif dans le granite d'Entraygues-sur-Truyère (CA03-3)	306,8 ± 2,8 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur muscovite	Monié <i>et al.</i> , 1999
Lentille de quartz pegmatitique dans les micaschistes à l'Est d'Engualès (CA26-3)	304,9 ± 2,8 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur muscovite	Monié <i>et al.</i> , 1999
Lentille de quartz pegmatitique dans les micaschistes à l'Est d'Engualès (CA26-3)	313 ± 2,8 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur muscovite	Morillon <i>et al.</i> , 1999
Veines de quartz à wolframite d'Engualès (filon mâle CA25-14)	âge plateau 304,9 ± 2,7 Ma pt par pt 306,3 ± 3,8 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur muscovite	Monié <i>et al.</i> , 1999
Sill hypovolcanique dans les micaschistes	315 ± 3 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur muscovite	Monié <i>et al.</i> , 2000
Faciès hypovolcanique dans les leucogranite du Viala	309 ± 3 Ma	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar sur biotite	Monié <i>et al.</i> , 2000

**Tabl. 3 - Datations absolues des intrusions magmatiques et des minéralisations tungstifères du district de la Châtaigneraie.**

et du Bousquet), suivi par son cortège pneumatolithique (aplite, pegmatite, quartz pegmatitique) ;

- 305-306 Ma : piégeage des veines tungstifères durant l'événement pneumatolytique des leucogranites. Du point de vue géométrique, C. Derré (1983) montre que les filons d'Enguialès ne sont pas affectés par la S3 et que la tourmaline oblitère cette schistosité. De même à Leucamp, Nicolas (1985) souligne que certaines veines réempruntent les plis P3. Par conséquent, la mise en place des minéralisations est post D3. Cependant, selon Y. Gros (1984), la mise en place des veines à wolframite d'Enguialès et de Leucamp est diachrone car ces veines sont contrôlées par deux compressions successives NNE-SSW (Enguialès) puis WNW-ESE (Leucamp) ;
- Injection des dykes hypo-volcaniques à dominante microdioritique qui recoupent clairement les veines d'Enguialès (Derré, 1983) et de Leucamp (Nicolas, 1985), mais qui seraient, d'après les datations Ar/Ar pour certains d'entre eux plus anciens (310-315 Ma).

### • Répartition spatiale

À l'échelle régionale, l'ensemble des gîtes tungstifères du district de la Châtaigneraie sont contrôlés par un corridor NNE-SSW, long de 17 km situé entre l'extrémité est du granite de Veinazès au Nord et le granite d'Entraygues-sur-Truyère au Sud (Derré, 1983). La superposition de ce corridor avec une anomalie gravimétrique légère (Roig *et al.*, 1999) tend à montrer que les gîtes à W se localisent à l'aplomb d'une masse granitique cachée (< 1 km de profondeur estimée) à dominante leucogranitique qui s'enracine dans le granite d'Entraygues-sur-Truyère (abondance des leucogranites affleurants).

En allant du Sud vers le Nord, ce corridor minéralisé sub-méridien est composé de gîtes d'orientation N-S à NE-SW, résultant de la circulation de fluides minéralisateurs provenant du granite caché :

- les réseaux de veines d'Enguialès, à dominante N35°E (BSS-5X4002) ;
- le réseau NNE-SSW de veinules porté par le leucogranite du Viala, lui-même intrusif dans la granodiorite de Soulaques ;
- les disséminations et résilles N10 à N60°E de scheelite (Joubert, 1978), piégés dans des niveaux calciques (région de Pons), chimiquement favorable à l'expression de  $\text{Ca WO}_4$  (minéralisation de type skarn distal). D'ailleurs, M. Joubert (1978) signale de façon pertinente que lorsque l'on s'éloigne de l'anomalie gravimétrique, les niveaux calciques ne renferment plus de scheelite, ce qui renforce l'idée d'un granite source sous l'axe sub-méridien ;

- des réseaux en échelon NNE-SSW des veines W-Au de Aurière – Le Batut, (BSS-1X4018) ;
- du réseau de veines complexe du champ filonien de Leucamp *s.l.* (BSS-1X4001 à 1X4016).

En outre, au Sud de Murols, ce corridor est affecté par l'extrémité est de la faille majeure NW-SE dite de Prunet (carte à 1/50 000 de Maurs) dont la caractéristique majeure est d'être jalonnée de brèches à tourmaline puissante (~15 m) et faiblement minéralisée en or (< 1 g/t Au) dite « tourmalinite ou brèche de Prunet ».

## **Description des gisements d'Entraygues-sur-Truyère et de Leucamp**

### **• Champ filonien d'Engualès**

Le champ filonien d'Engualès est situé dans la zone de chevauchement, orientée NE-SW et faiblement pentée vers l'Est, qui met en contact anormal les micaschistes épizonaux de l'unité para-autochtone à l'Ouest et les micaschistes mésozonaux de l'unité inférieure à l'Est. En profondeur dans la mine, ces micaschistes sont affectés par le métamorphisme de contact.

Développé en surface sur 1,3 km de long et 320 m de large, le champ filonien est composé de deux familles de veines quartzieuses à wolframite, mises en place simultanément :

- des veines concordantes sur la schistosité régionale, orientées N150°E, pentées de 30 à 40° vers le Nord-Est et de puissance maximale 50 cm (appelées « filons males » par les mineurs) et
- de veines sécantes sur cette schistosité NW-SE, qui sont orientées N150°E et pentées de 45 à 65° vers le Nord-Ouest (appelées « filons femelles » par les mineurs). Les veines sécantes, les plus intéressantes par leur puissance (max. 80 cm) et par leur continuité, sont reconnues en exploitation sur 600 m de long et 350 m d'aval pendage (ex. Filon Barbara).

Le champ filonien, qui est limité au Sud-Ouest par une faille N-S, reste ouvert vers le Nord-Est.

### **• Concession minière de Leucamp (*s.l.*)**

La concession minière de Leucamp *s.l.* comprend les mines de Leucamp *s.s.* (= Bancarel), de Murols de Teissières-les-Boulies et de Caylus. Du point de vue économique, les deux principaux gisements sont par ordre d'importance : Leucamp *s.s.* puis Teissières-les Boulies.

Le gisement de Leucamp *s.s.* est composé :

- de veines N100-140°E pentées de 50° vers le Sud, qui sont les plus importantes du point de vue économique en raison de leur puissance et de leur extension. Ces veines réempruntent les flancs courts et redressés des plis pré-existants P3 ;
- de veines WNW-ESE à pendage nord, sécantes sur la schistosité régionale et de taille décimétrique ;
- de veines sub-méridiennes à pendage sub-vertical, qui ont fourni une notable partie de la production du secteur de Bancarel.

Quant au petit gisement de Teissières-les-Boulies, il est constitué de 3 veines de faible puissance (10 à 25 cm), orientées NW-SE.

### **Succession paragenétique à Enguialès et Leucamp**

L'analyse pétro-métallographique des veines à wolframite d'Enguialès et de Leucamp montre que la succession des paragenèses métalliques et des textures de gangues comportent trois principaux stades de formation.

**Le stade 1**, tungstifère, est marqué par un remplissage de quartz macrocristallin Q1, principal constituant des veines. Ce quartz est synchrone de la cristallisation de la wolframite + tourmaline T1 ± scheelite + traces d'arsénopyrite. Il est précédé par le développement d'un halo de tourmalinisation ± muscovitisation ± apatite ± feldspath potassique, actuellement positionné aux épontes des veines quartzieuses (Récoché, 1983 ; Demange *et al.*, 1988).

**Le stade 2**, arsénié, synchrone d'une déformation ductile, plus (Leucamp) ou moins (Enguialès) intense du quartz Q1, qui se traduit par le développement de bandes de quartz polygonisé de taille méso- à microcristalline. À cette déformation est associé le dépôt syntectonique d'arsénopyrite ± d'anatase et de tourmaline T2. La wolframite et la scheelite ont été ponctuellement observées en inclusion dans l'anatase par microscopie électronique à balayage et analysées par PIXE-PIGE (jusqu'à 3 % WO<sub>3</sub>, Gama *et al.*, 1999).

**Le stade 3**, bismuthifère et aurifère, est caractérisé par un réseau hétérogène de microfissures affectant les assemblages antérieurs. Ces fissures sont jalonnées de quartz hyalin (Q3) et/ou de sulfures polymétalliques (bismuthinite, sphalérite, molybdénite...), de bismuth natif et d'or sous forme d'électrum (d'où la présence de teneur aurifère dans les gîtes tungstifères).

## RÔLE DU MAGMATISME SUR L'ORIGINE DES MINÉRALISATIONS TUNGSTIFÈRES

En Châtaigneraie, la majorité des auteurs s'accordent à dire que les gisements tungstifères appartiennent aux minéralisations de type départ acide (origine magmatique). Cependant, les avis divergent quant au type de granites source. S'agit-il des faciès différenciés des monzogranites porphyroïdes de Veinazès (Nicolas, 1985 ; Demange *et al.*, 1988) ou des leucogranites à tourmaline (Derré, 1983 ; Ramboz, 1986 ; Laval *et al.*, 1986 ; Caia, 1989 ; Lerouge *et al.*, 2000 ; Gama, 2000).

Les principaux arguments en faveur du lien génétique entre les granites de type Veinazès et les concentrations en wolframite sont d'une part, la localisation des gisements dans l'auréole de contact des batholites de Veinazès et d'Entraygues-sur-Truyère et d'autre part, la haute température de formations des minéralisations (500-420 °C ; Demange *et al.*, 1988).

Pourtant, un faisceau d'arguments géométriques, géochimiques, géochronologiques, pétrographiques et isotopiques décrits ci-après, tend à montrer que les minéralisations tungstifères seraient génétiquement associées au magmatisme leucogranitique boré (*in* Lerouge *et al.*, 2001) :

– du point de vue géométrique, Bogdanoff *et al.* (1987) montre que, au Viala comme au Bousquet, les réseaux de veinules de quartz à wolframite/scheelite recoupent des stocks leucogranitiques, voire leur encaissant granitique (monzogranite d'Entraygues-sur-Truyère). Ainsi, du point de vue géométrique, le dépôt de ces minéralisations apparaît tardif ou postérieur à la mise en place des leucogranites et franchement après l'intrusion des granites porphyroïdes ;

– les datations Ar/Ar (Monié *et al.*, 1999, 2000) réalisées sur des muscovites provenant i) d'une veine tungstifère d'Engualès (305-306 Ma), ii) de leucogranites et de pegmatites (305-307 Ma, *cf.* tableau 3) et sur des biotites des granites porphyroïdes (~315 Ma) tend à confirmer que l'événement tungstifère est synchrone du magmatisme leucogranitique et déconnecté des monzogranites ;

– la présence de wolframites disséminées dans les leucogranites d'Entraygues-sur-Truyère à Valysac-La Castanié (Derré, 1983 ; Bogdanoff *et al.*, 1987) et dans des filons pegmatitiques de la zone d'Engualès (Caia, 1989) suggère que la wolframite fait partie du cortège pneumatolytique des magmas leucogranitiques ;

– on constate que la paragenèse pneumatolitique des leucogranites et celle des pegmatites est quasi-identique à l'assemblage minéralogique du stade 1 des minéralisations tungstifères à savoir : quartz macrocristallin, apatite, feldspath K, muscovite dans les veines et leur halo de tourmalinisation et de muscovitisation (Lerouge *et al.*, 2000) ;



– la composition isotopique en oxygène, hydrogène et en bore des fluides minéralisateurs à tungstène est très proche de celle des fluides pneumatolytiques associés aux leucogranites (Lerouge *et al.*, 2000). De même, l'étude isotopique a montré que les températures de formation de l'assemblage à wolframite (stade 1) d'Enguialès d'une part et des phases pneumatolytiques des leucogranites d'autre part sont sub-identiques à savoir 450-500 °C (Lerouge *et al.*, 1999), confirmant ainsi les données de Demange *et al.* (1988) ;

– l'étude pétrochimique des leucogranites de la région d'Enguialès (Laval *et al.*, 1986) montrent qu'ils s'apparentent aux granites spécialisés, compte tenu de leur valeur en Rb (700 ppm), W (10 à 34 ppm) et Sn (25 à 85 ppm). Gama (2000) ont montré que le cortège d'éléments traces de la paragenèse à wolframite du gisement d'Enguialès est semblable à celui des leucogranites (données PIXE) ;

– une géochimie sol, limitée à la zone d'Enguialès - Le Viala, a mis en évidence une anomalie Bi établissant le lien spatial entre le faisceau de leucogranites et les concentrations tungstifères d'Enguialès et du Viala (Laval *et al.*, 1986). On rappelle que le bismuth est un élément déposé au stade 3 avec l'or, tardivement par rapport au tungstène.

