

## CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

# CHAUDES-AIGUES

par

A. DE GOËR DE HERVE, J.P. BURG

## CHAUDES-AIGUES

La carte géologique à 1/50 000  
CHAUDES-AIGUES est recouverte par la coupure  
ST-FLOUR (N° 185)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000

Murat	St-Flour	Langeac
Vic-sur-Cère	CHAUDES-AIGUES	Saugues
Entraygues	Nasbinals	St-Chely d'Apcher



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

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
CHAUDES-AIGUES À 1/50 000**

*par*

*Alain de GOËR de HERVE, Jean-Pierre BURG*  
*avec la collaboration de :*  
**J.P. COUTURIÉ, A. DELPUECH, J.L. DUTHOU, R. ÉTIENNE,**  
**F. MERCIER-BATARD, J.J. PÉRICHAUD, C. PIN,**  
**M. TORT, M. TURLAND**

**1991**

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

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

- *pour la carte* : BURG J.P., GOËR de HERVE A. (de), avec la collaboration de COUTURIÉ J.P., LABOUE M., GALVIER J., LABAUME P., MARCHAND. J., LASNIER B., RANÇON J.P. (1991)  
- Carte géol. France (1/50000), feuille Chaudes-Aigues (813) - Orléans : BRGM. Notice explicative par GOËR de HERVE A. (de), BURG J.P. et coll. (1991), 130 p.

- *pour la notice* : GOËR de HERVE A. (de), BURG J.P., avec la collaboration de COUTURIÉ J.P., DELPUECH A., DUTHOU J.L., ETIENNE R., MERCIER-BATARD F., PÉRICHAUD J.J., PIN C., TORT M., TURLAND M., (1991) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille *Chaudes-Aigues* (813) - Orléans : BRGM, 130 p. Carte géologique par BURG J.P., GOËR de HERVE A. (de) et coll. (1991).

© BRGM, 1991. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1813-5

## SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>5</b>
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	<i>5</i>
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	<i>1</i>
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION</i>	<i>11</i>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>15</b>
<i>FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES</i>	<i>15</i>
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES ET FILONIENNES</i>	<i>21</i>
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES</i>	<i>33</i>
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES TERTIAIRES</i>	<i>45</i>
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES</i>	<i>69</i>
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	<b>74</b>
<i>TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME</i>	<i>74</i>
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE CÉNOZOÏQUE</i>	<i>79</i>
<b>OCCUPATION DU SOL</b>	<b>87</b>
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	<i>87</i>
<i>VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	<i>89</i>
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>91</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	<i>91</i>
<i>HYDROTHERMALISME ET GÉOTHERMIE</i>	<i>93</i>
<i>MATÉRIAUX DE CARRIÈRES</i>	<i>94</i>
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	<i>95</i>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>98</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<i>98</i>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<i>99</i>
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	<i>108</i>
<b>AUTEURS</b>	<b>108</b>
<b>ANNEXES</b>	
<i>TABLEAU 1 : ANALYSES CHIMIQUES - BASALTES</i>	<i>110</i>
<i>TABLEAU 2 : ANALYSES CHIMIQUES - GRANITES</i>	<i>116</i>
<i>TABLEAU 3 : GÉOCHRONOMÉTRIE</i>	<i>120</i>
<i>TABLEAU 4 : MINÉRAUX LOURDS</i>	<i>121</i>
<i>TABLEAU 5 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	<i>124</i>

## INTRODUCTION

### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

#### Historique des travaux

Les levés de la carte géologique à 1/50 000 Chaudes-Aigues ont été exécutés en plusieurs étapes, sur une période courant de 1960 à 1987.

Dans un premier temps (1960-1977), des levés partiels ont été réalisés séparément dans le cadre de la préparation de plusieurs mémoires et thèses portant sur les différents types de terrains constituant cette feuille et s'étendant largement sur les feuilles voisines :

—F. Colin, maître-assistant à l'université de Clermont-Ferrand, pour l'ensemble des terrains, de toute nature, situés à l'Est des vallées du Bès et de l'Ander (diplôme d'études supérieures, 1960) ; puis pour les terrains situés au Sud de la Truyère et à l'Ouest du Remontalou (thèse doct. État, 1966) ;

—J. Restituto, étudiant à l'université de Clermont-Ferrand, sur la totalité de la feuille, pour les terrains cristallophylliens constituant la « série de la Truyère » et le granite de Tréboul (thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle, 1971) ;

—R. Coinçon, étudiante à l'université de Clermont-Ferrand, pour les sédiments du fossé de Margeride et l'évolution morphologique de ses bordures (thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle, géographie, 1972) ;

—A. de Goër de Herve, maître-assistant à l'université de Clermont-Ferrand, pour les formations volcaniques et glaciaires de la planèze de Saint-Flour (thèse doct. État, 1972) ;

—J.P. Couturié, maître-assistant à l'université de Clermont-Ferrand, pour l'ensemble granitique de la Margeride et les champs filoniens associés (thèse doct. État, 1977) ;

—J.P. Burg, chargé de recherches au CNRS, université de Montpellier, pour une comparaison structurale de la série métamorphique de la Truyère avec celle du Haut-Ailier (thèse doct. 3<sup>e</sup> cycle, 1977) ;

—auxquels il convient d'ajouter les travaux de B. Hénou (1973) et J.P. Gibert (1975) sur le site hydrothermal de Chaudes-Aigues.

Dans un second temps (1977-1980), dans le cadre d'une convention de lever de la feuille coordonnée par J.P. Burg, ces travaux ont été repris, modifiés et complétés :

—pour les terrains cristallophylliens, par J.P. Burg, avec la collaboration de P. Labaume, étudiant à l'université de Montpellier, sur le territoire inclus entre les vallées de la Truyère, de la Jurolle et du ruisseau de Béquet ; et avec la collaboration de J. Marchand et B. Lasnier, maîtres de conférences à l'université de Nantes, sur le territoire inclus entre les vallées de la Truyère, du ruisseau de Béquet et de l'Épie ;

—pour les terrains granitiques de la Margeride, sous la direction de J.P. Couturié, par M. Laboue, docteur de 3<sup>e</sup> cycle de l'université de Clermont-Ferrand ;

—pour les formations sédimentaires tertiaires et la fracturation associée, par A. de Goër de Herve ;

—pour les formations volcaniques, par A. de Goër de Herve sur les territoires concernant la planèze de Saint-Flour et le volcanisme dispersé au Nord et au Sud de la Truyère ; par J.P. Gibert, pour le volcanisme dispersé au Sud de la Truyère ; et par J.M. Liotard, étudiant à l'université d'Orsay (Paris XI), sous la direction de R. Brousse, sur le territoire de la planèze de Cézens—Pierrefort.

Enfin, dans un troisième temps (1986-1989), dans le cadre d'une seconde convention de lever coordonnée par A. de Goër de Herve, ces travaux ont à nouveau été repris, modifiés et complétés :

—pour le volcanisme de la planèze de Cézens—Pierrefort et de la vallée de l'Épie, par J.P. Rançon, ingénieur géologue au BRGM, et A. de Goër de Herve ;

—pour le territoire granitique situé entre Berc—Le Bacon et la vallée du Bès, par J. Galvier, étudiant à l'université de Clermont-Ferrand, travaillant pour le compte de la Compagnie française de Mokta, sur la base d'une prospection systématique à la tarière à la maille de 200 m ;

—pour le granite de Chaudes-Aigues, pour la frontière des terrains granitiques et métamorphiques et les complexes filoniens associés, aux environs d'Albaret-le-Comtal, Montchanson—Saint-Marc et Bournoncles—Clavières-d'Outre, par J.M. Grivotte, docteur de 3<sup>e</sup> cycle de l'université de Clermont-Ferrand, ingénieur géologue à la Compagnie française de Mokta ;

—pour les petites masses granitiques disséminées parmi les terrains cristallophylliens de part et d'autre de la Truyère, par J.P. Couturié et A. de Goër de Herve ;

—pour la bande d'aménagement à 2 x 2 voies de la RN9, entre La Bessaie et La Baraque-Noire, par J. Restituto, ingénieur au laboratoire régional des Ponts-et-Chaussées à Clermont-Ferrand.

### **Avertissement à l'utilisateur**

Pour une meilleure utilisation de la carte et de sa notice, le lecteur voudra bien tenir compte des éléments suivants.

- En ce qui concerne les **terrains granitiques de la Margeride**, les contours de la feuille Chaudes-Aigues sont en accord avec ceux des feuilles voisines Saugues (1972), Saint-Chély-d'Apcher (1974) et Nasbinals (en préparation), effectués par les mêmes auteurs (J.P. Couturié et J. Galvier).
- En ce qui concerne la **série métamorphique de la Truyère**, les conventions et interprétations ont été homogénéisées dans la mesure du possible avec les feuilles Brioude (1981) et Langeac (1986), levées par les mêmes auteurs (J.P. Burg, B. Lasnier et J. Marchand), conformément au schéma structural présenté en marge de la carte. Par contre, aucune corrélation n'a été possible avec les feuilles voisines Saint-Flour (Tempier, 1990), Vic-sur-Cère (Pesme, 1975) et Saugues (Couturié, 1972), levées et dessinées selon des conceptions différentes.

- En ce qui concerne les **terrains sédimentaires** (A. de Goër), ils se raccordent vers le Nord avec ceux de la feuille Saint-Flour. Toutefois, les notations en ont été simplifiées, en raison d'une moindre diversité sur la feuille Chaudes-Aigues. Du côté est, la continuité a été assurée avec la feuille Saugues pour les seuls terrains oligocènes, mais non pour les dépôts plus récents, les « sables à chailles » miocènes y étant précédemment considérés comme « villafranchiens » et portés sous la mention Fy (alluvions anciennes), et leur équivalent silicifié comme Oligocène supérieur (poudingues et grès). Il convient par ailleurs d'attirer l'attention sur le fait que, ce territoire de la feuille ayant été dessiné en 1980, les coupures chronologiques adoptées pour le Miocène sont conformes aux conventions antérieures et différentes de celles actuellement préconisées : les terrains mentionnés m2-3 et m2-3S devraient être transcrits m5-6 (Tortonien—Messinien) selon les nouvelles normes.

- En ce qui concerne les **terrains volcaniques** (A. de Goër et J.P. Rançon), la feuille Chaudes-Aigues n'est en harmonie que vers le Nord avec Saint-Flour, restriction faite d'une simplification des subdivisions chronologiques. Par contre on n'y trouvera aucune continuité vers l'Ouest avec la feuille Vic-sur-Cère (Brousse et Pesme, 1975). Toutefois, au sujet tant des alluvions miocènes que des formations volcaniques infra-planéziennes, le lecteur ne devra pas s'étonner de trouver, sous la plume du même auteur, des interprétations quelque peu divergentes dans les notices explicatives des feuilles Saint-Flour et Chaudes-Aigues : en effet, en dépit de leurs dates d'édition proches (1988 et 1991), onze ans ont en fait séparé la rédaction de ces deux notices, et certaines idées ont inévitablement évolué entre temps.

- Enfin, la **couverture quaternaire et les formations superficielles** n'ont fait l'objet d'une représentation relativement détaillée que sur les territoires comportant des formations sédimentaires ou volcaniques et à leur voisinage (A. de Goër, J.P. Rançon), ainsi que sur l'essentiel du territoire granitique (A. de Goër, J. Galvier), à l'exclusion de la majeure partie de la superficie cristallophyllienne. Il en résulte un contraste, souvent plus fictif que réel, entre les différents secteurs de la carte. En particulier, les éboulis et dépôts de pentes, bien que n'apparaissant sur la carte qu'au pied des corniches basaltiques, ne sont pas moins fréquents sur tous les versants entaillés dans le socle par la Truyère et ses affluents ; mais, en l'absence d'étude les concernant, ils n'ont y pu être figurés.

## PRÉSENTATION DE LA CARTE

### Géographie physique

La feuille à 1/50 000 Chaudes-Aigues est située au cœur du Massif central français, en quasi-totalité dans le département du Cantal, à l'exception du coin granitique sud-est qui appartient au département de la Lozère. Elle couvre une région de plateaux dépourvus de reliefs notables, d'altitude moyenne voisine de 1000 m, carrefour indécis entre la retombée des hauteurs du Cantal (au Nord-Ouest), de l'Aubrac (au Sud-Ouest), de la Margeride (au Nord-Est) et du Gévaudan (au Sud-Est). Cette situation charnière

est manifestée par la vallée surcreusée de la Truyère, rivière qui, prenant source au col des Trois-Sœurs en haute Margeride, et se jetant dans le Lot à Entraygues après un parcours de 160 km, traverse la feuille Chaudes-Aigues en diagonale du Nord-Est au Sud-Ouest et collecte la totalité du réseau hydrographique.

La *gorge de la Truyère* est encaissée dans les plateaux métamorphiques bordiers — d'altitude peu variée de 860 à 960 m —, d'une profondeur croissante de 150 m à l'amont (thalweg à 750 m au Terran) à 300 m à l'aval (thalweg à 650 m à Sainte-Marie). Obstacle majeur à la pénétration du pays, cette gorge doit son creusement à la surélévation postmiocène du Massif central, expliquant le contraste entre son dessin très sinueux, voire méandrique, et sa profondeur qu'accompagne l'absence quasi totale de plaine alluviale. Ce caractère affecte également le cours inférieur de tous ses affluents : en rive droite l'Ander (= le Lander), la Jurolle (= ruisseau des Ternes) et l'Épie (= ruisseau des Pias), tous trois d'origine cantalienne ; en rive gauche le ruisseau d'Arcomie, le Bès — principal affluent de la Truyère, de source aubracienne —, le Remontalou et le ruisseau de Tailladès.

Ce territoire tourmenté, très coupé par les gorges profondes de la Truyère et de ses affluents, s'étend sur la moitié de la superficie de la feuille ; il constitue le Caldaguès (= Caldaguez) ou pays de Chaudes-Aigues. Zone d'accès difficile, il sépare nettement : un domaine gévaudan (lozérien) au Sud-Est, moins coupé, patrie traditionnelle de la forêt et des landes à moutons ; et un domaine auvergnat (planèzes cantaliennes) au Nord-Ouest, tabulaire, royaume des herbages et des bovins.

### Constitution géologique

Ce découpage géographique reflète fidèlement la constitution géologique de la feuille. La carte y montre des terrains variés, organisés schématiquement selon quatre zones parallèles allongées WSW-ENE.

**Les formations les plus anciennes** s'observent selon une double bande diagonale constituant les plateaux métamorphiques qui encadrent la vallée de la Truyère, d'altitude oscillant autour de 900 m. Les *terrains cristallophylliens* y ont été rapportés par J.P. Burg (1977) à deux ensembles très distincts :

- la **bande méridionale** (plateaux de Chaudes-Aigues—Faverolles), qualifiée *d'unité para-autochtone*, est essentiellement constituée d'une série assez monotone de paragneiss phylliteux et micaschistes à deux micas et sillimanite, faiblement affectés vers le Sud par un métamorphisme de contact très discret aux abords du granite de la Margeride ;
- la **bande septentrionale** (plateaux de Neuvéglise—Alleuze), dénommée *unité allochtone* ou *groupe leptyno-amphibolique*, est formée d'une série beaucoup plus variée de gneiss leptynitiques, localement plus ou moins migmatitiques vers le Nord aux abords de la feuille Saint-Flour. Cette série est caractérisée par l'abondance des intercalations basiques ou ultrabasiques, inégalement homogénéisées dans le faciès amphibolite. Du côté ouest, aux confins de la feuille Vic-sur-Cère, ces formations sont interrompues par le massif leucogranitique du Pont-de-Tréboul ;



• le **contact entre ces deux unités** s'effectue selon une ligne sinueuse, globalement conforme au cours de la Truyère et plusieurs fois recoupée par sa vallée. Cette ligne, le long de laquelle le groupe leptyno-amphibolique du Nord vient chevaucher les gneiss autochtones du Sud, est interprétée comme le front d'érosion d'une des *nappes de charriage* majeures de la chaîne hercynienne dans le Massif central français.

**Le secteur sud-est** de la feuille, appartenant à l'ancienne province du Gévaudan, est occupé par la marge septentrionale du *granite de la Margeride*, l'un des plus vastes plutons du Massif central (3 200 km<sup>2</sup>), d'âge carbonifère, qui plonge vers le Nord sous les gneiss à sillimanite de l'unité para-autochtone. Le granite principal, à gros grain et largement porphyroïde, y est traversé par une multitude d'injections leucogranitiques particulièrement denses au Sud, aux abords de la feuille Nasbinals, entre Saint-Juéry et Berc. L'altitude moyenne du plateau granitique s'élève graduellement de 1 000 à 1 080 m du Nord-Ouest au Sud-Est, pour culminer localement à 1 170 m au peuch de Berc.