En l'état actuel des connaissances, il semble donc que le stade à wolframite est génétiquement associé au magmatisme leucogranitique boré. En revanche des doutes subsistent quant au lien génétique entre le stade tardif à or-Bi des gisements tungstifères et le magmatisme. Pour S. Gama (2001), la mise en place de l'or serait associée à un magmatisme potassique, dont les rares témoins affleurants sont les filons de lamprophyre alors que pour Lerouge *et al.* (2001), il s'agirait plutôt d'un continuum à température décroissante (présence d'or camouflé dans le réseau des arsénopyrites précoces, et trace de Bi dans les muscovites précoces, *in* Gama, 2001).

### GÎTES À Ba ± Pb

Localisés dans la partie ouest de la feuille, les quelques indices à Ba ± Pb sont isolés au Nord d'Entraignes-sur-Truyère (BSS) et regroupés autour du village de Murols dans l'emprise du corridor tungstifère sub-méridien. D'après Y. Chèze (1975), il s'agit de filons de barytine d'extension et de puissance limitée (50 cm maximum), constitués de barytine en remplissage de fracture (faciès bréchiqes), renfermant de très rares mouches de galène. Ces structures présentent des orientations variées comprises entre NE-SW et NW-SE.

À rapprocher génétiquement de ces gîtes, des filons de type BTH (brèche tectonique hypersilicifiée) ont été identifiés à proximité d'Entraignes-sur-Truyère en bordure du granite (zone Pargues – Condat) et au Sud de la granodiorite de Soulaques. Il s'agit de filons de quartz d'épaisseur métrique

à décamétrique, d'orientation classique N120-130°E, formant des éperons dans la topographie. Les faciès caractéristiques sont de type : 1) quartz en mâchoire en cocarde, 2) calcédoine associée à des disséminations litées de galène, chalcopryrite, sphalérite et 3) faciès cloisonné résultant d'une épigenèse de barytine/anhidrite par du quartz.

D'après nos connaissances sur les gîtes de basses températures (~100 °C), on sait que, les dépôts transgressifs mésozoïques (Trias, Lias, Hettangien) s'accompagnent de la mise en place de minéralisations filoniennes notamment à Ba-Pb qui, soit se développent dans la couverture sédimentaire, soit s'enracinent dans le socle (cas possible des gîtes à Ba de Murols) à proximité du front de la transgression. Cependant, compte tenu de la présence de BTH, il est possible également que ces filons barytiques soient plus anciens, c'est-à-dire d'âge Permien. À titre indicatif, ce type de filons barytiques à galène argentifère a été exploité dans la région (Mignon et Fouquet, 1987 ; Joubert, 1978), à savoir :

- au Nord-Est du granite du Veinazès au niveau de l'ancienne mine de Ronesques, exploitée en 1956-1958 (filon de 2 m de puissance ; feuille de Vic-sur-Cère) ;
- à l'Ouest du granite d'Entraygues-sur-Truyère au niveau des mines de barytine (et manganèse) de Fournoulès, exploitées en 1930 (feuille de Maurs).

### *GÎTES À U ± Cu*

La prospection radiométrique de la Viadène a été effectuée en deux phases principales :

- la première vers les années 1950, menée par Saint-Gobain, relayée par le CEA. Cette prospection systématique a fait apparaître de nombreuses anomalies mais seul a été exploré l'indice de Plagnes (ENE de Sainte-Geneviève) (voir description plus loin) ;
- la seconde, menée par la COGEMA dans le cadre du « Permis de la Terrisse » vers les années 1980 : nombreux petits forages destructifs mais archives non conservées, pour lesquels les seules indications sont les souvenirs des agriculteurs, et quelques sondages carottés (moins de 200 m aux environs d'Ucafol, Alcorn, la Combaurie, où la minéralisation uranifère se situe dans des formations sous-basaltiques (microconglomérats pyroclastiques, parfois riches en matières organiques).

Les recherches d'exploration ont démontré l'existence de minéraux à uranium hexavalent (autunite, chalcolite) ± chalcopryrite, en dissémination ou en filon, dans les granites porphyroïdes (BSS : Le Bressou, 2X 4001) ou au contact avec les pegmatites ou les leucogranites (BSS : gisement de Plagnes 4X 4001 et Liaussac 6X 4001). En revanche, il semble qu'aucun « minerai noir » à minéraux à uranium tétravalent (pechblende) n'ait été identifié à ce

jour. Malgré les travaux d'exploration sur ces indices, aucun gîte exploitable n'a été mis en évidence à ce jour, sauf peut-être Plagnes. À Plagnes, les travaux d'exploration effectués par la CIM (Compagnie Industrielle et Minière) vers 1950, consistant en un puits de recherche profond d'une trentaine de mètres et de galeries. Le gisement affecte une lame de leucogranite dans le granite de la Margeride, en liaison possible avec une fracture dirigée nord-ouest (limitant le leucogranite). La structure minéralisée est une zone broyée assez large, aquifère (plaine suballuviale). La minéralisation principale est constituée de coffinite avec autunite accessoire.

Ce gisement est estimé d'importance moyenne (catégorie de 100 à 1 000 t) ; Il n'a pas fait l'objet d'exploitation.

À titre indicatif (tabl. 4), on rappelle (M. Cuney, com. pers.) que l'épisyénitisation du leucogranite de Grandrieu dans le gisement d'U des Pierres Plantées a été daté par la méthode U-Pb sur des cristaux de monazite néoformés au cours de ce processus d'altération à  $269 \pm 9$  Ma (Respaut, 1984) alors que le leucogranite *s.s.* a été daté à  $305 \pm 9$  Ma par la même méthode (Respaut, 1984). Les épisyénites résultant d'altérations hydrothermales (apport de Na ou K, départ de Si,  $\text{Fe}_2^+$ ,  $\text{CO}_2$ ) à 350-400 °C, la monazite peut avoir recristallisé à ces températures. Cependant, selon M. Cathelineau (1986), l'épisyénitisation est clairement déconnectée des métasomatismes K ou Na liés aux altérations pneumatolytique à deutérique. Cet âge est toutefois 35 Ma plus jeune que l'épisyénitisation datée à  $305 \pm 1$  Ma par la méthode Ar-Ar sur muscovite dans le leucogranite de Saint-Sylvestre et dans celui de la Marche occidentale (Scaillet *et al.*, 1996). La formation de ces épisyénites est rattachée à une forte décompression résultant d'une remontée rapide du socle entre 310 et 305 Ma. Cette remontée du socle pourrait être plus tardive dans cette partie du Massif central. L'âge de l'épisyénite de Grandrieu correspond en revanche à celui de la phase principale de minéralisation uranifère (270-280 Ma) dans les granites de la chaîne hercynienne depuis la Bretagne jusqu'en Erzgebirge. Les minéralisations uranifères du Sud du Massif central n'ont toutefois jamais fourni des âges aussi anciens (Lancelot *et al.*, 1995). La phase principale de minéralisation uranifère dans cette région semble être d'âge Jurassique (*cf.* 188  $\pm$  12 Ma Pierres Plantées, Respaut *et al.*, 1984).

Roche	Âge	Méthode	Référence
Leucogranite de Grandrieu, intrusif dans le granite de la Margeride	$305 \pm 9$ Ma	U/Pb sur monazite	Respaut, 1984
Episyénite de Pierre-Plantée dans le leucogranite Grandrieu	$269 \pm 9$ Ma	U/Pb sur monazite	Respaut, 1984
Minéralisation uranifère de Pierre-Plantée dans le leucogranite Grandrieu	$188 \pm 12$ Ma	U/Pb sur monazite	Respaut, 1984

**Tabl. 4 - Datations absolues des intrusions magmatiques et des minéralisations uranifères associées au batholite de la Margeride.**

**L'arsénopyrite**, notée en nodules dans les pegmatites de Missou, se rencontre aussi dans des leucogranites aplitiques (Chantegrenouille, Plagnes, etc.) en mouches disséminées, partiellement ou totalement oxydées. La chalcopyrite était bien visible dans les terrassements de la « Carrière-chenal » (travaux du réservoir EDF de Montézic). Les échantillons observés (1989) étaient des lentilles leucocrates à caractère pegmatitique, à taches noirâtres de tourmaline à abondantes mouches de chalcopyrite (chalcolite dans des fissures).

Des filons de quartz parcourent la Viadène, en traînées parfois allongées (ex. : Bussières, Benaven, Saint-Symphorien). Certains quartz sont riches en cavités (boxworks) ou structures dérivées, mais on ne trouve jamais de minéralisations reconnaissables (minéraux oxydés noirs vers le Mazet, lessivés).

## **Pegmatites**

En gisements très localisés et avec parfois des minéraux exceptionnels, elles ont été distinguées des « matériaux de carrières » et décrites sur des fiches d'indices du BRGM.

C'est à l'approche de l'encaissant schisteux, à l'Ouest, que l'on note parfois des minéraux de taille anormale.

**Missou**, au Nord de Saint-Gervais, probablement le plus important du secteur, exploité pendant une dizaine d'années après 1950. Associés au feldspath potassique, on trouvait du quartz plus ou moins rose, de la muscovite, de la tourmaline noire en masses ou en « crayons », et d'importantes masses micacées gris verdâtre clivables (cordiérite pseudomorphosée en pinite ou en vermiculite) et automorphes.

**Puech-Picou** (Sud-Est de Benaven). Tout petit gisement, puissant d'un mètre, mais encore plus alumineux ; avec du feldspath souvent mêlé de quartz, en association graphique. On trouve aussi du quartz grisâtre, localement rosé, de la tourmaline noire, de l'andalousite (massive gris-rose ou en gerbes d'aiguilles roses) et enfin, une masse gris verdâtre clivable, prismatique (cordiérite rétromorphosée). Il faut noter que ces minéraux rappellent ceux de l'auréole de métamorphisme vers Conques, schistes tachetés à andalousite et cordiérite.

**Paulhac**, immédiatement à l'Ouest du hameau (Nord-Est de Saint-Symphorien de Thénières). La zone exploitée, en partie remblayée sur 100-150 m de long, pegmatite riche en feldspath présentant de beaux échantillons de tourmaline noire avec des masses micacées d'un vert grisâtre très clivables.

**Bonnefon** (Ouest de Cassuéjouis) - Carrière encore en bon état en 1984. Structure linéaire avec venue d'eau, jalonnée de blocs de pegmatite. Direction N95E subverticale, puissance de 4-5 m développée sur 25 m de long (lentille complètement épuisée).

**Encizes**, au Nord-Ouest d'Huparlac. Exploitation partiellement remblayée ; terrassements dispersés. Masse affleurante de quartz blanc puissante de 4-5 m, quelques volantes pegmatitiques à tourmaline brune.

**Oustrac**, au Sud-Est de Touluch sur la presqu'île. Travaux non remblayés en 1984. Production totale (selon le propriétaire) : 350 t.

**Soulaiges**, la blocaille quartzreuse de la base de la cuvette des Galens aurait aussi été exploitée.

Tous ces gisements étaient donc modestes, voire insignifiants, dispersés. Les matériaux (feldspath et quartz) étaient stockés à Saint-Chély-d'Apcher (Denain-Anzin). La liste des gisements n'est certainement pas exhaustive.

## Prospection alluvionnaire

Une campagne de prospection alluvionnaire a été menée dès le début 1960 pour la recherche d'étain, et très accessoirement de tungstène, dans les alluvions du plateau de la Viadène, de la Selve au Sud, à l'Argence au Nord, en amont de l'érosion régressive déterminée par l'enfoncement « récent » de la Truyère.

Ces alluvions sont très peu évoluées, plutôt des éluvions un peu remaniées, sans stratification ni classement notable. Les grains ne montrent pas d'usure ; souvent ils sont lithiques avec des grains mixtes comportant de la cassitérite.

Ces dépôts occupent les flats irréguliers des ruisseaux du plateau granitique de la Viadène, au relief mou, testés sur un polygone de 100 km<sup>2</sup> (Laguiole, Cassuéjouis, La Terrisse, Graissac, Montpeyroux, Le Bousquet). La cassitérite est présente partout à des teneurs très irrégulières. Une minéralisation en tungstène (wolfram, scheelite) s'associe localement au Sud-Ouest du massif granitique, aux environs du Bousquet de Laguiole.

Ces flats peuvent atteindre localement 200 m et plus de large, l'épaisseur des dépôts étant couramment de 2 m, ce qui conduit à estimer à 14 000 000 de m<sup>3</sup> le volume de ces dépôts.

Les teneurs en cassitérite, extrêmement irrégulières, vont de traces à des centaines de gr/m<sup>3</sup>/SnO<sub>2</sub>, avec des reconcentrations très locales (maxi, noté 5 kg/m<sup>3</sup>/SnO<sub>2</sub>).

La minéralisation primaire, peu remaniée dans l'ensemble et observée en fragments ou débris ; la cassitérite est localisée dans de minces filonnets de quartz ou bien dans des filonnets de quartz  $\pm$  greisenifiés sillonnant le granite à muscovite.

### • Risques naturels

Ce sont les précipitations violentes accompagnant certains orages exceptionnels qui sont à l'origine de bien des dégâts enregistrés dans la région.

Un cas récent, heureusement sans conséquence grave, donne une idée de l'intensité que peuvent atteindre ces précipitations : pendant l'orage du 10 août 1996 après-midi, sur le Nord de l'Aubrac (pluie accompagnée de grêle), un écoulement laminaire s'est instauré dans la zone sommitale (3-4 cm d'eau sur toute la surface) engendrant des crues déferlantes du cours amont des ruisseaux concernés (Ruols, Argence, Selves).

Plus exceptionnel fut l'orage du 16 juin 1950 qui foudroya quatre personnes dans l'Aubrac aveyronnais (commune d'Alpuech et Cantoin), orage qui s'est étendu vers le Nord, sur plusieurs départements, toujours meurtrier, assimilé à l'époque à une tornade tropicale.

Bien plus graves sont les conséquences de ces grands orages dans les « vallons » (vallées du Lot et de la basse Truyère). La période des plus gros risques se situe entre le 1<sup>er</sup> août et le 30 septembre en ce qui concerne les grands orages. Ils occasionnent souvent des crues violentes des cours d'eau (parfois accompagnées de mouvements de terrain comme en 1783 et 1875) mais d'autres inondations sont la conséquence de précipitations abondantes et prolongées auxquelles s'ajoute parfois la fonte des neiges de l'Aubrac et du Cantal. Ces inondations fréquentes, parfois catastrophiques, jalonnent l'histoire d'Entraygues-sur-Truyère avec une fréquence élevée, très irrégulière (parfois plus de dix ans d'intervalle, mais souvent beaucoup moins, parfois annuelles ou même plusieurs la même année). Jusqu'à l'équipement hydroélectrique de la Truyère (en particulier le barrage de Sarrans en 1933) les crues ont constamment menacé les étages inférieurs des quartiers bas d'Entraygues-sur-Truyère, rendant parfois la ville « inabordable » conduisant à lui préférer Mur de Barrez comme chef-lieu de district le 5 mars 1790.

L'échelle de crue se trouve contre le vieux moulin sur la Truyère (certaines crues sont repérées à l'intérieur du moulin, comme celle de 1668). Le journal « Centre Presse » a fourni une liste de crues, avec les hauteurs atteintes, depuis celle du 10 octobre 1843 (10,29 m). Auparavant, les historiens décrivent en 1783 des éboulements et comblements de grande

ampleur. À Entraygues-sur-Truyère, une crue a été notée le 7 mars 1783 avec une cote de 10,68 m, la plus élevée connue.

Ensuite, signalons les crues des 20 octobre 1868 (10,50 m) et du 13 septembre 1875 (9,20 m). Jusqu'en 1927, les crues dépassent rarement les 7 m sauf le 8 mars 1927 (8,10 m). L'aménagement hydroélectrique de la Truyère protège ensuite Entraygues-sur-Truyère des grandes inondations et les habitants réoccupent les rez-de-chaussée des rues basses. Celle du 8 décembre 1944, due à des lachers « en catastrophe » effectués à Sarrans atteindra 7,40 m, causant d'importants dégâts dans une ville qui se croyait protégée.

**Phénomènes de solifluxion** liés aux sédiments argilo-sableux de l'Oligocène. C'est à la Bancalerie, 1 km au Sud-Est de Cassuejous, que ce phénomène a été largement observé, sur 300 m, la pente orientée au Nord-Ouest, affectant 30 à 40 m au-dessous du basalte du plateau avec des désordres divers : surfaces bosselées, glissements de terrain « dans les années 1960 ».

À Monplaisir (commune de Graissac), entre cette maison et la D537, la morphologie indique l'existence d'une vaste loupe de glissement stabilisée, sans soute très ancienne, de 250 × 150 m environ, déterminant un replat très net vers 890 m d'altitude. Cette structure affecte des sédiments oligocènes souvent rougeâtres, en contrebas des basaltes du plateau de Védrinettes.

Il existe probablement d'autres cas de solifluxion qui ont échappé aux observations.

#### • **Eaux souterraines**

Les formations géologiques dominantes sur la feuille d'Entraygues-sur-Truyère (socle et volcanisme) renferment les principales ressources en eau souterraines.

Les captages dans les formations alluviales ou sédimentaires sont anecdotiques. On peut néanmoins citer le puits du terrain de sport de la ville d'Entraygues-sur-Truyère (08365X0007) qui capte la nappe d'accompagnement de la rivière Lot (alluvions quaternaires).

Les formations géologiques constitutives du socle ont été affectées par différents phénomènes postérieurement à leur mise en place (tectonique, altération) qui ont une influence significative sur leurs ressources en eau.

Les aquifères, d'extension limitée, sont situés au sein de la zone d'altération (altérites, horizon fissuré altéré) et des réseaux de fissures et fractures d'origine tectonique des roches plutoniques et métamorphiques.

Les sources captées pour l'AEP proviennent essentiellement des nappes contenues dans les altérites dont elles ne sont que les exutoires visibles. De nature sablo-argileuse, ces aquifères sont caractérisés par une perméabilité relativement faible mais des capacités d'emmagasinement significatives qui se traduisent par des sources pérennes mais à débits médiocres (débit d'étiage généralement inférieur à 1 m<sup>3</sup>/h).

Couplée à la présence d'une épaisseur conséquente d'altérites, la réalisation de forages recoupant les fractures tectoniques restées ouvertes, permet d'obtenir des débits plus soutenus. Un pompage d'essai réalisé sur un forage de 65 m de profondeur dans le granite de la Margeride près de Cassuéjols (08368X0003) a permis de montrer que le débit de l'ouvrage pouvait atteindre 10 m<sup>3</sup>/h.

Les eaux souterraines captées dans les aquifères du socle sont très peu minéralisées et de pH acide. Localement, elles peuvent présenter des éléments indésirables (As, Pb...).

Les nappes d'altérites sont en général libres et situées à faible profondeur. Elles peuvent potentiellement être contaminées par des pollutions d'origine anthropique.

#### • Les aquifères des formations volcaniques

Le plateau volcanique de l'Aubrac ainsi que les terminaisons méridionales du strato volcan du Cantal renferment des formations aquifères.

D'une manière générale les coulées de laves basaltiques offrent des possibilités de circulations aquifères liées aux fissures et fentes. Des réserves peuvent se constituer au sein des niveaux scoriacés : toit et base des coulées, projections des appareils de type strombolien...

Les écoulements souterrains sont généralement calqués sur la morphologie des paléovallées (socle ou épanchements volcaniques antérieurs). Les émergences se faisant au contact d'une formation géologique imperméable comme le socle (sources infra-basaltiques) ou de perméabilité réduite comme un paléosol ou la frange altérée d'une coulée plus ancienne (sources intra-basaltiques).

Couplés à des précipitations importantes (1 200 mm/an à Laguiole) et à des bassins versants pouvant être plus étendus qu'en domaine de socle, les sources peuvent fournir des débits conséquents à l'étiage : 7,2 m<sup>3</sup>/h pour un captage situé sur la commune de Soulages-Bonneval (08368X0005).



La qualité physico-chimique et bactériologique des aquifères volcaniques est dépendante de la nature (coulées, scories...) et de l'épaisseur des formations traversées. La vulnérabilité étant plus élevée dans les basaltes (circulation fissurale).

### • Eaux minérales

Les sources d'eau minérales recensées sur la feuille d'Entraygues-sur-Truyère sont essentiellement de nature bicarbonatée sodique, souvent peu minéralisées, ferrugineuses et froides. Les analyses pratiquées sur certaines d'entre elles montrent qu'elles peuvent être gazeuses (CO<sub>2</sub>) ou contenir des éléments particuliers tels que As, Pb, Ag, B, Zn, Sr.

Seules les sources de Vivesaigues et de la Cote ont bénéficié d'un arrêté ministériel d'autorisation d'exploitation (tableau suivant).

La source de Vivesaigues (ou Vives Aigues) a été découverte lors de travaux de terrassement en 1927. Elle émerge du granite de la Margeride et a été captée par un puits de pierres sèches de faible profondeur situé dans le sous-sol d'une maison. De caractère bicarbonaté sodique, elle est froide, non gazeuse et très peu minéralisée. La source a été exploitée dans un premier temps comme eau de table, puis après l'obtention de l'arrêté ministériel, comme eau minérale. Son embouteillage a cessé dans les années 1980. z = + 802 à Sainte-Geneviève-sur-Argence est la seule qui ait obtenu l'agrément du Service des Mines pour son exploitation en tant qu'eau minérale, à cause de son intérêt thérapeutique certain et malgré sa très faible minéralisation (classement en date du 18 février 1964). L'exploitation s'est poursuivie jusqu'en 1982-1983. La demande d'agrément n'a pas été renouvelée pour des raisons techniques. L'eau de Vivesaigues se caractérisait par une minéralisation exceptionnellement faible (résistivité à 18° de 37-38 000 ohm/cm, résidu sec = 28 mg/l, eau non gazeuse très acide, agressive). On peut la classer dans les eaux oligominérales bicarbonatées et chlorurées calciques et magnésiennes. L'extrait sec est constitué à 44 % de silice. L'analyse spectrométrique décèle de nombreux oligo-éléments. La température de l'eau à l'émergence varie un peu (10,3° à 11,5°), le pH est de 6 environ.

La source de la Cote (ou fontaine ferrugineuse), émerge du granite dans un vallon marqué par une faille, à 500 m environ au Sud de Cassuéjous. Elle est gazeuse (CO<sub>2</sub>) et riche en fer. Son émergence a été réaménagée en 1995.

De petites venues d'eau minéralisées sont connues sur les communes de Sainte-Geneviève-sur-Argence (face au village de la Banésie-Base en rive gauche de l'Argence Morte), de Campouriez (à 200 m au Sud-Est du village de Banhars), d'Entraygues-sur-Truyère (à Condat). Cette dernière semble en rapport avec d'anciennes mines de plomb argentifère, auprès desquelles on trouve les ruines d'une construction gallo-romaine à hypogées.

Sources	communes	X	Y	Z	N° BSS	Débit (l/mn)	Température (°C)	Conductivité (µS/cm à 25 °C)	pH	AMA1
Vivesaigues	Sainte- Geneviève-sur- Argence	633,520	3 277,610	802	08363X0003	0,51	9,6 à 11,5	59	6,1	04/04/1965
De la cote	Cassuéjous	638,440	269,710	900	08368X0001	0,06	14 à 15	92	6,1	24/09/1847 (retirée le 22/01/1957)

Tabl. 5 - Analyses d'eaux minérales de la feuille Entraigues.