**Le secteur nord-ouest** de la feuille concerne la retombée sud-est du grand *strato-volcan néogène cantalien* (2 700 km<sup>2</sup>). La surface volcanisée y montre principalement les vastes épanchements basaltiques plus ou moins tabulaires (« planèzes ») qui, aux confins mio-pliocènes, ont parachevé l'édification de cet ensemble. Les événements éruptifs, généralement discrets, y sont irrégulièrement disséminés sur les deux tiers de ce territoire. La vallée de l'Épie, l'une des moins profondes du système hydrographique rayonnant cantalien, n'y sépare qu'incomplètement les deux « planèzes » de Saint-Flour (du côté nord) et de Cézens—Pierrefort (du côté ouest). Les volcanites différenciées infrabasaltiques sont essentiellement constituées par une puissante nappe de coulées de débris (lahars), qui n'apparaît guère que dans la vallée de l'Épie et sur la frange méridionale de la planèze de Cézens. L'altitude moyenne des plateaux basaltiques varie de 1000 à 1080 m, pour s'élever à 1155 m au puy Renel, près de Gourdièges.

À ces quatre unités fondamentales, il convient d'adjoindre trois éléments géologiques plus discrets :

—un *volcanisme basaltique dispersé* sur l'ensemble de la feuille, de part et d'autre de la vallée de la Truyère, constituant de modestes plateaux peu surélevés au-dessus de la surface gneissique. Ce volcanisme, d'âge miocène supérieur à pliocène, peut être selon les cas rapporté à l'Aubrac ou aux planèzes cantaliennes ;

—dans le coin nord-est de la feuille, un segment très disloqué du *fossé oligocène de Margeride* ou fossé du Malzieu—Saint-Flour (argiles graveleuses bariolées des environs de Chaliers et Ruynes), flanqué latéralement par des lambeaux *d'alluvions miocènes*, témoins du remblaiement subsident d'un paléocours de la Truyère (environs d'Anglards) et du Bès (Faverolles) ;

—enfin, la frontière entre les territoires gneissiques et granitiques est jalonnée par *trois champs filoniens* associés à d'importants réseaux de fractures. Ce sont, d'Est en Ouest : le champ de Bournoncles—vallée d'Arcomie, le champ d'Arzenc-d'Apcher—vallée du Bès (où les filons, principalement andésitiques, sont accompagnés de multiples amas et indices minéralisés),

et le champ de Chaudes-Aigues—vallée du Remontalou (où les filons, principalement microgranitiques, sont en relation avec un gisement géothermal).

### Occupation humaine

La géographie humaine de la feuille Chaudes-Aigues se caractérise par une activité modeste, essentiellement agro-pastorale, et un habitat très dispersé. Deux bourgs seulement atteignent le millier d'habitants : Neuvéglise et Chaudes-Aigues, de part et d'autre de la Truyère.

### Le site hydrothermal de Chaudes-Aigues

L'histoire de cette région d'Auvergne—le Caldaguès — est pour partie liée à sa géologie. En effet, Chaudes-Aigues doit son nom à l'émergence naturelle d'eaux chaudes, par une trentaine de sources dont la température varie de 45 à 82 °, et dont la plus célèbre — la source du Par — est la plus chaude d'Europe. Toutefois, si une importante occupation humaine de la planèze de Saint-Flour est certaine dès le Néolithique (nombreux dolmens), aucune découverte archéologique n'a jamais confirmé la légende de l'édification de thermes romains en Caldaguès.

Ce n'est qu'à partir du 9<sup>e</sup> siècle que l'on commence à être sûr de l'occupation du site : « En 886, un seigneur Bodon donne la villa du Par au Chapitre de Saint-Julien de Brioude » (Gibert, 1981). Et il faut attendre la fin du 13<sup>e</sup> siècle pour que la ville de Chaudes-Aigues (Calidae Aquae) atteigne une grande renommée régionale pour le traitement, dans ses bains publics ou privés, des paralytiques et des lépreux. Cette renommée va s'étendre durant trois siècles. En plus des traitements thérapeutiques, les habitants cherchèrent à tirer un parti maximal de cette géothermie gratuitement disponible, pour la cuisine, le chauffage et l'industrie. Au 15<sup>e</sup> siècle, une quinzaine de moulins, profitant à la fois de la force motrice du Remontalou, de la chaleur et des propriétés chimiques des eaux thermales, traitaient les étoffes, les peaux, et blanchissaient la laine. À la fin du 18<sup>e</sup> siècle, la plupart des habitations sont alimentées en eau thermale par un réseau de tuyauteries en troncs de sapin et de rigoles couvertes de lauzes.

Si au 19<sup>e</sup> siècle s'affirme la spécialisation de Chaudes-Aigues pour le traitement des affections rhumatismales, il faut attendre 1920 pour voir s'édifier le premier établissement thermal public. Le chiffre annuel des curistes se situe actuellement autour de 2500, auxquels s'ajoute le « tourisme vert » pour entretenir une activité estivale. Signalons encore que l'hydrothermalisme de cette région s'accompagne de diverses minéralisations : à Sansard, un kilomètre au Sud de Chaudes-Aigues, entre 1903 et 1912, 1300 m de galeries minières ont fourni 50 tonnes de minerai de mispickel, traité sur place pour en extraire l'acide arsénieux.

### Équipement

Le profond encaissement de la vallée de la Truyère a permis l'installation d'une série de *barrages hydroélectriques*, dont seuls les trois plus amont

concernent la feuille Chaudes-Aigues : celui de Grandval (1960), haut de 85 m et dont le lac de retenue s'étend sur 27 km ; celui de Lanau (1963), le plus modeste, haut de 23 m ; et celui de Sarrans (1934), situé sur la feuille voisine Vic-sur-Cère, mais dont le lac de retenue s'étend vers l'amont sur 35 km. La création de ces trois retenues a affirmé la vocation touristique de la région.

Deux voies importantes de communication routière traversent la feuille : la RN 9, qui joint Paris et Clermont-Ferrand à Millau et Perpignan ; et le CD 921 (ex-RN 121) qui joint Saint-Flour à Rodez par Chaudes-Aigues. Une voie ferrée (Paris—Béziers) suit le trajet de la RN 9, et franchit la gorge de la Truyère sur le *viaduc de Garabit*, ouvrage métallique de 560 m de long édifié par G. Eiffel entre 1882 et 1884.

### **Agriculture**

La vallée de la Truyère sur toute sa longueur, et le cours inférieur de tous ses affluents, forment de profondes entailles aux pentes raides, riches en rocailles, exclusivement dévolues aux bois (chênaies) et aux taillis. Les plateaux gneissiques qui les encadrent constituent un « pays coupé » où alternent landes, surfaces boisées (pinèdes, chênaies mixtes, hêtraies), et modestes exploitations agro-pastorales comportant : polyculture céréalière et vivrière, et surtout prairies de fauche et pelouses pâturées (bovins et ovins).

Au Sud-Est, le Gévandan granitique présente une superficie boisée prédominant nettement sur les aires cultivées ou pâturées. L'inverse se produit au Nord-Ouest sur les planèzes basaltiques, au sol plus riche, où l'ancienne tradition céréalière a progressivement fait place à un élevage bovin tendant à devenir quasi exclusif : la structure herbagère-pastorale y traduit la double production, vache laitière (fromagerie) et veau «broutard» (boucherie), devenue la ressource essentielle de ce territoire.

## ***HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION***

### **Histoire paléozoïque**

Aucune donnée radiométrique n'est disponible sur les formations métamorphiques ortho- ou paradérivées de la feuille Chaudes-Aigues. Seuls le granite de la Margeride et les leucogranites en filons ou feuilletés subhorizontaux qui lui sont associés, de mise en place postérieure aux épisodes tectono-métamorphiques, sont datés respectivement à 320 et 300 Ma (voir : « Formations plutoniques »). Ces valeurs fixent donc une limite minimale à l'âge de la tectogenèse. On est donc conduit à reconstituer l'histoire hercynienne antégranitique par référence aux régions voisines, mieux documentées du point de vue de la chronologie isotopique : le Haut-Allier (feuille Langeac) au Nord, et la région de Marvejols (feuilles Mende et Saint-Geniez-d'Olt) au Sud.

- Au sein de la série micaschisteuse du Lot, au Nord de Saint-Geniez, sont intercalées des métadiorites quartziques. Elles sont datées à 540 ±15 Ma par

la méthode U/Pb sur zircons (Pin et Lancelot, 1978). S'il y a équivalence entre cette série du Lot et les gneiss à biotite et sillimanite para-autochtones de la feuille Chaudes-Aigues, dépourvus de termes orthodérivés, ces formations seraient donc pour partie d'âge antécambrien.

Cet âge *antécambrien* semble confirmé par la datation des orthogneiss métagranitiques de Ruynes-en-Margeride (feuille Saint-Flour), inclus dans des gneiss à biotite et sillimanite. La mise en place de ces orthogneiss est datée par une erreurchrone Rb/Sr — donc de signification chronométrique ambiguë - à  $569 \pm 17$  Ma (Lasserre *et al*, 1980).

- À Marvejols (feuille Mende), la mise en place des formations orthodérivées bimodales (groupe leptyno-amphibolique) affectées par le métamorphisme de haute-pression, est datée aux environs de 480 Ma (méthode U/Pb sur zircons) sur une ortholeptynite et un métagabbro (Pin, 1979). Les protolites magmatiques du groupe leptyno-amphibolique, dont le caractère bimodal traduit un environnement tectonique en distension, sont donc d'âge *ordovicien inférieur*. Cet âge peut être étendu aux formations équivalentes de la feuille Chaudes-Aigues.
- Le premier événement métamorphique de haute pression qui affecte le groupe leptyno-amphibolique est daté du *Silurien*, à  $432 \pm 20$  Ma sur une éclogite du Haut-Allier (La Borie) par la méthode U/Pb sur zircons (Ducrot *et al*, 1983), et à  $415 \pm 6$  Ma par la même méthode (Pin, 1979 ; Pin et Lancelot, 1982) sur une « trondhémite de haute-pression » du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (Nicollet et Leyreloup, 1978).
- La suite de l'évolution tectono-métamorphique est caractérisée par un métamorphisme de type barrovien, de pression intermédiaire, synchrone du charriage profond du groupe leptyno-amphibolique sur les gneiss. À Marvejols, des granites syncinématiques de ce charriage sont datés du *Viséen*, à  $346 \pm 8$  Ma (U/Pb sur zircons ; Pin, 1981).
- Après la mise en place au *Namurien* des granitoïdes de la Margeride, et au *Westphalo-Stéphanien* des leucogranites associés, l'histoire hercynienne *s.s.* se termine avec la mise en place de filons à caractère hypovolcanique, de composition rhyolitique à andésitique, probablement pendant le *Stéphanien*.

## Histoire cénozoïque

Notre connaissance de la région est ensuite marquée par une lacune totale de documents concernant la période s'étendant de l'orogénèse hercynienne à la réactivation paléogène du Massif central. Les sédiments permotriasiques résultant du démantèlement de la chaîne hercynienne sont ici inconnus. Selon les conclusions de la dernière synthèse du Jurassique français, il apparaît que la quasi-totalité du Massif central a été immergée sous une mer épicontinentale durant une grande partie du Lias et du Jurassique. Sur le territoire concerné, le milieu de sédimentation aurait oscillé, du Carixien à l'Oxfordien supérieur, entre un environnement de bassin peu subsident et une plate-forme carbonatée de haute énergie. L'exondation définitive s'étant produite au Kimméridgien inférieur, il est vraisemblable que

l'essentiel de cette couverture sédimentaire avait déjà disparu à la fin du Crétacé.

- Au début de l'ère tertiaire, durant l'*Eocène* et probablement aussi le début de l'Oligocène, se développe une importante altération des roches du vieux socle, sous un climat subtropical, engendrant une couverture d'argiles ferralitiques rutilantes. Cette formation, connue sous le terme impropre de « sidérolitique », et sous-représentée sur le territoire de la feuille Chaudes-Aigues, est très localement conservée en place sur la roche-mère, mais le plus souvent remaniée et resédimentée dans les dépressions.

- Au cours de l'*Oligocène*, le Massif central, comme une grande partie de l'Europe occidentale péri-alpine, est soumis à un régime tectonique de distension E-W (rifting intracontinental rhodano-rhénan), engendrant l'affaissement subsident des grands fossés du système des limagnes. Ainsi naît le graben de Margeride (*cf.* fig. 3), où la sédimentation débute au Sud dès l'*Eocène* supérieur (Saint-Alban, feuille Saint-Chély ; Le Malzieu, feuille Saugues), mais se localise sur les feuilles Chaudes-Aigues et Saint-Flour dans l'Oligocène moyen (l'Oligocène supérieur des limagnes du Nord est inconnu dans ce fossé). Les faciès restent ici uniformément détritiques : contrairement à ce qui se produit dans la plupart des grands fossés paléogènes du Massif central, la sédimentation carbonatée ne parvient jamais à s'instaurer, et seuls apparaissent quelques rognons calcaro-dolomitiques au sein d'une série monotone d'argiles graveleuses bariolées.

La puissance initiale de cette série n'est pas connue : si elle dépasse encore actuellement 150m dans les «bassins» de Neussargues (feuille Saint-Flour) et du Malzieu (feuille Saugues), elle ne doit guère excéder 40 m sur la feuille Chaudes-Aigues dans le demi-graben de Chaliers. L'extension initiale du fossé ne peut non plus être délimitée, car il est difficile de faire la part, dans son extrême morcellement, de ce qui revient à la tectonique distensive initiale et aux mouvements ultérieurs. Ce sont en effet les événements mio-pliocènes qui vont donner à la région sa physionomie actuelle.

- Une nouvelle lacune, portant sur 15 à 20 Ma, apparaît dans nos connaissances entre l'Oligocène moyen et le Miocène supérieur. L'époque *miocène*, à compter d'un temps mal cerné entre le Burdigalien et le Tortonien, voit la surélévation généralisée du Massif central, désormais soumis jusqu'à nos jours à un régime de contrainte compressive induite par la collision alpine, interférant avec la montée d'un diapir asthénosphérique sous-jacent. Ces efforts tectoniques exhausent le môle margeridien, et parachèvent le morcellement du fossé sédimentaire. Celui-ci dessine dès lors définitivement une mosaïque de petits compartiments diversement affaissés ou soulevés, que nivelle une nouvelle phase d'érosion.

Dans le tiers supérieur du Miocène se dessine, plus ou moins parallèlement à l'ancien graben, un large chenal subsident que va drainer une « proto-Truyère » (tronçon amont) tributaire de l'Allier, comblant ce nouveau fossé avec des éléments détritiques apportés des Causses et de la Margeride méridionale. Ce sont les argiles claires et « sables à chailles », dont la puissance atteint 150 m sur la feuille Saint-Flour (puy de la Balle), mais n'excède plus nulle part 40 m sur la feuille Chaudes-Aigues (région d'Anglards), bien qu'ils aient pu initialement revêtir une épaisseur comparable (160 m).

D'autres chenaux, probablement affluents du précédent et d'alimentation plus locale, se comblent d'alluvions analogues mais dépourvues d'éléments caussenards.

C'est alors qu'apparaissent les premières manifestations éruptives de la région, avec l'émission des basaltes infra-lahariques (ex-« basaltes miocènes ») des abords de la Truyère (tronçon aval). Dès lors, émissions volcaniques, érosions et comblements vont interférer et s'enchevêtrer dans une aire déprimée (« paléo-Truyère ») préfigurant l'actuelle Truyère entre Espinasse et Lieutadès (feuille Chaudes-Aigues), Vines (feuille Vic-sur-Cère) et Lacroix-Barrez (feuille Entraygues), et créant un appel pour les formations tant alluviales que volcaniques issues du Nord (Cantal) comme du Sud (Aubrac), et ce jusqu'à l'orée du Pliocène.

Au Nord-Ouest s'édifie, entre 9 et 6,5 Ma (Tortonien), le vaste strato-volcan du Cantal, dont l'altitude en fin d'activité ne devait guère excéder 1900 m dans la région des sommets (feuille Murat), à l'issue de paroxysmes éruptifs tardifs susceptibles d'avoir décapité un édifice préalable notablement plus élevé. Cet édifice a été essentiellement alimenté par des magmas trachy-andésitiques, d'expression principalement pyroclastique, plus accessoirement lavique. La feuille Chaudes-Aigues est totalement extérieure à l'aire éruptive concernée. Mais, en raison du caractère cataclysmique de certaines éruptions, son incidence va s'étendre à tout le secteur occidental de la feuille. Les produits cantaliens *s.s.* (différenciés) peuvent y avoir été représentés — sous réserve qu'une part en soit effectivement subautochtone—par des retombées cendro-ponceuses et par des écoulements pyroclastiques grossiers («brèche andésitique» de la littérature). Mais ces produits ont ultérieurement été ennoyés, disloqués et retransportés par d'énormes avalanches et coulées de débris descendues jusqu'au Sud de la Truyère. Elles y interfèrent avec des coulées basaltiques d'origine locale, que l'on peut pour partie considérer comme de lointains satellites de l'Aubrac, qui s'édifie plus au Sud entre 8 et 7 Ma.