Toutes ces sources sont liées à des circulations à caractère fissural dans le granite de la Margeride. Leur chimisme (tableau 5) indique une origine plus profonde que celles des sources d'altérites. Les travaux de creusement de la centrale hydroélectrique de Montézic, ont permis de montrer que ces venues d'eau pouvaient également être légèrement chaudes (entre 16 et 20 °C).

### SOLS, VÉGÉTATIONS ET CULTURES

Deux grands ensembles de végétation s'individualisent en fonction de l'altitude, donc de la température :

- à l'Ouest, l'étage collinéen, domaine des Chênaies qui subsiste principalement sur les flancs des thalwegs et qui caractérise les paysages végétaux de la vallée de la Truyère ;
- à l'Est, l'étage montagnard, domaine des Hêtraies qui apparaît vers 800-900 m d'altitude sur les premiers contreforts des Monts d'Aubrac. Le plateau de la Viadène (700-900 m) correspond à une zone de transition entre ces deux étages.

Les conditions écologiques (topographie, lithologie, action humaine) diversifient, au sein d'un même étage, la composition floristique des pelouses, landes et forêts. On appelle « série de végétation » l'ensemble des groupements qui par évolution progressive conduisent à un type floristique de forêt stable (climax) ou qui résultent de la dégradation de cet écosystème.

Ainsi, les Pinèdes à Pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) qui marquent de leur empreinte les paysages végétaux sont toujours, dans le cadre d'une dynamique à long terme et sans perturbations, des groupements transitoires. Dans la végétation potentielle, le résineux se réfugierait dans des milieux à hydromorphie temporaire ou permanente (Reille et Pons, 1982) et dans quelques stations chaudes et rocailleuses défavorables au point de vue édaphique à l'installation de l'essence climacique (Chênes ou Hêtres) ou de toute autre espèce susceptible de l'éliminer.

#### Étage collinéen

Une seule série de végétation englobe l'ensemble des groupements : celle de la Chênaie acidiphile.

#### • Forêts

La topographie et les sols sont les principaux facteurs de différenciation des faciès à Chêne pédonculé (*Quercus robur*) et à Chêne sessile (*Qu. petraea*). La composition floristique des bois, généralement pauvre,

rassemble des espèces subacidiphiles et acidiphiles comme le Châtaignier (*Castanea sativa*), la Canche flexueuse (*Deschampsia flexuosa*), la Germantrée scorodoine (*Teucrium scorodonia*), la Luzule de Forster (*Luzula forsteri*).

Le climat à tonalité atlantique et les sols bruns argilo-siliceux sont favorables au Chêne pédonculé, exigeant pour l'eau ; sa dominance s'exerce en priorité dans le fond des vallées, sur les zones planitiaires comme en Viadène. Le Chêne sessile préfère les sols bruns bien drainés ; peu exigeant pour les conditions minérales, il croît sur les sols pauvres. Son domaine de prédilection correspond aux terrains en pente (flancs des thalwegs, de la vallée de la Truyère).

La composition floristique des Pinèdes évolue dans le temps. Dans les jeunes formations (perchis), il est possible de trouver des plantes indiquant le type de groupement colonisé ou l'ancien mode d'exploitation. Ainsi, une fréquence élevée de la Fougère aigle (*Pteridium aquilinum*) correspond souvent à l'emplacement d'anciennes terres cultivées. Avec le développement d'une strate arbustive de Chêne, l'ambiance forestière se transforme. Si la coupe favorise la réimplantation du Pin sylvestre, le pacage en Pinède bloque l'évolution vers la Chênaie.

#### • Pelouses

Pour des raisons topographiques, les prairies de fauche à Avoine élevée (*Arrhenatherum elatius*), les cultures fourragères et céréalières sont plus abondantes dans le faciès à Chêne pédonculé.

Les pâturages de la série de la Chênaie acidiphile sont à base d'Agrostis vulgaire (*Agrostis tenuis*), Fétuque rouge (*Festuca rubra*), Trèfle blanc (*Trifolium repens*), Nard raide (*Nardus stricta*). Dans le faciès à Chêne sessile, des espèces indicatrices d'une relative sécheresse, comme la Fétuque (*Festuca dunuscula*), la Koellerie (*Koeleria gracilis*), le Serpolet (*Thymus gr. serpyllum*) ont une présence assez constante. En l'absence d'entretien, ces pelouses sèches sont colonisées par le Genévrier (*Juniperus communis*), les Genêts (*Cytisus scopanus*, *C. purgans*) et surtout par la Callune (*Calluna vulgaris*) qui peut localement monopoliser l'espace. Dans le faciès à Chêne pédonculé, c'est principalement le Genêt à balai (*Cytisus scopanus*) qui envahit les herbages sous-pâturés.

#### Étage montagnard

Deux séries de végétation s'individualisent en fonction de la roche-mère : la série du Hêtre (*Fagus sylvatica*) sur terrains volcaniques (basaltes) et celle du Hêtre-Pin sylvestre sur terrains plutoniques et métamorphiques

(granites, micaschistes). Les forêts très morcelées couvrent de faibles superficies. Les pelouses pâturées, les prés de fauche, les rares cultures fourragères et céréalières distribuées en mosaïque présentent un aspect souvent bocager ; cet étage est le domaine exclusif de l'élevage bovin.

### • Forêts

Sur granite, les sols très filtrants sont de type brun acide à ocre podzolique. La Hêtraie acidiphile, stade ultime d'évolution, est floristiquement pauvre ; elle est caractérisée par la Canche flexueuse et la Myrtille (*Vaccinium myrtillus*). La diversité phytosociologique et floristique des Pinèdes, essentiellement localisées sur roches métamorphiques ou cristallines, résulte du mode de colonisation et d'une évolution progressive vers la Hêtraie.

Sur terrains volcaniques, les sols bruns épais (apparentés aux andosols) se caractérisent par de bonnes réserves hydriques. La Hêtraie est floristiquement riche avec l'Aspérule odorante (*Asperula odorata*), la Parisette (*Paris quadrifolia*), le Lamier jaune (*Lamium galeobdolon*) et tout un cortège d'espèces mésophiles. La présence localisée (*bois d'Alcorn, de Lancibiau*) de l'Euphorbe d'Irlande (*Euphorbia hibernica*) laisse percevoir une tonalité atlantique atténuée. La Hêtraie-Sapinière (*Abies alba*), localisée à l'extrémité nord de la carte (Bois de la Barthe), correspond à la limite méridionale des sapinières pour le Massif central ; il existe cependant, à plus de 100 km au Sud, sur les Monts de Lacaune, une Sapinière de 12 hectares très probablement spontanée.

### • Pelouses et landes

La qualité pastorale des herbages dépend de la lithologie, de l'altitude, de la charge bovine à l'hectare, du temps de pâture. Ainsi, les pelouses sur terrains volcaniques sont plus productives, même si le pacage et les engrais tendent à uniformiser la végétation ; sur granite, le couvert herbacé moins dense rend plus difficile la maîtrise de la colonisation par les ligneux. La grande zone d'estive de l'Aubrac se termine sur les surfaces volcaniques de la carte par la présence de quelques pâturages appelés « montagnes d'estive », ancien domaine des buronniers.

L'Agrostis vulgaire, la Fétuque rouge, le Pâturin des prés (*Poa pratensis*), la Flouve odorante (*Anthoxanthum odoratum*), la Brize (*Briza media*), le Meum (*Meum athamanticum*) sont régulièrement présents. Sur granite, la fréquence élevée des plantes mésoxérophiles comme le Serpolet, le Genêt sagitté (*Chamaespartium sagittale*), la Piloselle (*Hieracium pilosella*), la Jasione (*Jasione perennis*) s'explique par le caractère filtrant des sols ; la Gentiane jaune (*Gentiana lutea*) préfère au contraire les terres volcaniques.

Schématiquement, sur granite, la régression des activités pastorales se manifeste par le développement de la Callune et du Pin sylvestre. Le Genêt à balai se confine plutôt aux colluvions de bas de pente et aux anciennes surfaces labourées ; c'est cependant sur roches volcaniques que cette Légumineuse trouve le plus souvent des conditions écologiques optimales, mais son dynamisme est alors freiné par des activités humaines intensives.

### **Complexes marécageux et tourbeux**

Les zones humides pâturées, quel que soit l'étage de végétation considéré, se caractérisent par la Renouée bistorte (*Polygonum bistorta*), la Cardamine des prés (*Cardamine pratensis*), la Fleur de coucou (*Lychnis flos-cuculi*), le Populage des marais (*Caïtha palustris*), l'Agrostis des chiens (*Agrostis canina*). Dans les marais tourbeux, les Joncs (*Juncus* sp.), les Carex (*Carex* sp.), le Cirse (*Cirsium palustre*), la Linaigrette (*Enophorum angustifolium*) accompagnent les Sphaignes (*Sphagnum* sp.), les Polytrics (*Polytrichum* sp.), le Trèfle d'eau (*Menyanthes trifoliata*), plantes plus spécifiques des zones tourbeuses acides. Le Bouleau (*Betula pendula*), le Pin sylvestre et les Saules (*Salix* sp.) sont les seuls arbres s'installant dans ces complexes hydromorphes.

#### **• Espèces ligneuses allochtones (M. Turland)**

Le châtaignier s'installe au subatlantique, s'étend jusqu'au Moyen-Âge dans les vallons, puis finalement par plantations sur les plateaux. Sa limite actuelle se situe vers 750 m d'altitude.

#### **• Situations paradoxales**

Les microclimats déterminés par les gorges de la Truyère entre Sarrans et le Brézou, font réapparaître des espèces de l'étage subalpin comme *Dentaria pinnata* et plus souvent *Prenhantes purpurea* dans les lieux boisés (ex. Beauregard). Des lieux à fort déficit d'ensoleillement, au fond des gorges, montrent *Saxifragia rotundifolia* et *S. hypnoides* sur des parois rocheuses suintantes (ex. sous le Mazet) tandis qu'en face, sur les « cotes roties », au bas de la cité du Brézou, prolifère la très méridionale *Centaurea pectinata*.

Dans les forêts de l'étage montagnard *Aria nivea* (« le dreillié » de l'Aubrac) se mêle au hêtre, surtout dans les zones culminantes. On note l'abondance de la discrète orchidée *Goodyera reprens* dans les pinèdes sur le socle granitique à pelouses pauvres, maigres et moussues.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les échantillons, lames minces et minutes de terrains qui concernent le socle de la feuille Saint-Maixent-l'École (formations métamorphiques et granitoïdes) sont conservés au Centre d'Interprétation géologique du Thouarsais sis Rond-Point du 19 mars 1962, 79100 Thouars (05 49 66 42 18) où ils peuvent être consultés.

La banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés et déclarés dans le périmètre de la feuille et, de plus, archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional (SGR) « Poitou-Charentes », La Gibauderie, 11 allée de la Providence, 86000 Poitiers, ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris, ou encore sur le site internet <http://www.brgm.fr/infoterre>.

BIBLIOGRAPHIE

- BARBARIN B. (1990) – Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. J. G.B.*, p. 227-238.
- BAUDRON J. *et al.* (1980) – Datation par K-Ar de filons à quartz et fluorine du Massif central français. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 290, 4, p. 951.
- BAUDRON J.C., DEMANGE J. (1982) – First geochronological study of the volcanic plateau of Aubrac (French Massif Central) – Tectonic and regional implication. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 14, p. 67-75.
- BEAULIEU J.L. (de), PONS A., REILLE M. (1985) – Recherches pollen analytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des monts d'Aubrac (Massif central, France). *Rev. Paleobot. Palynol. Pays-Bas*, t. 44, p. 37-80.
- BECARIE P. (1958) – Le métamorphisme de contact du granite d'Entraygues-sur-Truyère dans la vallée du Lot. DES Clermont-Ferrand, 1 vol., 53 p., inédit.
- BELLON H., GIBERT J.P. (1981) – Analyses radiométriques (K-Ar) des associations plutoniques et hypovolcaniques hercyniennes de la région nord Margeride (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, XXIII, 5, p. 429-437.
- BESSE J., COURTILLOT V. (2002) – Apparent true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Ma. *J. Geophys. Res.*, 107, 2300, doi : 10.1029 / 2000 JB000050.
- BETTENAY E., CHURCHWARD H.M. (1974) – Morphology and stratigraphic relationships of the Wilussa Hardpan in arid Western Australia. *J. Geol. Soc. Australia*, 21, p. 73-80.