- Aux *confins mio-pliocènes*, entre 6,5 et 4 Ma (Messinien—Zancléen), toute la région est le siège d'une inondation basaltique généralisée depuis la vallée de la Truyère jusqu'aux abords de la chaîne des Puys (épisode connu sous le terme inadéquat de «basaltes des plateaux»). C'est à cette époque que se constitue la carapace des «planèzes» cantaliennes, qui recouvre notamment le quadrant nord-ouest de la feuille Chaudes-Aigues, avec une épaisseur de 50 à 150 m, que la modeste vallée de l'Épie ne parvient pas à entamer sur tout son parcours. Contrairement à une idée maintes fois exprimée, si de puissants édifices s'installent sur les régions hautes du strato-volcan cantalien (feuille Murat), ils n'en sont nullement l'apanage, et nombre de fissures ou cheminées s'ouvrent dans les régions les plus périphériques: c'est notamment ici le cas aux abords de la vallée de l'Épie, et dans les environs de Gourdièges (planèze de Cézens) ou de Neuvéglise (planèze de Saint-Flour).

La sédimentation argilo-graveleuse se poursuit au cours de l'édification des planèzes, dans le bassin de la paléo-Truyère où le mont Mournac — contemporain du Plomb-du-Cantal (2,9 Ma) — représente l'ultime récurrence éruptive répertoriée sur la feuille Chaudes-Aigues. L'épaisseur cumulée des formations volcaniques et sédimentaires empilées dans ce bassin à Espinasse est de l'ordre de 120 m ; ceci peut être interprété comme la

manifestation d'une subsidence locale, corrélative d'un soulèvement du Massif central méridional.

- La capture de la proto-Truyère, affluent de l'Allier, par la paléo-Truyère, affluent du Lot, au cours du *Pliocène* (approximativement entre 4 et 3 Ma), achève de donner au réseau hydrographique sa configuration actuelle. Elle a précédé l'ultime surélévation d'ensemble du Massif central qui, en provoquant l'encaissement général de ce réseau hydrographique, a permis le déblaiement de la majeure partie des sédiments accumulés au cours du *Miocène supérieur*.
- Enfin, au cours des périodes froides du *Quaternaire*, une puissante calotte de glace s'installe sur les trois massifs volcaniques du Cantal, du Cézallier et des monts Dore, et une autre au Sud de la Truyère sur l'Aubrac. L'extension de la calotte cantalienne fut relativement limitée sur le versant sud-oriental du strato-volcan, en sorte que les dépôts morainiques ne concernent que l'extrême coin nord-ouest de la feuille Chaudes-Aigues. Ailleurs, ne sont enregistrées que des actions périglaciaires.

## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

### **FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES**

**Historique des travaux antérieurs.** En dehors des deux éditions de la carte géologique à 1/80 000 Saint-Flour (Fouqué, 1882 ; Boule et Boisse-de-Black, 1932), les premiers travaux importants sur le socle métamorphique de la région ne commencent qu'en 1936 avec J. Jung, qui note la présence de sillimanite au Nord de Chaudes-Aigues. Puis, en 1941, M. Roques précise la zonéographie de la « série de la Truyère ». Dès 1942, A. Demay suggère, à la suite d'observations de charnières près de Garabit, la présence d'un grand pli couché déversé vers le Sud, qu'il étend ailleurs dans le Massif central pour définir la « nappe de la Margeride » (Demay, 1945, 1946, 1948 a et b).

À son tour P. Lapadu-Hargues (1951) étudie la série de la Truyère, puis publie la troisième édition de la carte à 1/80000 Saint-Flour (1964). C'est à F. Colin (1960) que revient la première découverte de trois éclogites dans la région de Garabit. Ultérieurement, la thèse de J. Restituto (1971) apporte la première carte détaillée des formations cristallophylliennes de la feuille Chaudes-Aigues. Il y reconnaît un groupe leptyno-amphibolique comparable à celui défini plus au Nord par F.H. Forestier (1961, 1964), et entreprend l'étude microstructurale de la série. Sans plus d'arguments décisifs que A. Demay, J. Restituto reprend l'hypothèse d'un flanc inverse d'un grand pli couché déversé vers le Sud.

Enfin, en 1977, J.P. Burg reprend l'étude tectonique et microtectonique de cette région. Il propose avec P. Matte (Burg et Matte, 1977) une première corrélation entre phases tectoniques et épisodes métamorphiques. Ces deux auteurs montrent que l'essentiel des microstructures sont dues à une deuxième phase de déformation, et que le groupe leptyno-amphibolique est probablement charrié sur les gneiss à biotite et sillimanite ; c'est pendant

cette phase 2 que se développe le métamorphisme mésozonal profond des séries. C'est dans l'esprit de ces travaux qu'il sera distingué ici deux ensembles métamorphiques fondamentaux :

—une unité autochtone (ou para-autochtone), essentiellement constituée de gneiss à biotite et sillimanite ;

—une unité allochtone, située au dessus de la précédente et constituée d'une série de type «groupe leptyno-amphibolique» interprétée comme charriée du Nord vers le Sud (cette idée sera discutée au chapitre : « Phénomènes géologiques »).

### Unité para-autochtone

ζ. **Gneiss à biotite et sillimanite.** Ils forment un ensemble nettement sous-jacent au « groupe leptyno-amphibolique ». Outre leur situation par rapport aux autres ensembles, les gneiss à biotite et sillimanite s'individualisent par leur lithologie, homogène à grande échelle, mais très variée dans le détail. En effet, dérivant d'une ancienne série sédimentaire grauwacko-pélimitique, ils montrent fréquemment, au sein de gneiss à schistosité bien marquée, à cassure esquilleuse et patine brun rouille, des rythmes centimétriques de niveaux plus quartzo-feldspathiques à débit leptynitique. Le type lithologique le plus répandu reste un gneiss à quartz, oligoclase, orthose clastique plus ou moins transformée en microcline, biotite, sillimanite, grenat peu abondant, muscovite et minéraux accessoires. L'ensemble de ces roches se trouve au niveau de l'isograde d'apparition de la sillimanite.

La sillimanite (fibrolite), en général très abondante, peut localement faire défaut, tandis qu'ailleurs elle peut se présenter, associée au quartz, sous forme de nodules centimétriques plus ou moins aplatis. La répartition de ces gneiss à **nodules de sillimanite** est représentée en surcharge sur la carte (ζs) ; en particulier, ils dessinent deux grands niveaux qui soulignent les structures postfoliales.

D'autre part, on remarque que localement, mais surtout au contact avec le groupe leptyno-amphibolique, les gneiss à biotite et sillimanite ont subi un début d'anatexie qui tend à perturber leur foliation régulière, et conduit à la ségrégation de lits quartzo-feldspathiques (leucosome) et de restites riches en minéraux ferromagnésiens et sillimanite (mélanosome). Cette anatexie, vraisemblablement contemporaine de celle qui a affecté les gneiss anatectiques, est antérieure à la déformation qui, à l'Est de la carte, provoque le laminage de ces gneiss partiellement mobilisés. Cet événement tectonique conduit, par boudinage des niveaux leucosomiques, à des roches d'aspect micaschisteux recélant des amandes centimétriques de matériel quartzo-feldspathique polycristallin. De telles roches peuvent être observées, entre autres, dans les environs de Chaliers et au Nord de Lanau, mais sur une épaisseur trop faible pour être cartographiquement représentées. Elles sont l'équivalent du terme intermédiaire défini sur la carte Brioude.

Comme on l'a vu ci-dessus, l'événement métamorphique majeur ayant affecté ces gneiss a atteint la limite supérieure du domaine de stabilité de l'association sillimanite + muscovite. Dans leur limite la plus méridionale, à



proximité du granite de la Margeride, de la staurotide a été reconnue. Il semble donc que la limite du granite soit proche de l'isograde de la disparition de ce silicate du métamorphisme, décrit dans cette série plus à l'Ouest, sur la feuille Vic-sur-Cère.

$\delta^{11}$ . **Lentilles d'amphibolites.** Au sein de cette série de gneiss à biotite et sillimanite, de rares lentilles d'amphibolites ont été reconnues. Elles sont constituées essentiellement de hornblende verte, d'oligoclase-andésine et de sphène, associés à des opaques, de l'épidote et quelquefois un peu de quartz. Ce sont en général des roches homogènes à grain fin ou moyen, qui correspondent à des niveaux ou filons basiques équilibrés dans les conditions du faciès amphibolite.

### Unité allochtone : groupe leptyno-amphibolique

Cette entité pétrographique et structurale doit son appellation à F.H. Forestier (1961, 1964), qui soulignait ainsi la fréquente association sur le terrain de gneiss leptynitiques et de roches basiques, voire ultrabasiques. La cartographie détaillée nous a conduits à regrouper sous ce nom une série variée qui s'individualise nettement au sein des gneiss qui l'entourent.

En effet, outre les termes basiques et ultrabasiques qu'elle recèle (ensemble au plus égal à 20 %) et qui témoignent pour la plupart d'un passage dans les conditions thermodynamiques du domaine des granulites de haute pression—haute température, les termes acides volumétriquement prédominants présentent une grande variété de roches, qui n'ont de commun entre elles que leur nature essentiellement quartzo-feldspathique.

$\zeta\lambda$ . **Gneiss leptyniques.** Le terme lithologique le plus répandu est un gneiss leptynique d'origine vraisemblablement grauwackeuse, à grain fin, à débit en plaquettes d'épaisseur centimétrique et à foliation régulière. Il s'agit en général d'une roche claire, plus ou moins riche en biotite, à patine souvent jaune. Minéralogiquement, ce sont des roches à quartz, microcline plus ou moins séricitisé, plagioclase (oligoclase, également séricitisé), biotite, muscovite, grenats. De rares cristaux de hornblende verte et de la sillimanite (fibrolite) peuvent parsemer la roche. Les principaux minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et le rutile.

Dans le domaine couvert par la feuille Chaudes-Aigues, les roches acides de composition **pélimitique** ( $\lambda s$ ) ou hyperalumineuse sont fréquentes. Ces gneiss fins, riches en sillimanite le plus souvent en nodules (ex. : en face du château d'Alleuze), ont la même composition minéralogique que les gneiss leptyniques, mais avec une plus forte proportion de micas. Ils acquièrent alors une teinte grise et un débit franchement schisteux.

De nature essentiellement plagioclasique, ce matériel peut être atteint au Nord par l'**anatexie** régionale. Il recrystallise alors pour donner des gneiss d'aspect plus grossier à la foliation localement tourmentée ( $\zeta\lambda^A$ ). Sur échantillon ou à l'affleurement, on observe alors une trame gneissique plus ou moins envahie par un mobilisat leucosomique de composition granitique.

Lorsque la mobilisation est peu accentuée, la roche présente une schistosité marquée, soulignée par une ségrégation des minéraux leucocrates en niveaux irréguliers alternant avec des lits plus sombres. Ces derniers, à grain fin, riches en minéraux ferromagnésiens (mélanosome), sont composés de biotite, grenat relictuel, plagioclase (An = 30 environ), quartz, sillimanite ; tandis que les niveaux clairs contiennent essentiellement : quartz, oligoclase moyen subautomorphe, orthose perthitique. Les minéraux accessoires, surtout concentrés dans les niveaux sombres, sont variés : zircon, monazite, apatite, rutile, ilménite, localement graphite.

Si la fusion anatectique affecte un pourcentage plus important de la roche de départ, la texture devient nébulitique, et seule une légère orientation des biotites rappelle la foliation ancienne (vallée de l'Ander).

Dans la vallée de la Truyère, à l'Ouest de Chaliers, un septum de **gneiss leptynique à disthène** et feldspath potassique ( $\zeta$ d) a été trouvé. C'est le seul

témoin de métamorphisme « granulitique » des roches acides. L'évolution rétro-morphique de cette roche dans la mésozone a conduit à l'apparition de mica blanc, en taches caractéristiques.

### Intercalations acides

o $\zeta$ . **Gneiss œillés (orthogneiss)**. Deux masses orthogneissiques volumineuses s'intercalent dans les gneiss leptyniques du plateau d'Alleuze : l'une entre Noux et Bennac, l'autre au Nord de Bessols. Elles ne diffèrent pas des nombreux septa relictuels de gneiss œillés disséminés sur l'ensemble du groupe leptyno-amphibolique. Ces roches sont interprétées comme les témoins tectonisés d'anciens granites porphyroïdes ; leur minéralogie est équilibrée dans la mésozone. Les yeux feldspathiques déformés sont dispersés dans une matrice quartzo-feldspathique où quelques biotites et des rubans de quartz soulignent la foliation qui moule ces porphyroclastes. En lame mince, les « yeux » sont perthitiques et se différencient des petits feldspaths limpides et moirés dispersés dans la matrice granoblastique, dont les autres minéraux constitutifs sont de l'oligoclase plus ou moins altéré et plus ou moins zoné, du quartz, de la biotite plus ou moins chloritisée, des bourgeons de myrmékite. Les principaux accessoires sont du zircon, du grenat, de la muscovite, de l'apatite et des opaques.

o $\zeta$ <sup>4</sup>. **Gneiss œillés leucocrates**. Quelques rares intercalations semblent correspondre à d'anciennes venues granitiques d'origine différente. Il s'agit de gneiss œillés où le quartz et la biotite sont peu abondants, et dans lesquels la muscovite apparaît comme un des minéraux magmatiques essentiels (ruisseau de Roche, au Nord de Chaliers).

λP. **Leptynites et métapegmatites**. Les leptynites et métapegmatites ont les mêmes caractéristiques minéralogiques que les intercalations acides déjà décrites. Cependant, leur puissance est moins prononcée, et ces termes apparaissent le plus souvent en niveaux décimétriques lardant les gneiss leptyniques encaissants (Alleuze, Garabit). Leur type d'affleurement et la présence de clastes décimétriques de quartz ou feldspath, ainsi que l'abondance de tourmaline, suggèrent qu'ils pourraient correspondre aux anciens

filons pegmatitiques des orthogneiss déjà décrits. Leur représentation cartographique, compte tenu de leur mode de gisement, reste problématique.

### Intercalations basiques et ultrabasiques

Ces roches sont fortement teintées dans des nuances brunes à noires, et plus ou moins affectées par les produits des diverses rétro-morphoses qu'elles ont subies. Seules les sections sciées et polies, ou la lame mince, mettent en évidence leur hétérogénéité. Il y a donc une réelle difficulté à obtenir un échantillonnage représentatif, notamment pour analyse chimique. Nous avons pu cependant «classer» les types rencontrés en familles, indépendamment de la complexité de leur histoire thermodynamique. Les principales variétés sont les suivantes :

- métagabbros et roches gabbroïques associées coronitiques ;
- amphibolites, parfois à clinopyroxène ;
- éclogites et éclogitoïdes ;
- péridotites.

δθ. **Métagabbros.** Ont été regroupées avec les gabbros véritables, et sous le vocable de « roches gabbroïques », toutes les roches basiques composées essentiellement de ferromagnésiens (orthopyroxène, clinopyroxène, olivine), minéraux opaques et plagioclase basique (labrador au minimum), présentant une microstructure granoblastique typique (recuit granulitique), avec encore parfois des fantômes de structure magmatique antérieure. Ces roches se présentent en essaims de blocs de taille variée (du centimètre au décimètre), isolés les uns des autres par une matrice amphibolique orthodérivée. Les gisements les plus intéressants actuellement reconnus se trouvent dans les environs de Chaliers, de Noux, et au Sud d'Orcières.

*Gabbros à olivine coronitique.* Ces roches sont exceptionnelles. Elles ont été trouvées en « boudins » décimétriques près de Chaliers mais aussi près de Noux. Elles sont équantes et ont conservé une structure magmatique indubitable macroscopiquement (plagioclases en lattes, pyroxènes pœcilitiques). Elles sont entourées d'une écorce «flasérisée» et amphibolitisée dérivée, dont le plan de foliation est net et parallèle à la foliation des roches encaissantes.

L'observation en lame mince confirme la structure granoblastique déjà visible à l'œil nu. La texture magmatique macroscopique est en fait « fantomatique » : les « lattes » de plagioclase sont maintenant polycristallines et formées de grains isodiamétriques à contours rectilignes et des sutures formant des points triples avec des angles à 120°.

L'intérêt de ces roches réside dans les réactions interminérales post- ou tardimagmatiques dont elles ont été l'objet. C'est ainsi qu'on observera des réactions de déstabilisation aux contacts olivine—plagioclase uniquement, qui donnent les auréoles réactionnelles classiques à orthopyroxène (côté olivine) + symplectite de clinopyroxène et spinelle (côté plagioclase) ; cette auréole externe étant peu à peu remplacée par du grenat comme cela a été décrit dans la région de Brioude (Lasnier, 1977). Malgré leur rareté, ces roches sont d'excellents marqueurs des conditions métamorphiques. Elles ont recristallisé dans des conditions « granulitiques » de basses pressions, avec une évolution depuis les hautes températures jusqu'aux hautes

pressions — hautes températures. Comme le plagioclase ne semble pas zoné (du moins optiquement), il est possible que ces structures réactionnelles, généralement attribuées à des phénomènes de subsolidus, soient en réalité à rattacher à une réaction du pyroxène—olivine + liquide.

ψ. **Éclogites (et éclogitoïdes).** La cartographie détaillée de Chaudes-Aigues a révélé l'existence de nombreux massifs d'éclogites. Ces roches sont lourdes, d'aspect sombre, de grain fin à moyen. Elles se présentent en « boudins » dans un encaissant amphibolitique dérivé qui leur sert de coque. Les termes les plus « frais » sont plus clairs (moins d'amphibole secondaire) et l'on peut y reconnaître souvent l'un des constituants, plus ou moins abondant : le grenat parfois en atoll autour du clinopyroxène. Les autres minéraux de la paragenèse sont l'omphacite, le quartz, le rutile, du phlogopite primaire (Burg et Matte, 1977) et, selon les niveaux, le **disthène** (ψd).

Les éclogites sont en général plus ou moins atteintes par les processus rétomorphiques qui conduisent à les « banaliser » en amphibolites. La première déstabilisation concerne le disthène (transformé progressivement en spinelle + corindon + plagioclase, au contact de l'omphacite) et l'omphacite, laquelle est transformée en une symplectite très fine de deux phases superposées dans l'épaisseur de la lame mince (néoclinopyroxène et plagioclase sodique).

Cet assemblage, tenace, est encore appelé « kélyphitoïde ». Le clinopyroxène II y est progressivement remplacé par une clin amphibole, laquelle cerne également les grenats (auréole sombre de « kélyphite »). Ce processus destructeur conduit à la « banalisation » en amphibolite qui, à l'extrême, ne contient plus d'éléments pouvant permettre de lui attribuer une origine antérieure éclogitique ou autre.

Quelques éclogites présentent du grenat creux, en atoll, avec, à l'intérieur, omphacite et/ou quartz. L'origine d'un tel habitus est encore discutée. D'autres massifs montrent par ailleurs une répartition particulière du grenat, qui y forme un réseau polycristallin à trois dimensions. Une telle disposition suggère, comme pour d'autres exemples reconnus dans d'autres régions, une origine coronitique probable pour ce grenat. Il serait né de la déstabilisation des pyroxènes et plagioclases dans une roche éruptive basique initiale (telle un gabbro ou une dolérite).

Les gisements les plus volumineux se trouvent entre Garabit et Faverolles, dans la vallée du ruisseau des Ternes à l'Ouest d'Alleuze, et dans la vallée de l'Épie au Sud d'Oradour.

π. **Péridotites.** La feuille Chaudes-Aigues recèle quelques massifs de péridotites variées, dans un état de serpentinitisation plus ou moins avancé. Comme les reliques granulitiques, ils se présentent en essaims, tant dans les gneiss leptyniques à biotite, grenat et sillimanite, que dans les gneiss anatectiques (vallée de l'Ander).

Ces roches sombres, à schistosité grossière, révèlent au microscope une quantité importante d'antigorite maillée, des minéraux opaques, de l'amphibole incolore et des reliques d'olivine. Elles représentent, comme en

Haut-Allier (carte Brioude), d'anciennes harzburgites. L'affleurement de la vallée de l'Ander, découvert par F. Colin (1960), est également caractérisé par un feutrage abondant de séricite.

$\delta^{11}$ . **Amphibolites banales mésozonales.** Toutes ces roches basiques du domaine des granulites sont emballées dans une écorce plus ou moins épaisse d'amphibolites dérivées, au sein desquelles on peut suivre la progression centripète de l'amphibolitisation générale. Les amphibolites « banalisées » ( $\delta^{11}$ ) correspondraient, pour nombre d'entre-elles, à la rétro-morphose la plus accusée de granulites basiques d'origine variée. Ces amphibolites alternent avec les gneiss encaissants et forment des bancs plus ou moins épais, toujours boudinés. Elles sont essentiellement constituées de hornblende brun-vert, oligoclase-labrador, biotite et/ou phlogopite  $\pm$  chloritisée, sphène et parfois grenat ; quartz, apatite, épidote, opaques et rutile constituent les principaux accessoires. Nombre d'entre elles ne présentent aucune linéation sur leur surface structurale : les clin amphiboles y sont trapues, sans allongement préférentiel notable.

Tout le long du contact basai du groupe leptyno-amphibolique, des boudins d'amphibolites contiennent également du **clinopyroxène** ( $\delta^{11}$ p). L'isograde de sa disparition vers le haut peut être tracée à partir de ces affleurements. Par ailleurs, la présence de micas bruns dans toutes ces roches basiques est inattendue et semble indiquer une richesse en  $K_2O$  surprenante pour des roches réputées d'origine océanique.

Si beaucoup d'amphibolites « banalisées » proviennent de roches basiques rétro-morphosées, avec lesquelles elles présentent toutes les transitions et une étroite association, il en existe néanmoins pour lesquelles aucun héritage de ce type n'a pu être démontré. Ces dernières ne seraient pas rétro-morphiques mais correspondraient à des niveaux basiques variés, équilibrés seulement dans les conditions du faciès amphibolite.

### ***FORMATIONS PLUTONIQUES ET FILONIENNES***

Outre les métagranites (orthogneiss) précédemment décrits avec le « groupe leptyno-amphibolique », la feuille Chaudes-Aigues montre des ensembles granitiques variés recoupant tardivement les terrains cristallophylliens. Le plus important, qui couvre le secteur sud-est de la feuille, est constitué par la retombée septentrionale du massif de la Margeride, l'un des plus volumineux plutons du Massif central (3 200 km<sup>2</sup>), dont A. Demay (1942) a montré qu'il s'ennoyait, selon un contact général subconcordant, sous la série métamorphique « renversée » de la Truyère. Ce massif est constitué par l'enchevêtrement de deux granites : le premier, monzonitique, constituant la masse principale, connu sous le nom de « granite à dents de cheval » en raison de sa structure porphyroïde remarquable ; le second, leucocrate et riche en muscovite, disséminé au sein du précédent en multiples masses disjointes.

En marge de cet ensemble principal, s'ajoute le petit pluton indépendant de Chaudes-Aigues, peu différent du granite porphyroïde de la Margeride.

Aux confins occidentaux de la feuille, le leucogranite à biotite dit « du Pont-de-Tréboul », intrusif dans les gneiss de l'unité allochtone, disparaît vers le Nord sous les produits volcaniques du Cantal.

Enfin, des injections leucogranitiques variées, de volume restreint, sont dispersées dans les terrains cristallophylliens, soit en marge des ensembles précédents, soit indépendamment.

### Granites

$\gamma^{1-2}$ . **Leucogranite à biotite (granite du Pont-de-Tréboul)**. Le granite qui apparaît parmi les gneiss en rive nord de la Truyère, au Pont-de-Tréboul (feuille Vic-sur-Cère), n'est qu'une des nombreuses apophyses et masses satellites d'un ensemble plus vaste, affleurant plus au Nord sur 15 km<sup>2</sup> entre Oradour (feuille Chaudes-Aigues) et le belvédère du Vézou (feuille Vic-sur-Cère). Sa superficie réelle peut être notablement supérieure, car il disparaît vers le Nord sous les lahars et basaltes cantaliens. Il convient en outre de rapporter à cet ensemble divers petits corps granitiques dispersés, tant dans la vallée de la Truyère aux environs de Sainte-Marie, que dans la vallée de l'Épie entre Budiès et Sanègre, et qui ne diffèrent en rien de la masse principale. Initialement décrit par P. Lapadu-Hargues (1951) sous l'appellation de « complexe granitique de la Truyère », le granite de Tréboul a fait l'objet d'une étude détaillée de J. Restituito (1971).

Sur le terrain, ce granite montre généralement des contacts nets avec les gneiss leptyniques encaissants. Le plus souvent, ses nombreuses apophyses recoupent franchement la foliation, mais il peut aussi parfois s'insinuer en lames concordantes avec ce plan de foliation. Toutefois, on peut localement observer (feuille Vic-sur-Cère) un passage progressif où le granite revêt sur quelques mètres l'aspect d'une anatexite nébulitique. Par ailleurs, des fenêtres gneissiques (non figurées sur la carte) apparaissent çà et là dans la masse principale.

C'est une roche homogène à grain fin, de teinte gris très clair, voire presque blanche, essentiellement quartzo-feldspathique. La texture est généralement équante, mais souvent légèrement orientée (notamment près des bordures et dans les petites masses satellites). Composition minéralogique :

- quartz de petite dimension, à extinction très roulante : 20 à 25 % ;
- feldspath potassique (Or 92, Ab 8) moiré, avec perthite en film : 25 à 32 % ;
- oligoclase (An 12-16) subautomorphe, non zoné, finement maclé albite (macles fréquemment tordues ou perpendiculaires) : 40 à 51 % ;
- biotite à bords déchiquetés, souvent groupée en petits amas : 1,5 à 2,5 % ;
- chlorite (rétromorphose de la biotite) : 1 à 2 % ;
- muscovite en quantité très subordonnée (0,5 %) ;
- accessoires très peu abondants : apatite, magnétite, grenat.

Par sa composition chimique (tableau 2 en annexe, analyses 44 et J), le granite de Tréboul — qui n'est pas sans rappeler le granite de Pont-du-Vermet, sur la feuille Saint-Flour — ne diffère pas fondamentalement des leucogranites de type Margeride. Par contre, il s'éloigne nettement des anatexites issues de la remobilisation des gneiss leptyniques encaissants. On peut y

voir un granite tardimigmatitique, dont l'origine serait à rechercher dans l'anatexie de niveaux plus profonds de la série métamorphique sous-jacente, et modérément déplacé vers le haut lors d'un stade tardif de sa cristallisation ; ce qui expliquerait à la fois ses relations cartographiques avec l'encaissant (apophyses, fenêtres) et les déformations subies par certains minéraux (quartz, plagioclases).

Aucune mesure géochronologique n'a été effectuée sur ce granite.

$\rho\gamma^{3M}$ . **Granite monzonitique porphyroïde à biotite (granite de la Margeride)**. Ce granite à gros grain est célèbre par l'abondance de ses mégacristaux d'orthose blanche à section rectangulaire (faciès « en dent de cheval ») dont la longueur, habituellement comprise entre 5 et 10 cm, peut exceptionnellement atteindre 16 cm. Ces cristaux présentent systématiquement la macle de Carlsbad. Le reste de la roche, de couleur gris clair, possède un grain général très grossier (3 à 12 mm). C'est seulement dans les vallées encaissées qu'on dispose d'une certaine continuité d'affleurement de ce granite ; ailleurs, sur les plateaux, il est profondément altéré sur une épaisseur excédant fréquemment la dizaine de mètres, et n'apparaît que sous forme de grosses boules dégagées de la masse arénisée sur les petits reliefs.

Dans ce granite de caractère hyperalumineux (voir tableau 2, an. 38 à 41), trois faciès principaux : clair, moyen et sombre, ont été distingués en fonction de leur teneur en biotite et de la basicité du plagioclase. Seuls les deux premiers sont représentés sur la feuille Chaudes-Aigues.

La composition du type moyen est celle d'un monzogranite à tendance granodioritique :

- quartz (33 %), en grandes plages formées de gros cristaux xénomorphes et engrenés, à extinction roulante ;
- plagioclase (29%) : oligoclase à zonage normal An 38-12 ;
- orthose perthitique : 27 %, dont 12 % sous forme de mégacristaux automorphes, aplatis selon [001] et maclés Carlsbad, avec perthites « en veines » et riches en inclusions, de composition Or 68 Ab 24 An 2,5. Le reste forme des cristaux xénomorphes de taille analogue à celle des autres minéraux ;
- biotite magnésienne (12 %), très automorphe, à bordure parfois dentelée ;
- cordiérite automorphe et pinitisée (moins de 1 %) ;
- muscovite, d'origine deutérique, toujours présente en faible quantité ;
- minéraux accessoires : apatite, ilménite, zircon, leucoxène, chlorite, tourmaline.

Dans le faciès clair, présent dans l'angle sud-est de la feuille (mais non distingué cartographiquement), on note une diminution de la quantité de biotite (moins magnésienne) et des mégacristaux d'orthose (ceux-ci plus sodiques : Or 62 Ab 27 An 1, avec apparition de perthites « en tache »), tandis que la cordiérite et la muscovite sont plus abondantes. Le plagioclase zoné est légèrement moins calcique (An 33-8). Dans ce faciès clair, comme dans les leucogranites associés et dans les bouffées pegmatitiques, la **tourmaline** peut se concentrer sous forme de nodules décimétriques ( $\rho\gamma^{3M}$ [1]) entourés d'une auréole leucocrate quartzo-feldspathique ; le gisement le plus

spectaculaire de ces nodules est situé dans le talus du CD 989, 700 m à l'Ouest de Saint-Juéry.

Le granite contient deux types d'enclaves, centimétriques à décimétriques :

- enclaves arrondies et à grain fin, à composition de diorite quartzique riche en biotite ;
- enclaves anguleuses de roches cristallophylliennes.

La monotonie d'aspect du granite de la Margeride est rompue par des particularités structurales liées à la répartition des mégacristaux d'orthose (MFK), ou de la biotite, ou encore à la présence de petites bouffées pegmatitiques décimétriques irrégulièrement disséminées.

La répartition des MFK est en effet assez irrégulière. On observe par endroits, sur une surface d'affleurement qui peut atteindre plusieurs mètres carrés, une accumulation de mégacristaux jointifs, analogues en tout point aux cristaux isolés. Inversement, on rencontre des zones, d'extension métrique à hectométrique, où les grands feldspaths sont rares : ainsi 750 m à l'WSW de Saint-Just.

La biotite peut localement se concentrer en traînées parallèles (schlieren), larges de quelques centimètres, donnant à la roche un aspect rubané souligné par l'orientation parallèle des micas et des rares mégacristaux d'orthose (cette structure apparaissant dans les zones pauvres en MFK). Ce phénomène est particulièrement remarquable dans une petite carrière située 2,5 km à l'WSW de Saint-Just.

Le granite de la Margeride a été daté par différentes méthodes, qui donnent des résultats convergents (Namurien) :

- isochrone Rb/Sr sur roche totale :  $323 \pm 12$  Ma pour Sri = 0,714 (Couturié *et al.*, 1979) ;
- U/Pb sur monazite :  $314 \pm 3$  Ma (Pin, 1979) ;
- U/Pb sur zircon :  $335 \pm 6$  Ma (Respaut, 1984).

#### ***Relations du granite de la Margeride avec la série cristallophyllienne.***

Le granite de la Margeride est intrusif dans les gneiss à biotite et sillimanite de l'unité autochtone, dans lesquels il développe un métamorphisme de contact discret, sans auréole de cornéennes (du moins dans la région de la feuille Chaudes-Aigues, car il en va différemment plus à l'Ouest, autour d'Entraygues). Ce métamorphisme consiste ici en une rétomorphose générale des gneiss, sur une bande large de 0,5 à 1,5 km. Le gneiss perd sa cohésion et prend un aspect ou un débit de « roche altérée ». L'effet de contact se traduit par une chloritisation et une séricitisation pénétrative des termes les plus pélitiques, et au contraire une induration par « recuit » des termes les plus quartzo-feldspathiques (Sud de Chaudes-Aigues). On observe également à proximité du contact l'apparition de minéraux nouveaux : pyrite, tourmaline — qui peuvent persister jusqu'à plus d'un kilomètre du granite —, albite, et, en quelques points seulement, andalousite (vallée du Bès).

À l'échelle de la carte (et sauf dans sa partie la plus occidentale), le contact suit la direction générale de la foliation des gneiss, sous lesquels il plonge en conformité selon un pendage régulier de 30° environ vers le Nord-Ouest.



Cette disposition correspond à la forme laccolitique du pluton granitique, dont l'épaisseur maximale est comprise entre 5 et 10 km. Dans le détail toutefois, et tout en restant de type normal, le contact est souvent discordant vis-à-vis de la schistosité. La coupe de la tranchée de la route sur la rive gauche du Bès montre, sur une centaine de mètres de distance par rapport à la bordure du pluton, trois petites injections de granite porphyroïde isolées dans les micaschistes (fig. 1).

Qu'ils aient été initialement concordants ou discordants, « les contacts entre granite et terrains encaissants ont souvent été l'objet de déplacements privilégiés ultérieurement à la mise en place du noyau granitique » (Lapadu-Hargues, 1948), en raison du comportement mécanique différent des deux types de roches. Il s'en suit que la ligne cartographique de contact, décrochée par une multitude de petites failles — en majorité NW-SE —, prend un tracé général en baïonnette. Cette disposition est particulièrement accusée à l'Est de la feuille, dans la région de Bournoncles et Loubaresse, où le tracé en dents de scie résulte du jeu conjugué de deux systèmes de fractures sub-orthogonales, qu'accompagne un champ filonien complexe.

**γ<sup>3</sup>. Granite monzonitique à biotite (granite de Chaudes-Aigues).** Encore appelé « granite du Couffour », du nom d'un château édifié au Sud de la ville de Chaudes-Aigues, il est intrusif dans les gneiss à sillimanite, un kilomètre au Nord de la bordure du granite de la Margeride. Il y constitue un petit massif bien circonscrit de 0,7 km<sup>2</sup> de superficie, tronçonné par un épi de failles et de filons microgranitiques d'orientation générale N135. Dans sa portion orientale on peut le voir passer sous un toit gneissique, en prenant un faciès microgrenu où des traînées de petites biotites soulignent un plan de fluidalité concordant avec la surface de contact.