- BLAIS S. (1972) – Contribution à l'étude géologique du Massif du Cantal. Géologie du Cardalez. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Orsay, 148 p.
- BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., PLOQUIN A., RAMBOZ C., Le CHAPELAIN J.R., MIGNON R. (1987) – Recherche du tungstène dans le district de la Châtaigneraie. *Chron. Rech. min.* 487, p. 11-29.
- BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., DONNOT M. (1989) – The nappes of La Châtaigneraie, southwest Massif central, France. *Tectonophysics*, 157, p. 69-79.
- BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., MURATET B., FEYBESSE J.L., DELFOUR J., HOTTIN A.M., CHIODDI M., PLOQUIN A., STUSSI J.M., VIVIER G., JOANNY V., DEBEGLIA N., CAIA G., D'ARCY D. (1989) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Maurs (835). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Bogdanoff, D. d'Arcy, J.L. Cirodde, M. Cohen, B. Muratet, A. Ploquin, J.M. Stussi, G. Vivier (1989), 91 p.
- BOGDANOFF S., BRIAND B. (1990) – Inverted metamorphism in the Southwest Massif central (Lot and Châtaigneraie). Terranes in the circum Atlantic Paleozoic orogen. International conference. Göttingen, 5 p.
- BOISSAVY-VINAU M. (1979) – Processus géochimique de concentration liés à l'évolution de magmas granitiques. Application au Sn et W du Massif central et du Nord du Portugal. Thèse de spécialité, Paris VI, 211 p., 34 fig., 10 tabl., 10 cartes et plans.
- BOISSE DE BLACK Y. (1933) – Le Déroit de Rodez et ses bordures cristallines (Etude géologique et géomorphologique). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXX, 1, 188, 310 p.
- BOISSE DE BLACK Y. (1936) – Le glaciaire de l'Aubrac. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, t. 8, p. 133-162.
- BOISSE DE BLACK Y. (1951) – Les glaciations de l'Auvergne. Aurillac, 140 p.
- BOIVIN P. (1982) – Interactions entre magmas basaltiques et manteau supérieur. Arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Thèse État, Clermont-Ferrand II, 344 p.
- BONNE A., MOREAU J. (1973) – Etude structurale du gisement de wolframite d'Engualiès, Massif central français. *Mineralium Deposita* vol. 8, n° 1, p. 57-63.
- BOUDARTCHOUK J.L. (1998) – Le Carladez de l'antiquité au XII<sup>e</sup> siècle. Terroirs, hommes et pouvoirs. Thèse Toulouse.
- BOULE M. (1900) – Géologie des environs d'Aurillac et observations nouvelles sur le Cantal. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 11, n° 76, p. 279-358
- BRGM (1977) – Les gisements de tungstène - Ressources Minières Françaises. Étude réalisée sous l'égide du Comité de l'Inventaire des Ressources Métropolitaines. Ed. BRGM.



- BRIAND B., GAY M. (1978) – La série métamorphique de Saint-Geniez-d'Olt. Évolution métamorphique et structurale. *Bull. BRGM*, I, 3, p. 167- 186.
- BRIL H., RAMBOZ C. (1982) – Les concentrations stannio-wolframifères du district de Brioude-Massiac et du Sud du Massif central : analyse comparée de la minéralogie et des phases fluides associés. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, t. 294, II, p. 387-390.
- BRIL H., MARIGNAC Ch., CATHELIN M., TOLLON F., CUNNEY M., BOIRON M.C. (1994) – Metallogenesis of the French Massif central: time-space relationships between ore deposition and tectono-magmatic events. In "Pre-mesozoic geology in France and related areas". J.D. Keppie ed. Springer-Verlag, Berlin, Paris, p. 379-402.
- BROUSSE R. (1971) – Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif central français. In : « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français » (symposium J. Jung). Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit., p. 377-478.
- BROUSSE R., GIBERT J.P., LE GOUELLEC M.A., THIERRÉ B., MAZET A.G., GILLOT P.Y., FABRIOL R., ROBERT J.L., GUILLE G., MOTTAY G., PESME M.F., NIKITI, HAVETTE A., VAZIRI H.M., BLAIS S., MICHARD J.M., VEYRET Y. (1975) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Vic-sur-Cère (821). Orléans : BRGM. Notice explicative par R. Brousse, A.-G. Mazet, M.-F. Pesme, Y. Veyret (1975), 41 p.
- BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.-L., TRONCHETTI G. (1999) – Les affleurements du Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux (France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 329, 10, p. 705-712.
- CAIA G. (1989) – Les gîtes de tungstène du secteur d'Enguialès – Le Viala dans leur contexte géologique (Châtaigneraie, Massif central français). Thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle, université d'Orléans, 155 p.
- BURG J.P., DAVY P., MARTINOD J. (1994) – Shortening of analogue models of the continental lithosphere: new hypothesis for the formation of the Tibetan plateau. *Tectonics*, 13, p. 475-483.
- CARON C. (1994) – Les minéralisations Pb-Zn associées au Paléozoïque inférieur d'Europe méridionale. Traçage isotopique Pb-Pb des gîtes de l'Iglesiente (Sud-Ouest Sardaigne) et des Cévennes et évolution de socle encaissant par la géochronologie U-Pb, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar et K-Ar. Thèse Doct. Géol., université de Montpellier, 288 p.
- CATHELIN M. (1986) – The hydrothermal alkali metasomatism. Effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. *J. Petrol., G.B.*, 27, p. 945-965.
- CHENEVOY M., RAVIER J. (1971) – Caractères généraux des métamorphismes du Massif central. In Symposium J. Jung, Clermont-Ferrand, p. 109-132.

- CHEVREMONT P. (1984) – Pétrographie et géochimie des massifs granitiques de la Margeride et de la Châtâigneraie. Rapport inédit BRGM.
- CHEZE Y. (1975) – Étude géologique de la Châtâigneraie au Nord d'Entraygues-sur-Truyère (Aveyron). Pétrographie, structure et minéralogie. Thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 143 p.
- COLIN F. (1966) – Étude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac (Massif central français). Thèse d'État, Clermont-Ferrand, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, n° 62 (1971), 250 p., carte h.t.
- COLIN F. (1971) – Étude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac (Massif central français), (d'après thèse, Clermont-Ferrand, 1966) *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, n° 62, Ed. BRGM Orléans, 250 p.
- COLIN F., DESCHAMPS M. (1964) – Sur un nouveau gisement de sidérolithique dans l'Aubrac septentrional, près de la Croix Rouge (Aveyron). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5., p. 187.
- COSTA S. (1989) – Âge radiométrique <sup>39</sup>Ar – <sup>40</sup>Ar du métamorphisme des séries du Lot et du charriage du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (M.C.F.). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 309, p. 561- 567.
- COUTURIÉ J.P. (1977) – Le massif granitique de la Margeride, Massif central français. Thèse Doct. Sci., Clermont-Ferrand, 319 p.
- COUTURIÉ J.P., CAEN-VACHETTE M., VIALETTE Y. (1979) – Âge namurien d'un laccolite différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 289, D, p. 449.
- COUTURIÉ J.P., CAEN-VACHETTE M. (1980) – Âge westphalien des leucogranites recoupant le granite de la Margeride (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 291, D, p. 43, 2 fig.
- COUTURIER B. (1981) – Levers dans la région de Leucamp (Aveyron). Rapport inédit. Compagnie du Bas-Rhône-Languedoc.
- DAVIS D.W. (1982) – Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canad. J. Earth Sci.*, 19, p. 2141-2149.
- DEMANGE M., NICOLAS V.A., SOLER P., GIOUSE H. (1988) – Le gisement tungstifère de Leucamp (Cantal, France). Contrôles géologiques et minéralisations. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. IV, n° 4, p. 559-570.
- DEMAY A. (1948) – Tectonique antéstéphanienne du Massif central français. *Mém. expl. Carte géol. de la France*, 259 p.
- DERRÉ C. (1983) – La province à Sn-W Ouest Européenne. Histoire de divers types de gisements du Massif central, des Pyrénées et du Portugal. Distribution des gisements. Thèse Doct. Sci., Université Paris, 345 p.
- DESCHAMPS M. (1973) – Étude géologique du Sidérolithique du Nord-Est, du Centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés. Thèse Doct. Sci., Université Paris VI, 1270 p.

- DOCHE B. (1986) – Déterminisme et expression cartographique des successions végétales : exemple de l'Aubrac montagnard (Massif central français). Thèse Doct. Etat, Université Grenoble I, 252 p.
- DUCREUX J.L., BILLAUD Y., TRUC G. (1988) – Traces fossiles d'insectes dans les paléosols rouges de l'Eocène supérieur du Nord-Est du Massif central français ; *Celliforma arvernensis* ichnosp. nov. *Bull. Soc. géol. Fr.*, VIII sér., vol. 4, n° 1, p. 167-175.
- DUGUET M., FAURE M. (2004) – Successive shearing tectonics during the Hercynian collisional evolution of the southwestern French Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 175, n°1, p. 49-59.
- DUPIAS G., LAVERGNE O. (1968) – Carte de la Végétation de la France Aurillac 1/200 000. CNRS, Toulouse.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) – Palaeozoic granitoids from the French Massif central: age and origin studied by <sup>87</sup>Rb-<sup>87</sup>Sr system. *Phys. Earth Planet. interiors*, 35, p. 131-144.
- DUTHOU J.L., BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., NICOLAS V.A. (1986) – Chronologie Rb/Sr du granite du Veinazès entourant le gisement wolframifère de Leucamp (Cantal, Massif central français). Résumés. 11<sup>e</sup> Réunion. Sci. de la Terre, Clermont-Ferrand.
- ESCHENBRENNER V. (1988) – Les glébulles des sols de Côte d'Ivoire : nature et origine en milieu ferrallitique, modalités de leur concentration, rôle des termites. Thèse Doct. Sci., Université Dijon, vol. 1, 498 p., vol. 2, 282 p.
- ETLICHER B., GOËR DE HERVE A. (1988) – La déglaciation wurmienne dans le Massif central français : le point des travaux récents. *Bull. Assoc. Fr. Et. Quaternaire*, vol. 34-35, n° 2, p. 103-110.
- FABRE G. (1896) – Les glaciers pliocènes de l'Aubrac. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, t. 122, p. 95-97.
- FAURE M. (1995) – Late Carboniferous extension in the Variscan French Massif central. *Tectonics*, 14, 132-153.
- FAURE M., CHARONNAT X., CHAUVET A., TALBOT J.-Y. MARTELET G., COURRIOUX G., MONIE P., MILESI J.P. (2001) – Tectonic evolution of the Cévennes para- autochthonous domain of the Hercynian French Massif Central and its bearing on ore forming deposits formation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, p. 687-696.
- FAURE M., MONIÉ P., PIN C., MALUSHI H., LELOIX C. (2002) – Late Viséan thermal event in the northern part of the French Massif Central: new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar an Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. *International J. Earth Sci.*, 91, p. 53-75.
- FERAUD G. (1979) – Âge et mise en place du volcanisme du Massif du Coiron (Ardèche, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 289, p. 1005-1008.