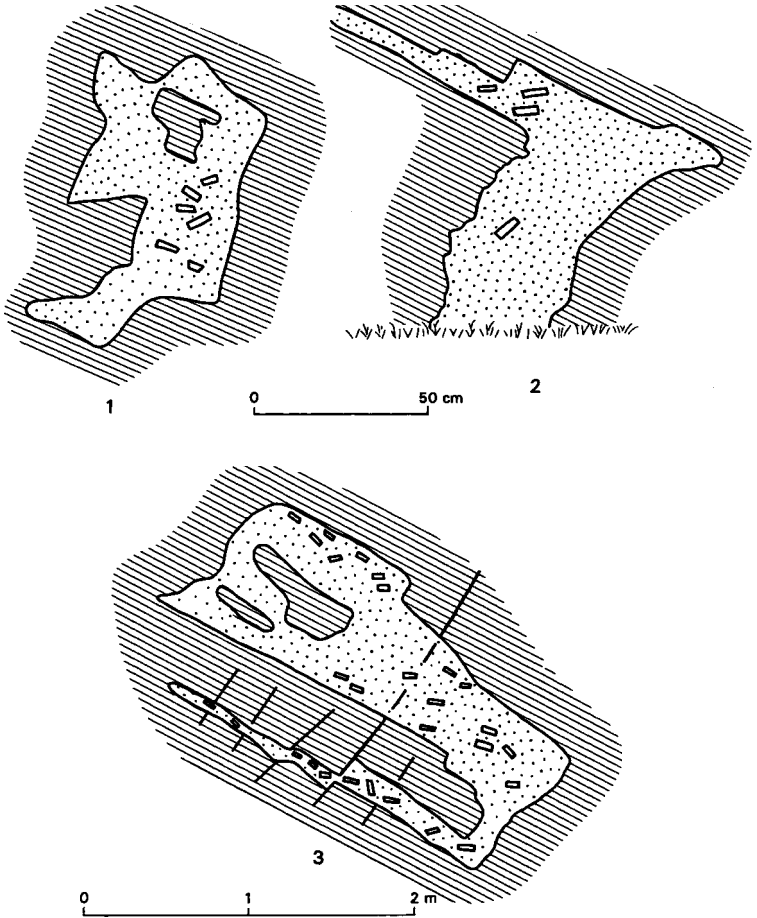
Il s'agit d'un granite à grain fin (1 mm), caractérisé par des phénocristaux d'orthose dont la longueur n'excède pas 2,5 cm. Ces cristaux, rarement maclés Carlsbad, présentent une section [100] de forme carrée, perpendiculairement à l'axe d'allongement (habitus dit « en bâton de craie » ou type II de Lacroix).

Composition minéralogique moyenne :

- quartz subautomorphe en cristaux globuleux, corrodés, à extinction très onduleuse : 25,5 % ;
- orthose : 28,5%, dont 11 % de phénocristaux perthitiques ;
- oligoclase zoné An 25-10, subautomorphe, maclé albite : 37% ;
- biotite, souvent chloritisée et associée avec un peu de muscovite secondaire ;
- accessoires : apatite, épidote.

Dans le faciès de bordure, le caractère porphyroïde peut subsister, la mésostase devenant microgrenue, constituée par de fins cristaux de quartz cimentés par du feldspath potassique. Au contact des gneiss, les mégacristaux disparaissent, la structure devient fluidale avec orientation planaire des phénocristaux de biotite et plagioclase.

La composition chimique (voir tableau 2, an. 42 a et b) est voisine de celle du faciès moyen du granite de la Margeride, dont il diffère essentiel-



**Fig. 1 - Apophyses de granite porphyroïde de la Margeride, injectées à l'état magmatique dans les micaschistes. Vallée du Bès, talus de la route D113. Les affleurements 1,2 et 3 sont respectivement éloignés vers le NW, de 8, 20 et 120 m du contact principal entre le granite et les micaschistes (d'après J.-P. Couturié, 1 977)**

lement par sa structure à grain fin ainsi que par la taille et la forme des phénocristaux d'orthose.

Deux mesures d'âge absolu par la méthode K/Ar, effectuées par H. Bellon et J.P. Gibert (1975), ont donné les résultats suivants :

- sur roche totale :  $271 \pm 10$  Ma ;
- sur biotite :  $265 \pm 10$  Ma.

L'accord entre ces deux valeurs incite les auteurs à admettre qu'il s'agit de l'âge réel du granite, qui serait ainsi le plus jeune du Massif central (Permien moyen). Selon nous, cette valeur ne saurait être tenue que pour un âge apparent minimal, qui demande à être confirmé par d'autres méthodes. Il nous paraît *a priori* peu probable que l'âge de mise en place du granite du Coufour soit très différent de celle du granite de la Margeride.

$\gamma_t^1$ . **Leucogranites à muscovite et tourmaline (associés au granite de la Margeride).** C'est une roche de teinte très claire, grisâtre ou beige rosé, à grain très variable d'un endroit à l'autre et même à l'intérieur d'un même filon. Le type dominant montre un grain moyen à fin, mais tous les intermédiaires existent entre des aplites et des pegmatites à cristaux décimétriques (parfois métriques). En raison de la finesse de leur grain, les leucogranites résistent généralement mieux à l'érosion que les granites porphyroïdes au sein desquels ils tendent à se mettre en relief. Ils ne forment jamais de boules, mais des blocs anguleux et des éboulis.

J. Lameyre (1966) en donne la composition minéralogique suivante :

- quartz abondant (30 à 40%) ;
- plagioclase acide (20 à 37 %) ; il s'agit généralement d'albite An 0 à 10, mais le cœur des cristaux peut exceptionnellement atteindre l'oligoclase An 20 à 25, le passage pouvant être progressif ou franchement zoné ;
- feldspaths potassiques (21 à 40%) ;
- muscovite (2 à 13 %), en petites paillettes ou en grandes plages de 2-5 mm souvent auréolées d'associations symplectiques ;
- tourmaline (0 à 6%) ;
- biotite (0 à 2 %, le plus souvent moins de 1 %), fréquemment décolorée ou chloritisée ;
- minéraux accessoires : apatite banale (0,1 à 0,4%), cordiérite (0 à 0,4%) prismatique pinitisée, andalousite, zircon très rare, opaques exceptionnels.

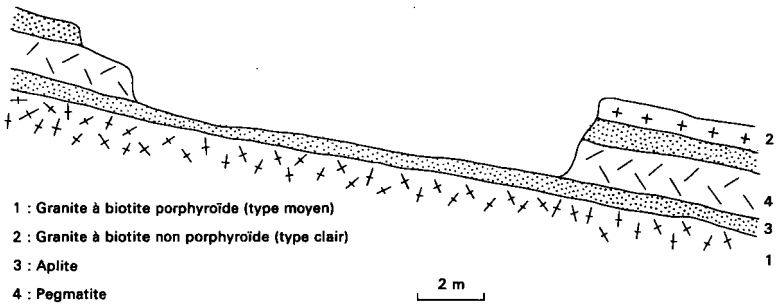
Quelle que soit la structure, deux types de FK coexistent : une microperthite à films d'albite et un microcline fortement moiré et peu perthitique, en plus forte proportion dans les aplites.

La tourmaline (variété schorlélite), fréquente, apparaît généralement seule mais peut exceptionnellement coexister avec la biotite. Ce minéral, le plus souvent dispersé dans la roche, peut aussi se concentrer en amas circulaires, ou former des nodules ou des cocardes de taille parfois décimétrique, entourés par une auréole leucocrate. Dans les pegmatites, la tourmaline peut constituer des gerbes de prismes noirs très allongés et séparés par des enduits micacés.

Comparée à celle du granite porphyroïde encaissant, la composition chimique des leucogranites est plus siliceuse et légèrement plus sodique, mais

par contre moins alumineuse et nettement appauvrie en Fe, Mg et Ca (tableau 2, an. K à O).

Le gisement des leucogranites correspond à de très nombreux filons de largeur décimétrique à décamétrique, diversement orientés, subverticaux ou subhorizontaux. Ils constituent également des masses plus importantes affleurant sur des aires hectométriques à plurikilométriques. La forme complexe de ces grands amas reflète le remplissage de dislocations développées subhorizontalement dans le granite porphyroïde : ils représentent des feuillets ou ensembles de feuillets dont l'épaisseur excède rarement quelques dizaines de mètres (fig. 2). Plateaux et filons verticaux peuvent s'anastomoser en réseaux complexes. Les levés cartographiques en surface de plateau tendent d'ailleurs toujours à exagérer la représentation des leucogranites, en raison de la dispersion de leurs fragments, par les agents cryoniques, dans les formations superficielles, sur des surfaces disproportionnées avec le volume réel de leur source.



**Fig. 2 - Un exemple de relation géométrique entre plusieurs faciès des leucogranites (3-4) et du monzogranite (1-2) de la Margeride. Ancienne carrière près de Saint-Just (d'après J. Lameyre, 1966)**

La répartition spatiale des leucogranites est assez irrégulière. Sur la feuille Chaudes-Aigues ils sont pour l'essentiel regroupés entre Saint-Juéry et Berc, aux confins de la feuille Nasbinals, alors qu'ils sont quasiment absents vers l'Est aux abords de la feuille Saugues. Par ailleurs, nombre d'amas sont installés dans la zone de contact du granite de la Margeride avec les terrains encaissants, dans lesquels ils peuvent se prolonger (Montchanson), voire essaimer sur plusieurs kilomètres (Maurines).

Sur le plan économique, les leucogranites à grain fin constituent un matériau résistant et de débit facile en blocs anguleux, exploité en carrière pour la construction et pour l'empierrement des routes. Sur le plan minier, ces

roches sont porteuses d'uranium ; aussi ont-elles fait l'objet d'une prospection systématique de la part de la C.F.M. (ex-CFMU), qui nous a gracieusement autorisés à reproduire les levés effectués dans ce cadre par J. Galvier et J.M. Grivotte.

Des mesures géochronologiques, sur roche totale par la méthode du strontium, ont permis d'attribuer aux leucogranites de la Margeride un âge de  $298 \pm 2$  Ma : Stéphanien (Couturié et Vachette, 1980) ; âge confirmé par la méthode U/Pb sur monazite :  $305 \pm 9$  Ma (Lafon *et al*, 1986).

**$\gamma^1$ . Leucogranites à muscovite (associés aux gneiss de la Truyère).** Il s'agit d'un ensemble hétérogène de veines et filons de quelques mètres de puissance, et de petits amas hectométriques. Beaucoup plus nombreux que ne le laisse supposer leur représentation cartographique, ils n'ont pas fait l'objet d'un inventaire systématique. Ils sont dispersés sur la moitié orientale de la feuille aux abords de la vallée de la Truyère, principalement dans le groupe leptyno-amphibolique à l'Est et à l'Ouest de Garabit, mais aussi dans l'unité para-autochtone aux environs de Grandval. La seule masse de volume notable ( $1,2 \times 0,5$  km) constitue le socle de l'édifice basaltique du peuch de La Lébrine.

Les filons sont le plus souvent subverticaux. Leur direction se confond parfois avec celle de la foliation. Certains sont injectés dans le plan de foliation ou selon le plan axial de plis métriques. Qu'il s'agisse des filons ou des masses ovoïdes, la structure est très variable, avec tous les intermédiaires — et passages continus ou brutaux — entre granite à grain moyen hétérogène, aplite et pegmatite. Certains filons montrent un cœur pegmatitique et deux épontes aplitiques.

L'un de ces filons, épais de 10 m, situé au Sud-Ouest de Garabit, a été étudié par J. Restituto (1971). La roche est généralement équante, mais localement orientée, à grain moyen, de couleur claire, très hétérogène à l'échelle de l'affleurement. Composition minéralogique :

- quartz abondant, en cristaux xénomorphes légèrement engrenés, parfois en cloisons entre les feldspaths ;
- feldspaths potassiques peu nombreux, de grande taille, parfois moirés, riches en inclusions des autres minéraux ;
- oligoclase An 17 subautomorphe très abondant, parfois légèrement zoné, maclé albite avec torsion fréquente des macles ;
- biotite peu abondante, souvent chloritisée, groupée en paquets ;
- muscovite ;
- accessoires : grenat, apatite.

La muscovite est généralement prépondérante sur la biotite, mais l'inverse peut se produire, certaines pegmatites ne comportant à la limite que de grandes lamelles de biotite.

Ces leucogranites diffèrent de ceux de l'ensemble margeridien par la nette prédominance des plagioclases, la présence occasionnelle du grenat, et l'absence de la cordiérite ainsi que celle — très générale mais non totale — de la tourmaline. Aussi nous paraissent-ils constituer une génération indépendante.

## Formations filoniennes

Au réseau de fractures affectant le granite de la Margeride et ses marges, s'associent sur toute son étendue plusieurs champs filoniens de caractère hypovolcanique accusé. Sur la feuille Chaudes-Aigues, ils se répartissent principalement sur trois secteurs, d'Ouest en Est : Chaudes-Aigues, Arzenç-d'Apcher, et Bournoncles—Loubaresse, secteurs par ailleurs caractérisés par la fréquence des filons de quartz, des indices minéralisés et des sources thermo-minérales. S'il est commode de les regrouper en deux ensembles, l'un basique (« porphyrites »), l'autre acide (microgranites), ces filons constituent en fait une série presque continue, des trachybasaltes aux rhyolites, avec des teneurs en  $\text{SiO}_2$  de 51 à 74%, où la quantité de  $\text{K}_2\text{O}$  n'est que légèrement inférieure à  $\text{Na}_2\text{O}$  dans quelques termes basiques, et systématiquement supérieure partout ailleurs. Ces roches à caractère potassique, dans le diagramme de Lebas *et al.*, se placent sensiblement à la limite des lignées shoshonite-latite-trachydacite-rhyolite (tendance majoritaire) et andésite basaltique-andésite-dacite-rhyolite.

Une mesure d'âge absolu, effectuée par la méthode K/Ar sur l'un des filons de microgranite N135 recoupant le granite du Couffour à Chaudes-Aigues, a donné sur roche totale: 191 + 10 Ma (Lias) (Bellon et Gibert, 1975). Cet âge nous paraît répondre à un rajeunissement hydrothermal, et non à la mise en place de ces filons. En effet, d'une part on observe souvent, sur l'ensemble du massif de la Margeride, des filons tant acides que basiques (microgranites et porphyrites) recoupant les leucogranites datés à 300 Ma. D'autre part, nombre d'auteurs ont depuis longtemps souligné « l'abondance extraordinaire de ces roches dans les galets des conglomérats houillers de Decazeville » (notice carte géologique 1/80 000 Figeac, 2<sup>e</sup> éd.). Par ailleurs, il n'a jamais été signalé dans les régions avoisinantes, de Figeac à Mende, de filons hypovolcaniques recoupant les terrains permien ou liasiens. L'âge stéphanien de ce magmatisme paraît donc hautement vraisemblable.

**$\mu\gamma$ - Filons de microgranite.** Le massif de la Margeride est traversé par plusieurs séries de filons de microgranite et rhyolite qui se distinguent, par leur structure, des aplites filoniennes du cortège leucogranitique. Larges de 1 à 20 m, ils recoupent le granite porphyroïde comme les amas leucogranitiques, et se prolongent à l'extérieur du massif dans les terrains métamorphiques. Les rhyolites se cantonnent essentiellement à l'Ouest de l'Aubrac (feuille Entraygues). Sur le plateau, les filons de microgranite affleurent mal et sont jalonnés par des essaims de blocs arrondis à patine beige. Près de Chaudes-Aigues, ils peuvent se mettre en relief en formant des crêtes allongées.

Ce sont des roches de teinte gris verdâtre à beige rosé, à patine rouille. La structure, de type microgrenu plus ou moins porphyrique, varie d'un filon à l'autre. Les phénocristaux y sont de taille et abondance très inégales (2 à 30%):

— quartz généralement abondant, et parfois seul minéral visible à l'œil nu, en cristaux subautomorphes bipyramidés à section hexagonale (2-6 mm), ou globuleux, souvent corrodés, isolés ou groupés ;

- orthose en cristaux automorphes, quadrangulaires, de 2-5 mm (rarement centimétriques), maclé Carlsbad, faiblement perthitiques ;
- plagioclase séricitisé (oligoclase proche de l'andésine) ;
- biotite : quelques minces paillettes, le plus souvent chloritisées, avec granules de sphène et épidote dans les clivages.

La pâte est constituée par une association d'oligoclase ou albite, FK et quartz. La muscovite est fréquente. Des mouches de sulfures sont parfois visibles. En bordure des filons, ainsi que dans les plus minces, les phénocristaux disparaissent et la roche devient aphanitique, à pâte très fine (structure felsitique).