- FEYBESSE J.L., COUTURIE J.P., LEDRU P., JOHAN V. (1996) – Les granites de la Margeride, de Chambon-le-Château et de Saint-Christophe d'Allier (Massif central) : des laccolites synchrones des derniers stades de l'épaississement varisque. *Géologie de la France*, 1, p. 27-45.
- FOISSY B. (1981) – L'indice à wolframite-scheelite du Viala (Aveyron). Rapport BRGM RDM/FE/DSO.
- GAMA S. (2000) – Événements métallogéniques à W-Bi (An) en Chataîgneraie du Cantal. Thèse doct. géol., univ. Orléans, 229 p.
- GOËR DE HERVE A., MERGOIL J.C. (1971) – Structure et dynamique des édifices volcaniques tertiaires et quaternaires. Symp. J. Jung., Plein Air Service, Clermont-Ferrand, p. 345-375.
- GOËR DE HERVE A., BAUDRON J.C., CANTAGREL J.M., MAKHOUL J. (1991) – Le volcanisme de l'Aubrac (Massif central) : un bref épisode basaltique (250 000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma). *Géologie de la France*, 4, p. 3-14.
- GOËR DE HERVE A. (1980) – L'Aubrac. In : « Géologie des pays européens : France, Belgique, Luxembourg ». Paris : Dunod édit., p. 86-87.
- GOËR DE HERVE A. (1995) – Volcanisme et volcans d'Auvergne. La dépêche scientifique du Parc des Volcans d'Auvergne n° 8/9, 43 p.
- GOËR DE HERVE A., BURG J.P., avec la collab. de COUTURIÉ J.P., DELPUECH A., DUTHOU J.L., ÉTIENNE R., MERCIER-BATARD F., PÉRICHAUD J.J., PIN C., TORT M., TURLAND M. (1991b) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Chaudes-Aigues (813). Orléans : BRGM, 130 p. Carte géologique par J.P. Burg, A de Goër de Herve et coll. (1991).
- GOËR DE HERVE A., avec la collaboration de BRIAND B., COUTURIÉ J.P., DELPUECH A., DOCHE B., FEL A., MAKHOUL J., MERCIER-BATARD F., MICHAËLY B. (1994) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Nasbinals (837). Orléans : BRGM, 124 p., carte géologique par A. de Goër de Herve, J.-P. Couturié (1994).
- GRIGNAC C. (1983) – Contribution à l'étude des sédiments détritiques post-hercyniens de la bordure sud-ouest du Massif central (France). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Géologie, Toulouse, 211 p.
- GROLIER J. (1971) – La tectonique du socle hercynien dans le Massif central. In Symposium J. Jung, Clermont-Ferrand, p. 215-268.
- GROS Y., GUÉRANGÉ B., MARTIN P. (1981) – Le champ filonien (WO<sub>3</sub>) de Leucamp (Cantal). Étude structurale (déformation souple et fracturation) dans les travaux BRGM et leur environnement. Rapport interne BRGM, Orléans, 81 SGN 734GEP, 44 p.
- GUÉRANGÉ-LOZES (1987) – Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin. Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. Documents du BRGM, 135, 500 p.

- GUERROT C. (2000) – Résultats de la datation U-Pb par dissolution sur zircon pour le granite de la Margeride, échantillon CA 225, Massif central. Rapport BRGM, ANA/ISO 00/70 CG/JDLH.
- HOTTIN A.M. (1981) – Étude de 11 échantillons de la feuille Entraygues. Rapport interne BRGM, Orléans. SGN/GEO, G0249, 8 p. et L3301 G0213, 5 p.
- JOUBERT M. (1978) – Étude pétrographique, structurale et métallogénique de la Châtaigneraie (secteur du Veinazès, Cantal). Thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle Université de Clermont II, 206 p.
- KROGH T.E. (1973) – A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B.*, 37, p. 485-494.
- KROGH T.E. (1982a) – Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B.*, 46, p. 631-635.
- KROGH T.E. (1982b) – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B.*, 46, p. 637-649.
- LABOUE (1982) – Etude structurale du massif de la Margeride. Thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle, Université de Clermont-Ferrand, 140 p.
- LAFON J.M., RESPAT J.P. (1988) – Géochronologie U-Pb et leucogranites varisques : cas des massifs de Grand-Rieu (Lozère) et de la Porcherie (Limousin), Massif central français. *Bull. minéral.*, 3, 225-237.
- LAMEYRE J. (1966) – Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand*, 29, 263 p.
- LANCELOT J.R., ALLEGRET A., DUCROT F., GALLIBERT F., LAFON J.M., LÉVÊQUE M.H., RESPAUT J.P. (1984) – Datation des événements anté-hercyniens en Europe méridionale à partir de la géochronologie U-Pb sur zircons. Résumé séance spéc. Soc. géol. Fr. : « Structures profondes de la croûte hercynienne d'Europe ». Montpellier. Inédit.
- LAPADU-HARGUES R. (1947) – Les massifs de la Margeride, du Mont Lozère et leur bordure. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 46, 222, 140 p.
- LAVAL M., VIALLOFOND L., CAIA G. (1986) – Le gîte à wolframite d'Engualès : géochimie du plutonisme et signature de la géochimie sol. Colloque Gisements de Tungstène, Toulouse mai 1986.
- LE BAS M., LE MAITRE R., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. (1986) – A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol., G.B.*, t. 27, n° 3, p. 67-75.

- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A. QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 605-618.
- LECUYER F. (1984) – Contribution à la volcanologie et à la pétrologie de l'Aubrac : secteur méridional de Saint-Urcize, Massif central français. D.E.A., Lille, 55 p.
- LEROUGE C., BOUCHOT V., GUERROT C. (2000) – Fluids and the W-As±Au ore deposits of the Engualès-Leucamp District, La Châtaigneraie, French Massif Central. Abstract étendu - congrès Geofluids III, de Barcelone, juillet 2000 sous la thématique "fluids in magmatic and metamorphic environments". *J. Geochemic. Explor.*, 69-70, p. 343-347.
- LEROUGE C., BOUCHOT V., GUERROT C., ROIG J.Y. (2001) – (soumis à *Econ. Geol.*).
- LEROUGE C., FOULLAC A.M., ROIG J.Y., BOUCHOT V. (1999) – Stable isotope constraints on the formation temperatures and origin of the late Variscan As-W mineralization at la Châtaigneraie, Massif central, France. EUG'10. Strasbourg, France, March 28th – April 1st. Abstracts p. 474.
- MAKHOUL J. (1994) – Minéralogie, géochimie et magmatologie du volcanisme basaltique miocène de l'Aubrac (Massif central français). Thèse doctorat univ. Clermont-Ferrand II.
- MATTAUER M., ETCHECOPAR A. (1977) – Argument en faveur de chevauchements du type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif central français. *In Coll. intern. CNRS n° 268 Himalaya*. p. 261, 1 fig.
- MIGNON R., FOUQUET C. (1987) – Les minéralisations de la Châtaigneraie (Cantal, Aveyron). Bilan et travaux et perspectives. Rapport BRGM, 87 DAM 023 0P4., 143 p.
- MILNES A.R., THIRY M., WRIGHT M.J. (1991) – Silica accumulations in saprolites and soils in South Australia. *In: Nettleton W.D. (ed.) Occurrence, characteristics, and genesis of carbonate, gypsum, and silica accumulations in soils. Soil Sci. Soc. Amer., Spec. Publ.*, 26, p. 121-149.
- MOÏNE VAZIRI H. (1973) – Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal (Géologie de Mur de Barrez). Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Université Paris-Sud, 91 p., pls.h.t.
- MONIÉ P., BOUCHOT V., FAURE M., CHARONNAT X., NAJOUÏ K. (1999) – <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Laser-Probe Dating of W, Au and/or Sb Deposits and associated granites in the Southern French Massif Central (Cévennes, Châtaigneraie). EUG 10, abstract volume, Strasbourg, France.

- MONIÉ P., RESPAUT J.P., BRICHAUD S., BOUCHOT V., FAURE M., ROIG J.Y. (2000) –  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb geochronology applied to Au-W-Sb metallogenesis in the Cévennes and Châtaigneraie districts (Southern Massif Central, France) - Actes du workshop GEODE-GeoFrance 3D sur les gisements aurifères orogéniques en Europe, avec une attention particulière sur les Variscides. Résumés étendus, Documents du BRGM n° 297, 118 p.
- MORILLON A.C., RUFFET G. – Etat d'avancement du chantier Châtaigneraie. GéoFrance 3D, Symposium, Lyon.
- NEHLIG P., ARNAUD N., BAUDOIN V., BINET F., BOUDON G., DARDON A., DEMANGE J., DURANCE G., FONTAINE-VIVE M., FRÉOUR G., GOËR de HERVÉ A. (de), JAMET A., LEGENDRE C., LEYRIT H., MAURIZOT BLANC C., MICHON L., MILÉSI J.P., PILET S., VATIN PÉRIGNON N., VANNIER W., WATERLET P. (2001) – Carte géologique de France 1/50 000, feuille Murat. Orléans : BRGM. Notice explicative par Nehlig P. et Fréour G., Goër de Hervé A. (de), Huguet D., Leyrit H., Maroncle J.L., Roger J., Roig J.Y., Surmely F., Thiéblemont D., Vidal N. (2001)
- NICOLAS V.A. (1985) – Le gisement wolframifère de Leucamp dans son environnement géologique (Châtaigneraie du Cantal, France). Thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle, Ecole des Mines Paris, 384 p.
- ORSINI J.B. (1979) – Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes post-viséen moyen (groupe des granodiorites - monzogranites) de la chaîne varisque française. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 289, p. 981-984.
- PARRICH R.R. (1987) – An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isotop. Géosci. Sect.)*, 66, p. 99-102.
- PESME M.F. (1974) – Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional et du Nord de l'Aubrac. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris XI (Orsay), 180 p.
- PIN C. (1979) – Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 205 p.
- PIN C. (1980) – Données microstructurales sur les terrains métamorphiques de la série du Lot. *Bull. BRGM Fr.*, 1,4, p. 293-313.
- PIN C., PEUCAT J.J. (1986) – Age des épisodes de métamorphismes paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, 3, p. 461-469.
- PLOQUIN A., STUSSI J.M. (1994) – Felsic plutonism and volcanism in the Massif central. In "Pre-mesozoic geology in France and related areas". J.D. Keppie ed. Springer-Verlag. Berlin, Paris. p. 363-378.

- POIZAT M. (1973) – Sédimentation et phénomènes glaciaires et fluvio-glaciaires quaternaires en Aubrac (Aveyron, Cantal, Lozère). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Marseille, 102 p., 1 carte h.t.
- POIZAT M., ROUSSET C. (1975) – Les calottes de glace quaternaire des monts d'Aubrac (Massif central, France) : caractéristiques, contexte paléo-climatique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam. Fr.*, sér. 2, vol. 17, p. 171-190.
- RAMBOZ C. (1980) – Géochimie et étude des phases fluides des gisements et indices d'étain-tungstène du Sud du Massif central (France). Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Nancy, Inédit.
- RAMBOZ C. (1986) – Paramètres physiques et facteurs de contrôle des circulations hydrothermales convectives impliquées dans la formation des concentrations de tungstène du Sud du Massif central français. Colloque « Gisements de tungstène », Toulouse, abstr. vol., p. 22-23.
- RÉCOCHÉ G. (1983) – Étude minéralogique des filons de tungstène et de leur encaissant dans leurs nouveaux travaux du niveau 465. « À la recherche de Barbara » (Mine d'Enguialès). DEA, Université de Toulouse.
- REILLE M., PONS A. (1982) – L'histoire récente de *Pinus sylvestris* L. en Margeride (Massif central, France) et la signification de cette essence dans la végétation actuelle. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 294, série III, p. 471-474.
- RESPAUT J.P. (1984) – Géochronologie et géochimie isotopique U/Pb de la minéralisation de la mine de Pierres Plantées (Lozère) et de son encaissant/le massif granitique de la Margeride. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Université Montpellier, 222 p.
- REY R. (1962) – Nouvelles observations sur le bassin d'Aurillac (Cantal). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. IV, n° 1, p. 18-23.
- REY R. (1967) – Les formations sédimentaires à l'Est et à l'Ouest du massif du Cantal. *Revue Haute Auvergne*, Aurillac, t. 40, p. 616-621.
- REY R. (1971) – Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif central. *In* Symposium J. Jung : géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français. Plein Air Service éd., Clermont-Ferrand, p. 309-330.
- REY R. (1973) – Biostratigraphie des formations sédimentaires du Cantal. *Rev. sci. Bourbonnais*, p. 77-128.
- RICORDEL C. (2007) – Datation par paléomagnétisme des paléooaltérations du Massif central et de ses bordures : implications géodynamiques. Thèse doct. Ecole des Mines, Paris, 170 p.
- RICORDEL C., THIRY M., MOREAU M.G., THÉVENIAUT H. (2005) – Paleomagnetic datings on "Siderolithic" paleoweathering profiles along French Massif central. European Geosciences Union, Vienne, Autriche, 24-29 avril, Geophysical Research Abstracts, vol. 7, 06631, 6 p.