Peu d'analyses chimiques ont été effectuées sur le territoire de la feuille Chaudes-Aigues (voir tableau 2, an. 43 a et b). Par contre, une étude portant sur 18 échantillons a été effectuée par J.P. Couturié (1977) sur l'ensemble des six feuilles Entraygues, Chaudes-Aigues, Saugues, Saint-Chély, Mende et Espalion (tableau 2, an. F à I). À une exception près, la teneur en  $K_2O$  est toujours supérieure à  $Na_2O$ . Les analyses peuvent être réparties en quatre groupes, dont le %  $SiO_2$  varie de 63,1 à 74,2 (la grande majorité se situant entre 68 à 72), pour une teneur en alcalins assez constante de 7,3 à 8,3 %. Reportés sur le diagramme de Lebas, seuls les termes les moins différenciés se placent à cheval sur les deux champs des dacites et trachy-dacites, tous les autres se situant dans le domaine des rhyolites potassiques.

Les filons de microgranite de la feuille Chaudes-Aigues sont répartis sur deux territoires :

- l'un à l'Est, restreint, jusqu'à présent non signalé, est cantonné à la bordure du granite dont il déborde peu, aux environs de Bournoncles et Loubarresse. Les filons s'y associent selon deux directions principales suborthogonales : N 30-45 et N 130-145 ;
- l'autre, classique, constitue un long faisceau de 17 km de long et 1 à 3 km de large, depuis Brion (feuille Nasbinals) jusqu'à Chaudes-Aigues, jalonné par les sources thermominérales de La Chaldette (feuille Nasbinals) et Chaudes-Aigues. Dans le granite, sur 13 km, les filons, subparallèles, conservent une orientation constante N 155 à 165. Mais, dans les gneiss, ils obliquent et bifurquent selon un double faisceau: N 125-135 (direction majoritaire et très constante dans le petit pluton du Couffour) et subméri-dien N 185-05, croisé par un troisième N 40-60. Le site géothermal de Chaudes-Aigues est inclus dans un triangle formé par ces trois faisceaux. La plupart des filons sont subverticaux.

$\Sigma^a$ . **Filons de « porphyrite »**. Ce terme désigne des roches filoniennes à faciès paléovolcanique et de composition andésitique. De couleur gris verdâtre par suite de leur chloritisation, ces roches constituent des filons de largeur moyenne nettement plus faible que celle des filons acides : toujours inférieure à la dizaine de mètres, le plus souvent autour de quelques décimètres. Leur longueur varie de 100 m à 3 km. En dehors des rares affleurements, ces filons se manifestent par des alignements de blocs arrondis à patine roussâtre, qui se débitent en écailles courbes.

La roche est généralement porphyrique. Les phénocristaux, de taille comprise entre 1 et 4 mm, sont constitués par du plagioclase altéré et d'anciens minéraux ferromagnésiens chloritisés (clinopyroxène reconnaissable dans certains cas). On note encore la présence de quartz globuleux entouré par une couronne de minéraux ferromagnésiens réactionnels. Le caractère « paléovolcanique » se traduit par le développement de nombreux minéraux secondaires : chlorite, épidote, phyllosilicates variés, amphiboles et carbonates, qui gênent considérablement l'étude microscopique. La structure est cependant bien conservée ; elle est le plus souvent de type doléritique, caractérisée par l'enchevêtrement de baguettes de plagioclases longues de 0,3 mm en moyenne. Dans les filons les plus étroits (quelques décimètres), la structure peut devenir franchement microlitique.

Aucune analyse chimique n'a été effectuée sur les filons de porphyrite de la feuille Chaudes-Aigues. Les 12 analyses effectuées par J.P. Couturié (1977) sur les filons de ce type pour l'ensemble du granite de la Margeride (feuilles Entraygues, Saugues et Saint-Chély) se répartissent en deux groupes (tableau 2, an. P et Q) : l'un plus basique ( $\text{SiO}_2$  % de 51,2 à 54,8) se situe, sur le diagramme de Lebas, dans le champ de shoshonites ; l'autre, intermédiaire, sur la droite limite entre les latites et les andésites ( $\text{SiO}_2$  % 57,4 à 59) ; la somme des alcalins varie de 4,4 à 7,9 %.

Les filons de porphyrite, sur la feuille Chaudes-Aigues, restent strictement inféodés au territoire granitique qu'ils ne débordent pas vers le Nord dans les terrains gneissiques. Hors quelques filons dispersés à l'Est de la feuille au Sud de Loubaresse (associés aux microgranites), la très grande majorité d'entre eux est localisée sur la large aire leucogranitique de Saint-Juéry au Bacon. Mais il ne s'agit là que de la terminaison septentrionale d'un grand faisceau lâche (où les microgranites sont rares, mais présents aux confins des feuilles Nasbinals et Saint-Chély), long de 30 km et large de 5 à 6 km, qui s'étend depuis Saint-Sauveur-de-Peyre (feuille Saint-Chély-d'Apcher) jusqu'à Albaret-le-Comtal (feuille Chaudes-Aigues), en prenant en écharpe la feuille Nasbinals de Lasbros à Fournels. Hors de rares filons croisants d'orientation N 30-50, de dimensions modestes, la plupart se disposent sub-parallèlement les uns aux autres, conformément à l'allongement général NW-SE du faisceau, selon des directions N145 à N170. Ce n'est qu'aux abords de la vallée du Bès, de Saint-Juéry à Albaret-le-Comtal, qu'ils deviennent subméridiens.

**Q. Filons de quartz.** Les filons de quartz hydrothermal, de direction NE-SW, N-S et NW-SE, se sont installés dans les fractures du granite. Ils sont généralement discontinus et leur largeur n'excède pas quelques mètres. Le quartz est souvent blanc laiteux, ou parfois brunâtre (Sud-Ouest d'Anterrieux). Dans ce dernier cas, la structure est de type haché. Il peut encore présenter un aspect massif, calcédonieux, bréchiq, caveurne ou géodique.

Si la répartition des filons de quartz est plus large que celle des filons sub-volcaniques auxquels ils sont fréquemment associés, elle n'en diffère pas fondamentalement : comme eux, hormis la région de Chaudes-Aigues, elle



ne déborde guère les limites du granite de la Margeride. Si les filons quartzeux sont fréquemment plus ou moins parallèles aux faisceaux de microgranites et porphyrites (avec toutefois un éventail directionnel plus ouvert), il convient de remarquer que la direction SW-NE, très peu représentée dans le cortège acido-basique, est au contraire la plus fréquente pour le quartz.

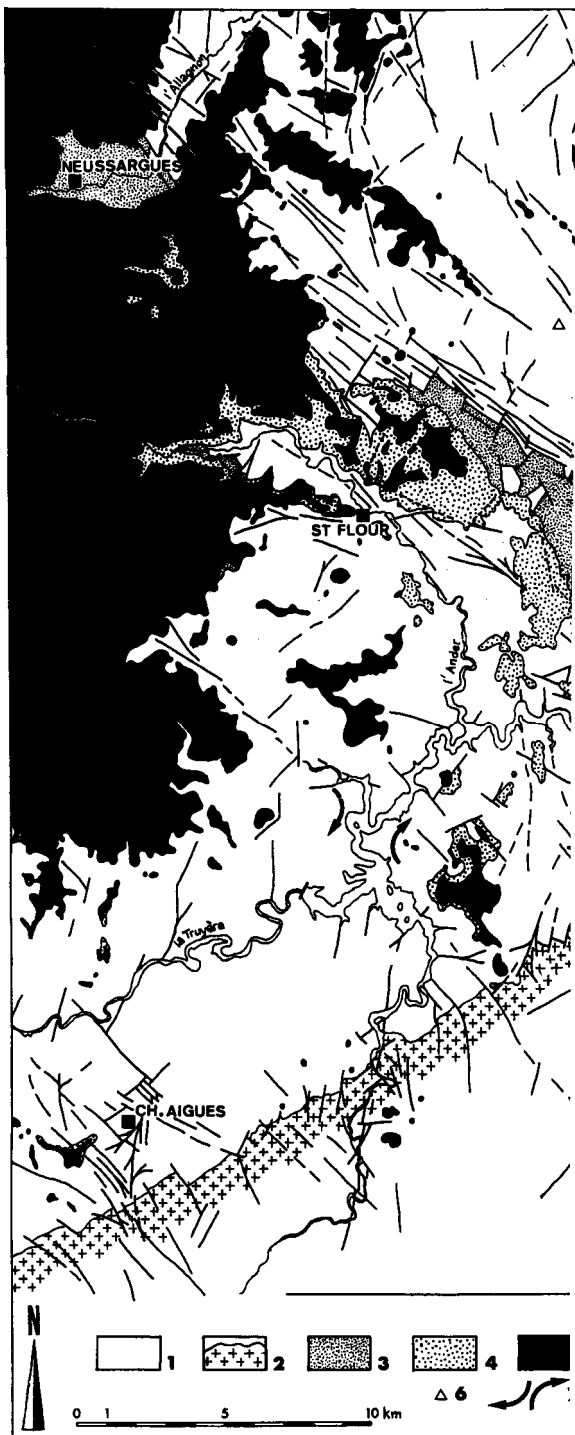
Dernier-né de tous les filons, le quartz peut recouper, interrompre et décaler aussi bien les filons leucogranitiques que les filons hypovolcaniques. Il convient de noter que, pour des raisons de clarté cartographique, nous avons souvent séparé dans le dessin, failles, filons microgranitiques et quartz..., mais la conjonction des trois est fréquente. C'est notamment le cas dans le champ de Chaudes-Aigues, où nombre de filons de microgranite ont été rebroyés et silicifiés postérieurement à leur mise en place.

### *FORMATIONS SÉDIMENTAIRES TERTIAIRES*

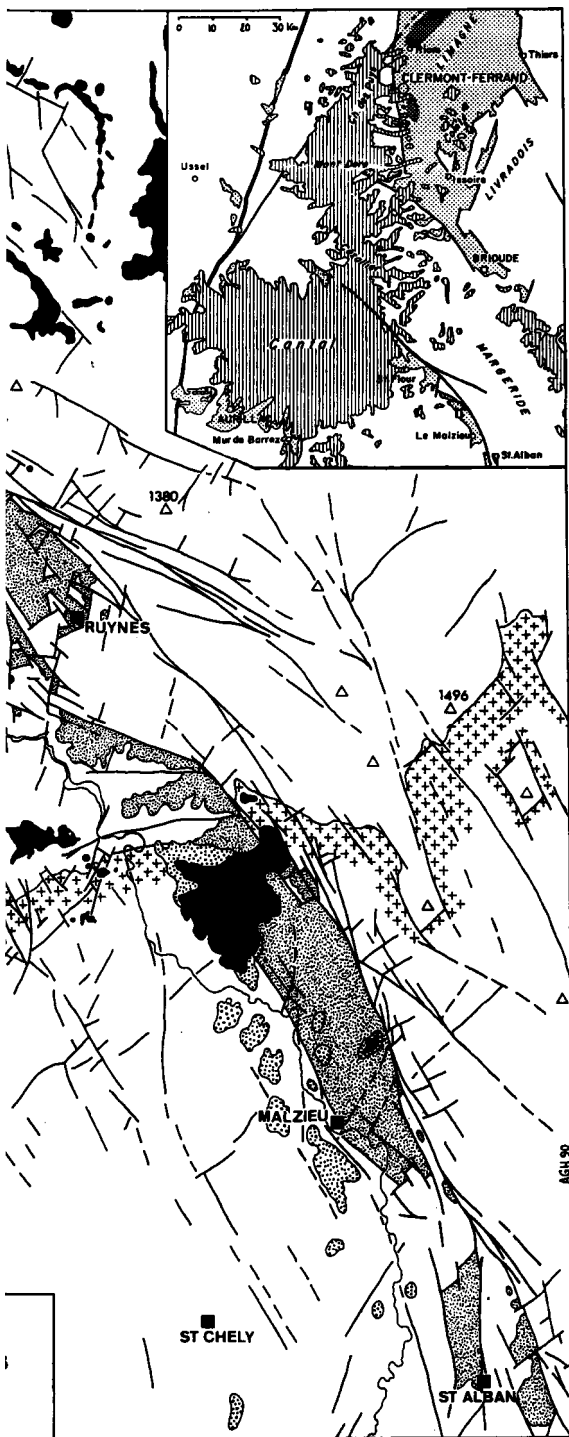
Les formations sédimentaires de la feuille Chaudes-Aigues ont été uniformément attribuées, d'abord à l'Éocène (1/80 000 Saint-Flour, 1<sup>er</sup> éd.), puis à l'Oligocène (id., 2<sup>e</sup> et 3<sup>e</sup> éd.). En réalité, il convient de distinguer deux séries, conformément à l'idée de P. Glangeaud (1922) : l'une d'âge oligocène moyen, l'autre miocène supérieur, séparées par un hiatus de 15 à 20 Ma marqué par des mouvements verticaux et un déplacement des aires de subsidence. Si la première, antérieure au volcanisme, a fourni aux environs de Saint-Flour de rares fossiles mammaliens, la seconde ne comporte que localement une flore foliaire et pollinique, et ne peut être stratigraphiquement calée qu'en fonction de ses interférences avec les formations volcaniques. Difficilement discernables à l'affleurement du fait de leur caractère assez uniformément argilo-graveleux, ces deux séries sont géographiquement nettement disjointes sur la feuille Chaudes-Aigues, contrairement à ce qui se produit plus à l'Est (feuille Saugues) et au Nord (feuille Saint-Flour) (fig.3).

### **Oligocène**

**g2. Oligocène moyen. Argiles graveleuses bariolées.** Très restreinte en superficie sur la feuille Chaudes-Aigues, la série oligocène, incomplète, y est exclusivement représentée par son membre moyen, principalement dans le petit bassin dissymétrique de Chaliers, l'un des maillons du fossé margeridien. Il s'agit d'un bassin d'angle de faille typique, où l'épaisseur actuelle des sédiments ne doit guère excéder 40 m. Alors que leur surface se raccorde graduellement vers le Sud avec la surface du plateau gneissique bordant la gorge de la Truyère, elle bute brutalement au Nord contre un escarpement de faille orienté N110°, à regard S, haut de 60 m, pratiquement rectiligne sur 5 km depuis La Baraque jusqu'à Lorcières (feuille Saugues). Au pied de cet escarpement, les sédiments sont masqués par une nappe grossièrement litée de fragments gneissiques gélifracés, épaisse de 1 à 3 m, formant un glacis restreint qui n'a pas été figuré sur la carte.



1 : Socle cristallophyllien; 2 - Limite nord du granite de la Margeride; 3 : Séd (post-rift); 5 : Volcanisme mio-pliocène (11 à 2 Ma); 6 : Principaux sommets c



nts Eocène supérieur à Oligocène moyen (syn-rift); 4 : Sédiments mio-pliocènes nôle margeridien; 7 : Situation de la capture de la Truyère au Pliocène (4,5 Ma).

Le faciès est à peu près uniforme : il s'agit d'argiles bariolées assez claires, de teinte rougeâtre (rarement lie-de-vin à veines vertes), verdâtre, parfois orangée. La stratification fruste est soulignée par des trains de graviers et cailloux de quartz subanguleux ou peu émoussés de 0,5 à 15 cm de diamètre, mêlés à quelques galets de quartz mieux roulés, et surtout à quelques galets altérés de gneiss et granite (jamais abondants). La fraction argileuse, toujours dominante (> 50 %), comporte une association kaolinite + montmorillonite + illite en proportions variables (Coinçon, 1972). La fraction sableuse est constituée par des quartz anguleux, des feldspaths très altérés et des micas, d'où une ressemblance fréquente avec les altérites du socle. À proximité de la faille bordière, on peut constater un rapide enrichissement en fragments gneissiques anguleux, laissant supposer que l'escarpement actuel diffère peu du rivage d'origine.

Il paraît évident que le remplissage du fossé s'est principalement effectué à partir d'apports latéraux, au fur et à mesure de l'érosion des plateaux bordiers et de leur couverture d'altérites. Les transports longitudinaux n'en sont pas pour autant absents : outre l'existence de galets granitiques, le cortège des minéraux lourds (*cf.* tabl. 4) traduit un « courant à tourmaline » d'origine margeridienne que l'on peut suivre depuis Le Malzieu jusque dans les limagnes méridionales (de Goër et Étienne, 1990).

*Remarque.* L'étude des minéraux lourds soulève un autre problème, non résolu : l'Oligocène du fossé margeridien, du Malzieu à Neussargues — de même que celui du bassin d'Aurillac —, peut receler une très faible proportion d'augite (1 à 2 % des minéraux lourds), alors qu'on ne connaît aucun basalte d'âge >11 Ma (anté-Tortonien) dans le bassin-versant.

Enfin, il convient de mentionner la présence sporadique, généralement associée aux argiles de teinte verte, de concrétions calcaro-dolomitiques mamelonnées, probablement d'origine pédogénétique.

L'attribution à l'Oligocène moyen des argiles graveleuses bariolées a été permise par les faunes mammaliennes à rhinocérotidés des environs de Saint-Flour (gisements de Vendèze et du Crozatier, dit « de Brons »).

À l'Ouest du ruisseau de la Roche, le relais du demi-fossé de Chaliers avec celui — beaucoup plus développé — de Vabres (feuille Saint-Flour), est assuré par une mosaïque complexe de petits compartiments, diversement orientés, peu apparents autour de Combechalde, mais bien mis en évidence par des travaux d'aménagement dans toute la région de Ruynes-en-Margeride.

En dehors des limites du fossé, on a également attribué à l'Oligocène des lambeaux restreints ou placages d'argiles graveleuses bariolées protégées çà et là sous une couverture basaltique (Montchanson, Les Ternès). Mais, en raison des confusions de faciès toujours possibles à la base des deux séries au contact des altérites du socle, ces lambeaux pourraient se rapporter à la série miocène.

« **Sidérolitique** » (sid). À la limite de la feuille Saint-Flour, au Nord de Combechalde, dans la faille bordière du petit fossé de La Prade, est pincée une écaille de 2 m d'épaisseur d'argile kaolinique lie-de-vin truffée de pisolites de limonite, avec reliquats de socle lessivé (lithomarge). Un autre lambeau en est visible *in situ* sur le socle, à la base d'une poche locale d'argiles bariolées exposées dans la tranchée de la voie ferrée entre Lair et La Besaïre. Ce sont les seuls témoins observés sur la feuille Chaudes-Aigues des « argiles rutilantes » et « grès rouges » (sidérolitique) qui, en d'autres tronçons du fossé margeridien, constituent le premier horizon de sédimentation, hérité des sols ferrugineux tropicaux éocènes (horizon e7-g1 des feuilles Saint-Chély et Saint-Flour).

Cette observation a été confirmée en mai 1990, également au Sud-Est de Lair, lors du creusement de la tranchée de l'autoroute A 75. Les argiles bariolées oligocènes peuvent y être suivies sur 250 m sous un placage d'argiles claires et sables à chailles miocènes épais de 0,5 à 2 m (seul dépôt porté sur la carte). Elles passent graduellement à la base, selon un paléoversant à pente N, au socle leptyno-amphibolique incomplètement argilisé et partiellement reconnaissable (mais le faciès est ici moins évolué que celui du «sidérolitique»).

Une troisième observation a pu être effectuée en juin 1989 aux Ternes lors d'un élargissement de chemin : 150 m au Sud du cimetière (où g2 est présent) juste au-dessus du CD 921, la base très argilisée d'un lahar (*lh*) repose directement sur le socle gneissique très altéré par l'intermédiaire d'un paléosol fersialitique rouge épais d'un mètre, à cuirassement ferrugineux avec concrétionnement pisolitique. Cette formation est à première vue dépourvue d'éléments détritiques, mais le cortège de minéraux lourds (tabl. 4, an. 11), avec 12 % de tourmaline et 16 % de staurotide, implique un transport : ce cuirassement s'est donc produit au détriment d'un horizon sédimentaire.

## Miocène

m2-3S. **Miocène moyen (?) et supérieur. Argiles jaunes et « sables à chailles »**. De part et d'autre de la Truyère, entre La Gazelle au Nord et les abords de Faverolles au Sud, le plateau gneissique supporte un épandage alluvial argilo-graveleux nettement distinct des sédiments oligocènes en dépit de certaines convergences. Les meilleures observations peuvent en être effectuées de part et d'autre de la RN 9 aux environs d'Anglards-de-Saint-Flour, où leur épaisseur se situe le plus souvent entre 10 et 15 m, et n'excède nulle part 40 m. Il s'agit d'alluvions fluvio-lacustres déposées dans des chenaux inconstants, plus ou moins encaissés à la base dans le socle, sur une plaine d'inondation incomplètement ennoyée. Les variations très rapides de disposition y reflètent la variabilité des conditions hydrodynamiques locales. Selon les affleurements, ces alluvions peuvent se présenter en lits horizontaux réguliers, en lentilles discontinues, en stratification entrecroisée, ou en dépôts « en vrac ». Un enrichissement local en hydroxydes de fer peut leur conférer une teinte rouille.

• **Composition.** La *fraction argileuse* se caractérise toujours par l'association en proportions variables : kaolinite + montmorillonite + illite. Localement micacées, ces argiles sont presque toujours de teinte claire, généralement jaunes, souvent blanches à grisâtres, parfois plus vivement bariolées de rouge orangé ou de vert (d'où une confusion possible avec la série oligocène). Quelques lits noirâtres traduisent un milieu momentanément confiné avec enrichissement local en matière organique.

La *fraction sableuse*, généralement dominante, est essentiellement composée de quartz, et en faible quantité de feldspaths altérés. Il s'y ajoute une part accessoire où l'on peut trouver tous les minéraux du socle granitique ou gneissique de la Margeride. En fait, les sables vrais, fins et bien triés, sont assez rares. L'élément le plus constant est constitué par des graviers principalement quartzeux (mais pour partie aussi feldspathiques) mal émoussés, de 2 à 5 mm, donnant sur la terre un aspect de grêlons. La taille de ces graviers quartzo-feldspathiques est la signature d'une origine margeridienne des matériaux.

Le *cortège des minéraux lourds* (cf. tabl. 4) révèle une répartition très capricieuse des minéraux volcaniques (de Goër et Étienne, 1990). Totalemment absents de nombreux prélèvements, ils peuvent ailleurs être représentés par une faible fraction à paragenèse basaltique (augite + olivine). Mais dans quelques cas on voit apparaître, en quantité massive (40 à 70 %), un assemblage minéralogique de laves intermédiaires ou différenciées, comportant augite, amphibole et sphène. Cette apparition, signature des éruptions cantaliennes, semble totalement indépendante de la position altimétrique des prélèvements.

La *fraction la plus grossière* (cailloux et galets), comporte, par ordre d'importance décroissante, trois types d'éléments :

—le quartz, partout présent, soit sous forme de cailloux peu émoussés, sans patine, d'origine locale ; soit sous forme de dragées et galets parfaitement roulés, blancs à jaunâtres, ou rosés à rouge violacé, de 1 à 10 cm, ayant subi une longue évolution ;

—les silex jurassiques, très irrégulièrement répartis, toujours en galets bien roulés ou en cailloux polyédriques à arêtes émoussées et faces patinées. Englobés abusivement sous le terme général de « chailles » (d'où le nom donné à la formation), on peut y trouver tout les types d'accidents siliceux présents dans la série jurassique caussenarde au Sud de la Margeride dans les environs de Marvejols : grès et jaspes du Rhétien, chailles vraies à spicules d'éponge du Bajocien—Bathonien, silex gris parfois oolitiques du Sinémurien, et surtout silex « capucin » de l'Hettangien, à patine cirreuse jaune, noire ou chocolat ;

—les galets de gneiss et de granite aplitique sont plus rares. Il en est de même des galets de basalte altéré, partout présents mais en très faible proportion. Par contre, on constate souvent, à la base de la formation, un enrichissement en cailloux gneissiques subanguleux directement empruntés au substratum, en même temps que des paquets d'argiles rouges ou vertes représentant des altérites autochtones, fréquemment observables *in situ* (avec texture gneissique conservée) en semelle d'épandage alluvial.

- **Extension et origine.** Les formations englobées sous l'appellation « argiles et sables à chailles » ne présentent sur la feuille Chaudes-Aigues qu'une extension et une épaisseur restreintes, en raison de l'érosion permise par l'absence de protection volcanique. Il en est de même du fossé margeridien lui-même, en marge duquel elles se situent (la superposition des deux séries oligocène et miocène, l'une ravinant profondément l'autre, n'y est observable qu'à Beauregard et à Lair—La Bessaire). Ces formations s'étirent sur une bande allongée SSE-NNW, longue de 55 km, depuis Javols (feuille Saint-Chély) jusqu'à Talizat (feuille Saint-Flour), atteignant aux marges du Cantal 5 km de largeur (cf. fig.3). L'épaisseur maximale conservée est de 150 m au puy de la Balle, au Nord-Est de Saint-Flour, mais l'épaisseur initiale a probablement excédé 220 m, au vu des lambeaux subsistant en surface de planèze.

Presque partout on constate la coexistence d'éléments peu émousés et d'éléments très roulés ayant subi une longue évolution. On peut donc supposer qu'il y a eu mélange d'apports latéraux peu transportés, en provenance du proche versant du horst de Margeride, et d'apports longitudinaux plus lointains, notamment de la couverture mésozoïque du Sud de la Margeride.

- **Age.** L'âge de ces formations azoïques n'est pas connu avec précision, et il n'est nullement acquis que les divers lambeaux présents sur la feuille Chaudes-Aigues — où ils n'interfèrent que très localement avec le volcanisme — soient tous contemporains. Il se révèle en effet plus au Nord (feuille Saint-Flour) que ces dépôts accompagnent de bout en bout le volcanisme cantalien, jusqu'à s'intercaler aux confins Messinien—Pliocène (autour de 5 Ma) entre les basaltes des planèzes. L'essentiel semble antérieur à 8 Ma. Ils renferment dès la base de rares galets de basalte altéré, ce qui n'incite guère à avancer un âge plus ancien que le Tortonien, dans la mesure où l'on ne connaît plus au Sud, sur la Margeride et les Causses, que très peu de pointements basaltiques dont l'âge soit supérieur à 12 Ma. Qui plus est, ces sédiments comportent localement — et, semble-t-il aussi, dès la base — des décharges de minéraux volcaniques (amphiboles et sphènes) enregistrant des retombées à laves différenciées du Cantal, éruptions qui ne semblent pas avoir débuté avant 9 Ma.

*Remarque.* Ces formations ont été notées m2-3 selon les conventions en vigueur lors du lever initial de la carte, en accord avec les indications portées sur la feuille Saint-Flour, et antérieurement à une étude systématique des minéraux lourds. Il convient de remarquer que, selon les conventions actuelles de la Carte géologique de France, leur notation devrait être m5-6 (Tortonien—Messinien).

- **Paléogéographie.** L'étude régionale de ces formations révèle l'existence précoce d'un axe de drainage qui se perd vers l'aval sous la planèze de Saint-Flour, mais dont le thalweg a pu être remonté en continuité depuis Andelat—Le Sailhant (feuille Saint-Flour) jusqu'à Salcrus—Le Pouget (feuille Chaudes-Aigues). On perd la trace de ce thalweg vers l'amont, en raison d'un déblaiement ultérieur rendant inutilisable les critères altimétriques (indépendamment de toute éventuelle déformation tectonique). La carte d'extension des divers lambeaux résiduels, de Garabit (feuille Chaudes-Aigues) à Javols (feuille Saint-Chély) montre qu'il différait peu de l'actuel tracé de la Truyère.

Ce système de drainage, outre un ou plusieurs chenaux originaires du Sud de la Margeride, semble avoir comporté un réseau de chenaux affluents d'origine plus locale. La composition des différentes nappes d'alluvions variant en fonction de la nature lithologique des bassins-versants, on explique facilement les très importantes et rapides variations observées dans la distribution des silex jurassiques (et *a fortiori* des galets basaltiques).

Il est certain que l'ensemble « argiles et sables à chailles » comporte plusieurs générations successives d'épandages, chacun s'accompagnant de la destruction et de la reprise d'éléments de formations plus anciennes. Le système a en effet fonctionné de façon récurrente durant au moins 5 Ma (peut-être deux fois plus). La subsidence maximale constatée se situe aux environs de Saint-Flour, où la série a pu excéder 220 m de puissance. Une épaisseur initiale de l'ordre de 150 m est vraisemblable aux environs du Malzieu.

Le devenir aval de cette proto-Truyère miocène, plus ou moins calquée sur le fossé oligocène de Margeride (*cf.* fig. 4), a pu prêter à discussion, parce que les « argiles et sables à chailles » disparaissent au Nord-Ouest de Saint-Flour sous les formations volcaniques cantaliennes. P. Glangeaud (1922) avait émis l'idée que ce cours d'eau était initialement tributaire de l'Allier, une capture ultérieure expliquant le coude de la Truyère à Garabit. R. Simon-Coinçon et A. de Goër (1972, 1976, 1980, 1981) ont cru pouvoir récu-

ser cette hypothèse, et conclure que la proto-Truyère était dès l'origine tributaire de la Garonne ; c'est cette interprétation qui a été exprimée dans la notice de la feuille Saint-Flour (1988). Le réexamen du contenu pétrographique et minéralogique des alluvions mio-pliocènes de la vallée de l'Alagnon (de Goër et Étienne, 1990) conduit à revenir à l'idée initiale de P. Glangeaud.

• **Cas de la région de Loubaresse—Le Terran.** Des argiles graveleuses jaunes, des sables gris et des graviers quartzeux avec mégacristsaux émoussés d'orthose, apparaissent sous l'extrémité orientale du plateau basaltique de Loubaresse, au-dessus de la ferme de Longevialle-Haut. Ces sédiments ont été profondément réentaillés par une vallée E-W qui a canalisé l'écoulement de la coulée basaltique qui les recouvre. D'autres sont connus sous deux des trois lambeaux de la même coulée entre Clavières-d'Outre et Le Terran ; F. Colin (1960) y signale des minéralisations uranifères (poches de francevillite).

Sous le lambeau basaltique situé au Sud du Terran, où l'épaisseur du dépôt atteint une dizaine de mètres, des cordons de galets intercalés dans les sables livrent quelques silex jurassiques et de très gros galets de quartz de 10 à 20 cm. Un prélèvement effectué dans ces sables fournit, dans le cortège des minéraux lourds, la quantité exceptionnelle de 37 % de sphène volcanique (tabl. 4, an. 4). Ce sphène ne nous paraît explicable que par l'enregistrement d'une explosion à laves différenciées dans le Cantal : ceci conduit à tenir pour trop ancien l'âge K/Ar de  $11,4 \pm 0,5$  Ma attribué par H. Bellon et J.P. Gibert (1979) au basalte du plateau de Loubaresse.

**m2-3. Miocène moyen (?) et supérieur. Argiles jaunes et sables sans chailles.** Inféodés, contrairement aux précédents, aux formations volcaniques qui les fossilisent, ces dépôts se rencontrent sur deux aires disjointes,



manifestant une disposition du réseau hydrographique différente de l'actuelle (cf. fig. 5) : à l'Est aux environs de Loubaresse—Le Terran et de Faverolles—La Lébrine ; et à l'Ouest aux environs de Chaudes-Aigues—Espinasse et Lieutadès. Nous les envisagerons séparément.

• **Région de Faverolles—La Lébrine.** Les sédiments, protégés par la coulée du puech de la Cavale (Montchanson) qui les recouvre sur 3 km, ont été exploités dans plusieurs petites sablières aux environs de Faverolles, sur la retombée septentrionale du plateau basaltique. Une formation identique apparaît 1,5 km plus au Nord au pied du puech de La Lébrine. On peut y observer tous les caractères sédimentologiques, avec exactement les mêmes variations de disposition, de faciès et de composition, que celles précédemment décrites au sujet des « argiles jaunes et sables à chailles », avec lesquels on ne peut relever qu'une différence : l'absence totale de silex jurassiques, ainsi que de galets basaltiques.

Le cortège des minéraux lourds (tabl. 4, an. 3 et 5) révèle une très forte prédominance des éléments granitiques (tourmaline, zircon) sur les constituants métamorphiques (andalousite, staurotite). Il peut s'y adjoindre un contingent volcanique, basaltique (augite + olivine) ou différencié (sphène).

Au sommet du front de taille de l'ancienne ballastière de Faverolles (route d'Auriac), il apparaît clairement que ces sédiments reposent sur la coulée de basalte exploitée, coulée comblant une paléovallée encaissée dans le socle gneissique, et datée à  $10,7 + 0,5$  Ma (Bellon et Gibert, 1979). La présence de 11 % de sphène volcanique parmi les minéraux lourds traduit l'enregistrement d'une éruption cantalienne. La contemporanéité avec les « sables à chailles » ne saurait donc faire de doute : comme ces derniers, les sables de Faverolles auraient dû apparaître sur la carte sous la notation actuelle m5-6 (Tortonien—Messinien).

Ces alluvions traduisent l'arrivée, dans le large fossé drainé par la proto-Truyère, d'un affluent de rive gauche (que l'on peut assimiler à un ancien cours du Bès) dont le bassin d'alimentation était pour l'essentiel constitué par le granite de la Margeride déjà dépourvu de toute couverture jurassique.

*Importance du comblement.* L'épaisseur observable du remblaiement alluvial à Faverolles est de 90 m (altitudes 895 à 985). Mais il ne s'agit là que de la part préservée par la coulée basaltique de Montchanson. Or, on se situe à un confluent, et la base des « sables à chailles » déposés par le cours d'eau principal au Nord de Faverolles se situe à la cote 835 le long du CD 48 au Sud de Garabit, soit 60 m plus bas.

À cela, il convient d'ajouter que l'émission de la coulée basaltique de Montchanson n'a pas mis fin au comblement alluvial. À la surface du plateau, au lieu-dit le Grand-Champ, à la cote 995, les tranchées de drainage d'une cuvette marécageuse livrent un cailloutis quartzeux centimétrique subanguleux **mêlé aux altérites basaltiques** (R $\beta$ -m). Toute cette partie du plateau a donc été momentanément ennoyée.

L'épaisseur totale du comblement miocène entre Faverolles et Garabit, avant son déblaiement récent, atteignait donc au minimum 160 m, soit une amplitude comparable à celle constatée aux environs de Saint-Flour. On notera que la cote maximale (995 m) est exactement la même que celle

observée dans le bassin du Malzieu (feuille Saugues) : sommet des « sables à chailles » de La Veyssière sous le plateau basaltique de Jullianges, et surface structurale du poudingue de Ganigal (leur équivalent silicifié).