- ROCHE H. (de la) (1978) – La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques : fonctions spécifiques et variables qui s'en déduisent. Applications aux roches ignées. *Chem. Geol.*, 21, p. 63-87.
- ROCHE H. (de la), STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essai de cartographie et de corrélations géochimiques appuyées sur une banque de données. *Sci. de la Terre*, Nancy, XXIV, 1, p. 5-21.
- ROIG J.Y., BOUCHOT V., LEROUGE C., MONIÉ P., GAMA S., RAMBOZ C., COURRIOUX G., DELOS V., TRUFFERT C., GUERROT C. (1999) – Plutonisme et minéralisations tardi-varisques (306-305 Ma) en Châtaigneraie. Lien génétique entre concentrations tungstifère et magmatisme leucogranitique. Approche pluridisciplinaire. *GéoFrance3D Symposium*, 1999, Lyon.
- ROQUES M. (1941) – Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central. *Mém. Carte géol. Fr.*, 530 p.
- ROQUES M. (1971) – Structure géologique du Massif central. *In Symposium J. JUNG, Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français*, Clermont-Ferrand, p. 17-32.
- ROUIRE J., ROUSSET C. (1980) – Causses, Cévennes, Aubrac. Guides géologiques régionaux, Masson, 190 p.
- ROUSSET C. (1964) – Sur l'origine périglaciaire des petits lacs du massif d'Aubrac. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, t. 6, p. 375-381.
- ROUSSET C. (1969) – Le glaciaire de l'Aubrac. *Ann. Géogr., Fr.*, p. 292-310.
- ROUSSET C. (1970) – Détermination géomorphologique et climatique de l'évolution des calottes glaciaires quaternaires dans les monts d'Aubrac (Massif central, France). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, sér. D, t. 270, p. 464-467.
- ROUSSET C., ARLHAC P., BECQ-GIRAUDON J.F. (1989) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Espalion (860) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par Rousset C., Becq-Giraudon J.-F. (1989).
- ROUX J., SENAUD G. (1978) – Le levé aéromagnétique Massif central 1975 ; étude de quelques anomalies caractéristiques liées au volcanisme et au socle. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand II, 208 p.
- SCAILLET S., CHEILLETZ A., CUNEY M., FARRAR E., ARCHIBALD D. (1996) – Cooling patterns and mineralization history of the Saint Sylvestre and Western Marche leucogranite plutons, French Massif central.: I - <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 23, p. 4653-4671.

- SCHMITT J.M. (1983) – Albitization in relation to the formation of uranium deposits in the Rouergue area (Massif central). *In: Petrology of weathering and soils*, (Nahon D., Noack Y., eds.), *Sci. Géol. Mém.*, 73, p. 185-194.
- SCHMITT J.M., SIMON-COINÇON R. (1985) – La paléosurface infraliasique en Rouergue ; dépôts sédimentaires et altérations associés. *Géologie de la France*, 2, p. 125-135.
- SEYER P. (1951) – Conditions de concentration des minerais de wolfram de la mine de Leucamp (Cantal). *Ann. Mines, Fr.*, VII, p. 29.
- SIMON-COINÇON R. (1989) – Le rôle des paléaltérites et des paléofformes dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central français). *Ecole des Mines de Paris, Mém. sci. Terre*, n° 9, 290 p.
- SIMON-COINÇON R. (1993) – Incidence du paléodrainage moi-pliocène et de la tectonique sur le réseau hydrographique actuel du Massif central. *Géologie de la France*, n°1, p. 29-39.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M. (1996) – Feuille 1/50 000 Entraygues-sur-Truyère n° 836 – Minéralogie, et pétrographie de sédiments et d'altérites tertiaires. *Ecole des Mines de Paris, Rapport Armines LHM/RD/96/20*, 49 p.
- SIMON-COINÇON R. (1999) – Palaeolandscapes reconstruction of the southwestern Massif-central (France). *In: Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits* (eds. Thiry M. & Simon-Coinçon R.), *Spec. Publ. Intern. Ass. Sediment.*, 27, p. 225-243.
- SIMON-COINÇON R., BRUXELLES L., RICORDEL C., THIRY M. (2005) – The continental French Massif central during Late Jurassic and Early Cretaceous: paleoweatherings and paleolandforms. *European Geosciences Union, Vienne, Autriche*, 24-29 avril, *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, 07929, 9 p.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., QUESNEL F. (2000) – Paléopaysages et paléoenvironnements sidérolithiques du Nord du Massif central (France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Sciences de la terre et des planètes, 330/10, p. 693-700.
- SIMON-COINÇON R., THIRY M., SCHMITT J.M., LEGENDRE S., ASTRUC J.G. (1995) – From inland paleosurfaces towards sedimentary basins : the example of southwestern French Massif central. *IAS-16th Regional Meeting of Sedimentology, Field Trip Book, Publications ASF, Paris n° 23*, p. 3-64.
- STAGEY I.S., KRAMERS J.O. (1975) – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, p. 207-221.
- TALBOT J.Y. (2003) – Apport des études ASM et gravimétriques des plutons cévenols à la caractérisation structurale de l'évolution tardi-hercynienne du Massif central. *Thèse Doct. Géol.*, Université d'Orléans, 686 p.

- THÉVENIAUT H. (2003) – Paleomagnetism as an indirect dating tool of lateritic weathering profiles (saprolite, bauxite and ferricrete): theoretical bases, method, results in French Guiana, Africa and Europe. *In: Paleoweathering and paleosurfaces in the Ardennes-Eifel region–Preizerdaul, Luxembourg, 14-17 mai 2003, Géologie de la France*, 1, p. 89-90.
- THIRY M., SCHMITT J.M., TRAUTH N., COJEAN R., TURLAND M. (1983) – Formations rouges « sidérolithiques » et silicifications sur la bordure Nord du Massif central. *Rev. géogr. phys. Géol. Dynam., Fr.*, 24, p. 381-395.
- THIRY M., TURLAND M. (1985) – Paléoséquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le Sidérolitique du Nord du Massif central (bassin de Montluçon-Domérat). *Géologie de la France*, 2, p. 175-192.
- THIRY M., MOREAU M.-G., SIMON-COINÇON R., RUELLAN P.Y. (2004) – Datation des paléoaaltérations et des événements géodynamiques continentaux - II – paléoaaltérations, paléoreliefs et datation des formations « sidérolithiques » du Lembron. Rapport Armines/ Ecole des Mines, LHM/RD/2004/03, 76 p.
- TOUER M. (1963) – Etude géologique et métallogénique de la région d'Entraygues-sur-Truyère. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 121 p.
- VALADA B. (1984) – Les Hautes Terres du Massif central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse Doct. Sci., Paris I, 2 vol. 927 p.
- VEYRET Y. (1978) – Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Thèse Doct. Sci., Paris I, Presses Univ. Lille (1981), 2 vol., 783 p.
- VIVIER G. (1970) – Etude pétrographique et géochronologique de la Châtaigneraie (Sud-Ouest du Massif central français). Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 211 p.
- VIVIER G., LASSERRE M. (1973) – Âge hercynien des granites de la Chataîgneraie (Sud-Ouest du Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XXV, 3-4, p. 283-287.
- VIROL F. (1987) – Le contact Massif central/Bassin aquitain au niveau du Lot moyen et du Célé : enseignements fournis par les formations superficielles d'âge secondaire et tertiaire en matière d'évolution géomorphologique. Thèse lettres (Géomorphologie) Paris I, 300 p. (non publiée).
- WEPPE M. (1958) – Les gisements de wolfram de Leucamp, Puy-lès-Vignes, Montbelleux. Thèse, Nancy, 193 p.

WIELEMAKER W.G. (1984) – Soil formation by termites a study in the Kisii area, Kenya. Doctoral thesis, Department of soil Sciences and Geology, Agricultural University, Wageningen, (XII), 132 p.

WILHELM S. (1977) – Étude minéralogique des feldspaths en relation avec leur contexte géologique. Héritage magmatique et rôle des phénomènes thermiques dans la formation des microstructures. Thèse, Paris, 176 p.

Carte géologique de la France à 1/80 000 Figeac (n°195).

Carte géologique de la France à 1/80 000 Mende (n°196).

### AUTEURS DE LA CARTE

(voir le schéma de répartition des leviers sur la carte géologique et le chapitre « conditions de lever »)

### AUTEURS DE LA NOTICE

– Manuel DUGUET (université d'Orléans) : coordination, conditions de formation du socle, description des formations volcaniques (d'après A. de Goër) et synthèse géodynamique régionale (partie socle).

– Serge BOGDANOFF (université d'Orsay) : généralités, description des formations du socle métamorphique et des granites, évolution tectonométamorphique.

– Michel TURLAND (BRGM) : notes sur les paléaltérites et les formations tertiaires et quaternaires, archéologie, mines (pegmatites et prospection alluvionnaire), eaux thermominérales, risques naturels.

– Alain de GOËR de HERVE (université de Clermont-Ferrand) : notes et analyses inédites sur le volcanisme de la feuille Entraygues-sur-Truyère.

– J.P. COUTURIÉ (Université de Clermont-Ferrand) : texte sur le granite de la Margeride.

– Pierre NEHLIG (BRGM) : révision du chapitre volcanisme après une visite de terrain d'une semaine.

– Patrick LEBRET (BRGM) : rédaction du chapitre dépôts cénozoïques non volcaniques à partir de données de M. Turland, R. Simon-Coinçon, M. Thiry, après une visite de terrain d'une semaine.

– Régine SIMON-COINÇON, Médard THIRY (Ecole des Mines de Paris) : minéralogie et pétrographie de sédiments d'altérites tertiaires.

– Vincent BOUCHOT (BRGM) : gîtes minéraux (métallogénie).

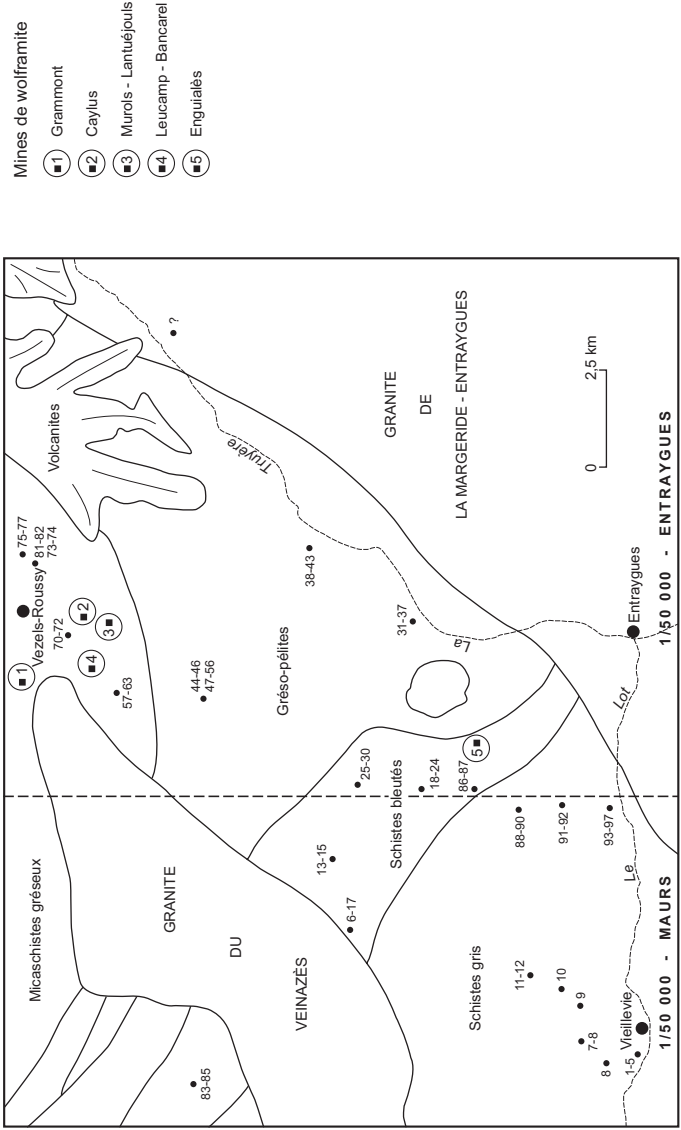
– Jean-Yves TALBOT (université d'Orléans) : structure interne et contexte de mise en place du massif granitique de la Margeride.

– B. DOCHE (université Joseph Fourier, Grenoble I) : sols, végétation et cultures.

– Clotilde BERTIN : hydrogéologie, eaux souterraines.

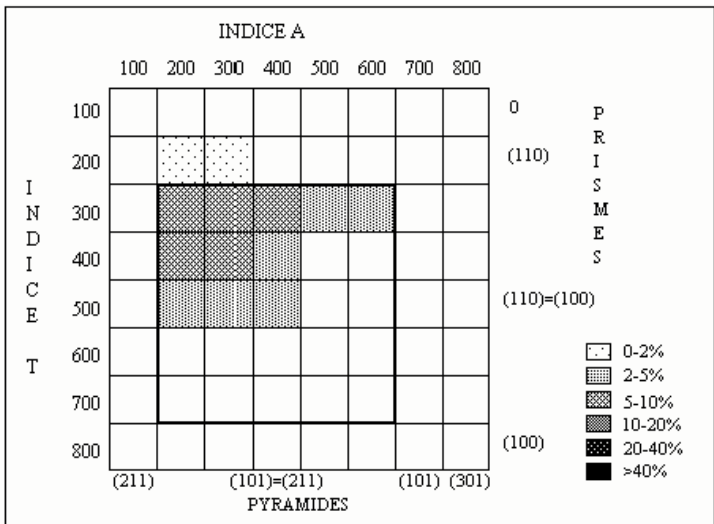
**ANNEXES**

# ANNEXE 1 - LOCALISATION DES PRÉLÈVEMENTS POUR L'ANALYSE GÉOCHIMIQUE



*ANNEXE 2 - ANALYSE GÉOCHRONOLOGIQUE  
DE L'ÉCHANTILLON CA225 : GRANITE DE LA MARGERIDE.*

Les zircons de cette roche sont abondants mais relativement petits. Ils sont colorés en rose et souvent limpides et automorphes. Certains plus foncés sont zonés, d'autres présentent des inclusions opaques ou des canalicules centrales selon l'axe C ; 55 % des cristaux sont indexables. Ils se répartissent dans la partie supérieure gauche du diagramme de répartition typologique de Pupin (fig. 1). L'indice moyen de la population I.A = 315 ; I.T = 365 correspond au domaine de répartition des granites d'anatexie crustale. Cinq fractions de 3 à 11 cristaux sélectionnés parmi les moins magnétiques ont été analysées.



**Fig. 1 - Diagramme de répartition typologique des zircons du granite de la Margeride CA225**

**Résultats d'analyse en spectrométrie de masse**

Après une séparation classique des minéraux lourds, les zircons sont séparés selon leur susceptibilité magnétique, les moins magnétiques étant le plus souvent les plus concordants (Krogh, 1982a). Ils sont ensuite séparés en populations distinctes s'il y a lieu, et fortement abrasés afin d'accentuer la concordance (Krogh, 1982b). La mise en solution, la séparation et la purification de l'uranium et du plomb sont adaptées de Krogh (1973) et Parrish (1987). Les analyses ont été effectuées sur

multiplicateur d'électrons en mode dynamique sur un spectromètre de masse Finnigan MAT 261. Les niveaux de contamination sont inférieurs à 15 pg en Pb et 1 pg en U. Les rapports mesurés sont corrigés du fractionnement, du blanc de procédure, de l'étalon, et du plomb commun initial en utilisant le modèle de Stacey et Kramers (1975). Toutes les erreurs sont données à  $2\sigma$ . La régression est effectuée selon Davis (1982). Tous les résultats sont donnés à 95 % de niveau de confiance.

Les résultats obtenus sur les cinq fractions analysées sont reportés dans le tableau 1, et dans le diagramme Concordia de la figure 2. Les fractions 1, 2, 3 et 4 donnent des âges  $^{207}\text{Pb}/\text{P}^{206}\text{Pb}$  identiques à 310 Ma. L'uranium n'a malheureusement pas pu être enregistré pour la fraction 1 ce qui ne permet pas son report dans le diagramme Concordia. Les fractions 2, 3 et 4 se situent sous la Concordia avec une discordance de 2 à 7 %. La fraction 5 par contre indique la présence de plomb ancien, avec un âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de 365 Ma. La régression par les fractions 2, 3 et 4 définit une Discordia recoupant la Concordia à  $309 \pm 17/-5$  Ma (fig. 2). L'intercept inférieur se trouve pratiquement à l'origine (7 Ma). Cet âge à 309 Ma est interprété comme l'âge de cristallisation du granite de la Margeride CA225.

Echantillon	Concentrations					Rapports isotopiques					AGE
	#	Min	pds. ( $\mu\text{g}$ )	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Pb com (pg)	Pb 206/204 [3]	Pb 208/206 [4]	Pb/U 206/238 [4]	Pb/U 207/235 [4]	
1	3z,m1	20	-	47.9	55	1153	0.054	-	-	0.05255 $\pm$ 12	309
2	9z,m1	25	787	35.5	61	977	0.044	0.04784 $\pm$ 16	0.3465 $\pm$ 14	0.05253 $\pm$ 14	308
3	8z,m1	22	860	37.4	71	771	0.053	0.04572 $\pm$ 18	0.3311 $\pm$ 16	0.05252 $\pm$ 16	308
4	11z,m1	22	558	25.8	42	877	0.068	0.04792 $\pm$ 16	0.3471 $\pm$ 16	0.05253 $\pm$ 14	308
5	11z,m1	15	784	34.7	77	453	0.057	0.04636 $\pm$ 34	0.3442 $\pm$ 28	0.05385 $\pm$ 18	365

### Notes

1 = Minéral : nombre de grains ; z : zircon ; ml : magnétique à 1°

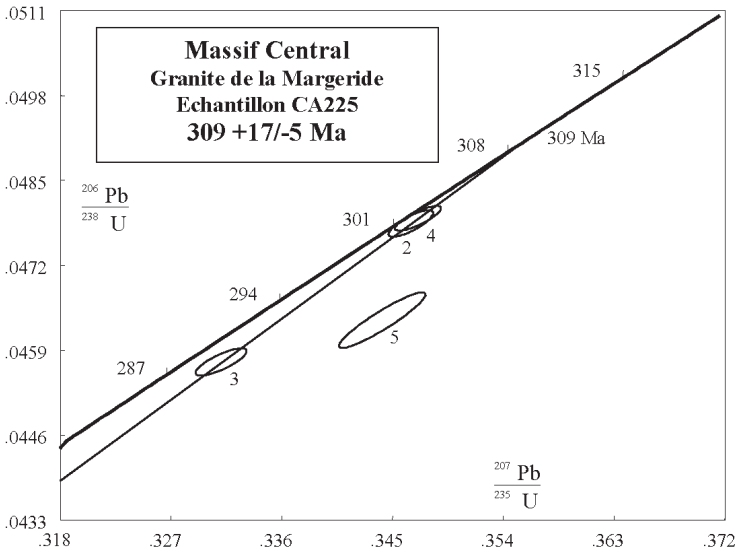
2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb = 15 pg, U = 1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à  $2\sigma$ . La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

**Tableau 1 - Résultats analytiques pour les zircons du granite de la Margeride CA225.**





**Fig. 2 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons du granite de la Margeride CA225, Massif central.**

**Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau 1.**

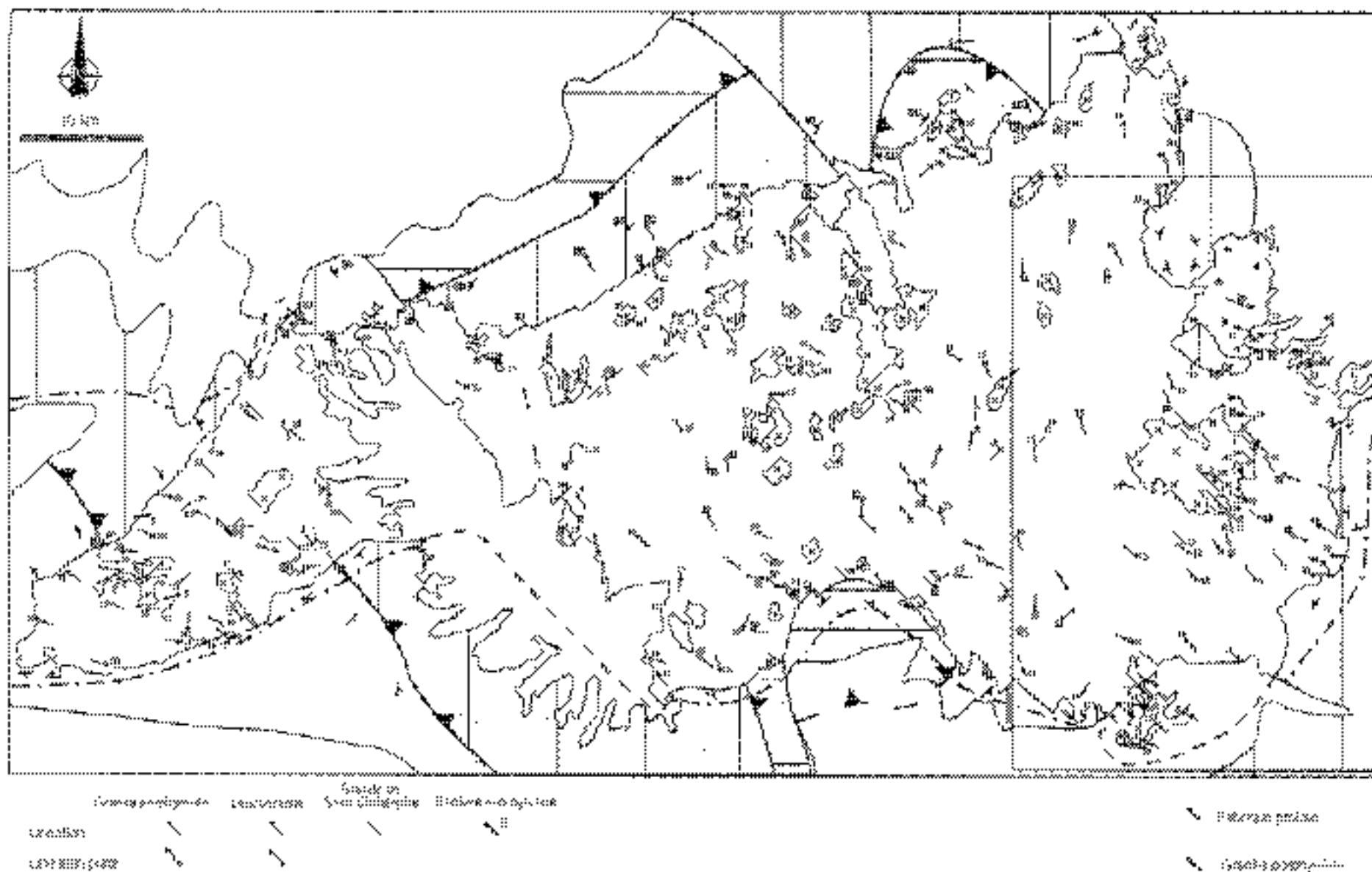


Fig. B - Carte des anomalies magnétiques du massif granitique de la Margidea