*Tectonique.* Une telle épaisseur de sédiments manifeste vraisemblablement un phénomène de subsidence, dont il serait étonnant qu'il ne se soit pas accompagné, au moins localement, de dénivellements tectoniques brutaux. Or, tout au long du fossé margeridien, contrairement à la série oligocène, les « sables à chailles » ne montrent jamais d'accidents cassants. Et c'est précisément seulement aux environs de Faverolles—La Lébrine que certains contacts rectilignes entre les sédiments miocènes et le socle semblent pouvoir être interprétés comme contacts anormaux subverticaux. Aucune de ces failles n'a toutefois été observée. Par ailleurs, une dénivellation d'origine tectonique doit être invoquée pour expliquer que la base des « sables à chailles » s'observe à la cote 835 m au Sud de Garabit, alors que 4 km à l'aval elle se situe autour de 850 m aux confins de la feuille Saint-Flour.

• **Plateau d'Espinasse.** Ce plateau complexe domine en rive gauche la gorge de la Truyère 6 km à l'WNW de Chaudes-Aigues. Il se situe à l'emplacement du paléocours de cette rivière (tronçon aval) qui a collecté diverses venues éruptives (basaltes et lahars) d'origine lointaine ou locale ; leur âge s'étend de 7,1 Ma pour la coulée basale, à 2,9 Ma pour le lac de lave sommital du mont Mournac (de Goër *et al.*, en préparation). Interstratifiés à divers niveaux de l'empilement volcanique, des dépôts fluvio-lacustres très hétérogènes sont décelables sur toute l'étendue du plateau. Les conditions d'observation y sont très défavorables, sauf à l'Ouest, entre Fraissinoux, Le Mas et Le Vialard, où les sédiments argileux donnent naissance à une importante solifluxion.

Les meilleures coupes se situent au-dessus de Fraissinoux où des travaux d'élargissement de chemins en ont montré un affleurement continu sur 55 m de dénivellation entre le mur leptynitique (cote 940) et le toit basaltique (cote 995). Il s'agit principalement d'argiles bariolées claires, jaunes, blanches, roses ou orangées, localement franchement rouges (surtout près de la base), plus ou moins sableuses ou graveleuses, parfois micacées. Il s'y intercale des lentilles ou horizons d'argiles grises homogènes non graveleuses, des strates de sable quartzueux pur et bien classé, et des cordons de cailloutis désordonnés. En dehors de très rares graviers feldspathiques et galets aplitiques, les éléments figurés ne sont représentés que par le quartz, de teinte rousse, rouge, grise ou blanche, de la dimension du gravier à celle du caillou décimétrique, certains très roulés (galets), la plupart mal émoussés ou subanguleux. L'unique prélèvement effectué a révélé parmi les minéraux lourds une écrasante majorité d'éléments granitiques (79 % de tourmaline), et une absence totale de constituants volcaniques (tabl. 4, an. 18).

Par bien des caractères, comparativement à ceux du fossé margeridien, les sédiments du plateau d'Espinasse ressemblent plus aux « argiles bariolées » oligocènes qu'aux « argiles et sables à chailles » miocènes. Mais dans toute la partie nord du plateau (du côté de la Truyère), leur interférence avec les formations volcaniques ne laisse subsister aucun doute sur leur position stratigraphique. Quelques mètres seulement de sables et graviers argileux séparent localement le socle gneissique de la première coulée basaltique

(basalte infra-laharique daté à 7,1 Ma), l'essentiel du dépôt se situant au-dessus de cette coulée. Aux environs d'Espinasse, on peut en observer aussi bien sur que sous le lahar cantalien. L'étude de 70 trous effectués pour la pose de trois lignes électriques entre Espinasse et Le Mas nous permet d'affirmer que les sédiments argilo-graveleux bariolés, avec toutes les mêmes variations de faciès qu'à Fraissinoux, alternent avec les formations volcaniques (sauf les deux dernières coulées) sur tout l'ensemble du plateau. Comme les « sables à chailles » plus à l'Est, ils appartiennent au Miocène supérieur et terminal (Tortonien—Messinien) et auraient dû être mentionnés m5-6 (voire m5-p1 car ils débordent peut-être sur le Pliocène). La convergence de faciès avec l'Oligocène peut s'expliquer par une alimentation à partir de la même couverture altéritique du socle.

115 m de dénivellation séparent la base du dépôt (cote 880) de son sommet (cote 995). Il apparaît donc que la vallée de la paléo-Truyère (tronçon aval, déjà affluent du Lot), a connu un creusement, puis un remblaiement, d'amplitude comparable — bien que moindre — à celui constaté pour la proto-Truyère (tronçon amont, alors affluent de l'Allier) le long du fossé margeridien. On notera d'ailleurs que l'altitude sommitale des sédiments (995 m) est exactement la même à Espinasse qu'à Faverolles ou au Malzieu.

• **Région de Chaudes-Aigues (montagne d'Arjalet).** Le cours d'un affluent de la paléo-Truyère a été fossilisé, de Chaudes-Aigues à Espinasse, par une coulée basaltique descendue du puy des Agneaux (il s'agit d'une coulée post-laharique, nécessairement âgée de moins de 7 Ma, ce qui contredit la valeur de  $15,1 \pm 2,3$  Ma obtenue par Bellon et Gibert, 1979). De Fridières à Albinet, ce basalte ravine et recouvre un dépôt argilo-graveleux en tous points identique à celui ci-dessus décrit à Fraissinoux (plateau d'Espinasse). Il comporte principalement : au sommet, des sables et argiles claires à graviers et cailloutis quartzeux émoussés (rares galets bien roulés) ; et à la base, des argiles bariolées de teintes plus vives, pauvres en graviers quartzeux subanguleux (faciès de convergence avec l'Oligocène). L'épaisseur maximale atteint 30 m à Fridière (cotes 975 à 1005). Outre un faible contingent de minéraux basaltiques (augite et olivine), présent partout, un horizon d'induration limonitique (alios) a livré dans la fraction lourde 49% de sphène volcanique (tabl. 4, an. 13, 14 et 15).

• **Plateaux de Lieutadès.** À l'aval d'Espinasse, un nouveau confluent de la paléo-Truyère avec un cours d'eau venu du Sud a été fossilisé, de part et d'autre de Lieutadès, successivement par un basalte hawaïitique d'origine aubracienne, un lahar cantalien, et des basanites d'origine locale. Comme à Espinasse, des dépôts fluvio-lacustres s'intercalent entre les venues éruptives. Ils comportent des argiles jaunes (rarement bariolées), et des sables argileux clairs contenant quelques fragments gneissiques subanguleux et cailloux granitiques émoussés, et surtout d'abondants graviers quartzo-feldspathiques subanguleux à émoussés, avec quelques cailloux émoussés ou galets roulés de quartz. L'épaisseur observée à l'affleurement n'excède nulle part 25 m (Laborie), mais la dénivellation totale atteint 75 m entre la base des horizons inférieurs (cote 930 m, sous la coulée de basalte hawaïitique aubracienne datée à 8,7 Ma), et le sommet des horizons supérieurs (cote 1005 m, sous la coulée de basanite à leucite l'Espayrac, datée à 4,4 Ma).

Comme à Espinasse, ces formations notées m2-3 sur la carte devraient, selon les conventions chronologiques actuelles, apparaître avec l'indice m5-p1.

• **Marges cantaliennes.** Enfin, il convient de signaler, au Nord de la Truyère, quelques lambeaux très restreints d'alluvions comparables : argiles sableuses grises, argiles rouges à petits graviers quartzeux, et cailloutis quartzeux mal émoussés. Tous se placent sous les lahars cantaliens, à Lavergne, Budiès, Rochegonde et au cimetière d'Oradour.

**P. Paléosol : argiles rouges fersialitiques.** Dans la tranchée d'élargissement du CD 921 à la sortie nord de Cordesse, une basanite planézienne repose sur 50 cm de lapilli scoriacés « de saupoudrage » partiellement argilisés, par l'intermédiaire d'une banale semelle scoriacée. Sous ces lapilli, 2 à 3 m d'argiles massives, non litées, de teinte chocolat, avec quelques rares petits grains de quartz (apports détritiques), nivellent la surface d'une coulée de basalte altéré, compact, à quelques gros phénocristaux de pyroxène ; il s'agit certainement de la coulée Cordesse—Rochebrune, qui affleure un peu plus au Sud. Les argiles chocolat comportent quelques très petits pisolites d'hydrates de fer, et on les voit nettement à la base se constituer au détriment du basalte inférieur et de sa gaine scoriacée : il ne s'agit donc pas d'un sédiment, mais d'un paléosol, comparable à ceux — bien connus — qui se sont développés sur les basaltes infra-lahariques de la ville de Saint-Flour, ou du puy Courny et de Belbex près d'Aurillac. Ces derniers montrent un horizon C1 dont la fraction  $< 2\mu$  représente 55 % ; l'analyse de cette fraction y révèle 48 % d'argile de type 1/1 (métahalloysite) et 36 % d'argile de type 2/1 (smectite). Il s'agit donc de sols fersialitiques (Dejou *et al.*, 1979).

La formation notée m2-3 au Sud de Tagenac, au versant gauche de la vallée de l'Épie, doit probablement être réinterprétée de la même façon. L'ancienne carrière de Tagenac recoupe deux coulées superposées, l'inférieure reposant sur 3 m de tufs de maar lités (voir  $_{br}^3\beta$ ). Sous ces tufs, au niveau de la route D 990, on peut observer 2 m d'argiles massives rougeâtres à brun chocolat, à veines grises, à petits pisolites de limonite. Par comparaison avec la coupe de Cordesse on peut supposer que le substrat de ces argiles — qui ne montrent aucune figure sédimentaire — est constitué par la coulée basaltique de Cordesse—Rochebrune, et non par les gneiss comme figuré sur la carte.

La signification paléoclimatique de telles argiles fersialitiques rouges ou brunes à pisolites (improprement désignées dans la région d'Aurillac par le terme « sidérolitique ») est discutée ; elles témoignent vraisemblablement d'un climat de type subtropical à saisons contrastées. Tant dans le Cantal qu'en Aubrac, elles ne présentent qu'un développement très local, et n'affectent que des coulées d'âge  $> 6,5$  Ma (Chestworth *et al.*, 1983). Il semble qu'à partir du Messinien ce type de pédogenèse ne se soit plus effectué qu'au détriment des retombées volcaniques intercoulées (voir  $_{\beta}^3[1]$ ), c'est-à-dire de matériaux déjà très divisés ou poreux, le climat n'étant plus assez agressif pour aboutir à des sols aussi évolués à partir des basaltes massifs eux-mêmes.

## FORMATIONS VOLCANIQUES TERTIAIRES

Le quart nord-ouest de la feuille Chaudes-Aigues est recouvert par la retombée sud-est du vaste strato-volcan cantalien (2 700 km<sup>2</sup>, couvrant en totalité la feuille Murat et s'étendant sur les huites feuilles adjacentes). La vallée de l'Épie, peu creusée relativement aux autres vallées majeures disposées en étoile autour du Cantal, n'y sépare qu'incomplètement les deux « planèzes » de Saint-Flour (en rive gauche) et de Cézens—Pierrefort (en rive droite).

L'histoire du Cantal volcanique se situe en quasi-totalité dans le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur. Après une phase préparatoire qui voit l'émission de laves basaltiques en volume restreint, dispersées tant dans l'espace que dans le temps (11 à 9 Ma), l'édification du strato-volcan proprement dit (« Cantal *s.s.* ») semble ne débiter qu'autour de 9 Ma, avec l'arrivée des premières laves différenciées. S'inscrivant en totalité dans la seconde moitié du Tortonien, cette édification s'achèvera autour de 6,5 Ma.

L'activité cantalienne *s.s.* a produit principalement des laves intermédiaires et différenciées, moyennement alcalines et saturées, à tendance potassique : trachy-andésites, latites et trachytes. Il s'y ajoute, en fin d'activité (de 7 à 6,5 Ma), des termes différenciés plus alcalins et sous-saturés (phonolites). Les rhyolites n'y jouent qu'un rôle très accessoire. Ce strato-volcan se caractérise par des pentes générales très faibles, en dépit de sa constitution pyroclastique à 80%. Son histoire, certainement complexe, est encore mal connue et donne lieu à des interprétations très divergentes. Elle a dû comporter diverses phases de construction, de destruction explosive, d'effondrements centraux (caldera), et des épisodes de déstabilisation cataclysmique de versants, qui ont engendré de volumineuses avalanches de débris évoluant vers l'aval en vastes écoulements (lahars) étalés sur toutes les régions périphériques.

À l'issue de la vidange et/ou du refroidissement des réservoirs intracrustaux centraux, l'activité éruptive se poursuit de façon décentralisée entre 6,5 et 4 Ma (Messinien—Zancléen), sur une aire partiellement calquée sur l'ancien strato-volcan et le débordant largement vers l'Est et le Nord. Alimentée par des réservoirs basi-crustaux ou directement à partir du manteau, cette activité ne produit plus que des laves basaltiques moyennement à fortement alcalines (basanites, basaltes et hawaïites), acheminées par des voies dispersées, et émises selon un mode principalement effusif. D'ultimes manifestations s'en poursuivent très localement durant le Pliocène supérieur.

**Série cantalienne *s.s.*** En raison de la situation très excentrique de la feuille Chaudes-Aigues — et aussi de l'altitude élevée du socle hercynien qui a limité son extension distale —, le complexe lavique et pyroclastique qui constitue l'essentiel du strato-volcan dans sa région centrale (feuille Murat), se restreint ici à *une génération unique de coulées de débris* (lahars), à l'exclusion de tout terme différencié autochtone (Bourdier *et al*, 1989). À ces formations, seuls représentants de la « série cantalienne *s.s.* », a été affecté l'in-

dice chronologique 2 (<sup>2</sup>lh). En raison de leur vaste extension, elles constituent l'événement-repère autour duquel les basaltes, qui couvrent une superficie importante de la feuille, ont été scindés en deux ensembles : inférieur et supérieur.

**Série basaltique inférieure** (indice chronologique 1). Minoritaire, recouverte et pour l'essentiel masquée par les coulées boueuses, elle n'apparaît qu'au fond de la vallée de l'Épie, et localement sur la marge des planèzes. Son extension est certainement discontinue et très restreinte, mais ne peut être déterminée. Nous ne disposons d'aucune mesure d'âge de ces basaltes sur la feuille Chaudes-Aigues. En raison du caractère très tardif, dans l'histoire du Cantal (probablement autour de 6,5 Ma), du cataclysme ayant engendré les coulées de débris, il n'est plus possible de désigner ce premier ensemble basaltique sous le terme « infra-cantalien » utilisé sur la feuille Saint-Flour ; nous nous bornerons à le qualifier d' « infra-laharique ». Certaines coulées peuvent effectivement avoir été précoces (génération de 11 à 9 Ma). Mais, comme on se situe à l'extérieur de l'aire d'influence des réservoirs centraux, d'autres peuvent aussi bien être synchrones de l'édification du strato-volcan (de 9 à 6,5 Ma) ;

**Série basaltique supérieure** (indice chronologique 3). Majoritaire, couvrant l'essentiel de la surface volcanisée de la feuille, elle constitue les « planèzes » (du latin *planitia* = pays plat), étalées sur une topographie préalablement nivelée par les coulées boueuses. Ces basaltes correspondent à l'ensemble dit « supra-cantalien » de la feuille Saint-Flour (= « basaltes des plateaux », ou « basaltes pliocènes » des auteurs). Une seule mesure d'âge en a été directement effectuée sur la feuille Chaudes-Aigues (5,2 Ma pour la basanite à leucite du puech de La Loubeyre) ; par analogie avec les données disponibles sur les régions voisines (feuilles Vic-sur-Cère, Murat et Saint-Flour), on peut affirmer que cet ensemble s'est constitué entre 6 et 4 Ma, avec quelques récurrences tardives possibles autour de 3 Ma.

L'extension de la planèze de Cézens—Pierrefort est demeurée nettement en-deçà de celle des lahars cantaliens préalablement canalisés vers le paléocours de la Truyère. La planèze de Saint-Flour, au contraire, déborde largement les lahars vers l'extérieur pour reposer directement sur le socle gneissique ; isolés plus à l'Est, les basaltes du plateau de Villedieu—Alleuze en sont le prolongement naturel.

**À l'extérieur du Cantal proprement-dit**, divers lambeaux et coulées volcaniques sont dispersés sur le socle au Sud de la Truyère. Les plus occidentaux (plateaux de Lieutadès et Espinasse) peuvent sans difficulté être rapportés aux trois ensembles précédents, les lahars cantaliens étant venus s'y canaliser selon l'ancien cours de la Truyère miocène. Les basaltes infra-lahariques (datés à 7,1 et 8,7 Ma) peuvent y être regardés comme satellites septentrionaux de l'Aubrac, alors que les basaltes supra-lahariques appartiennent incontestablement à la série planézienne.

Par contre, en l'absence d'horizon stratigraphique repère, les indices chronologiques (1 ou 3) affectés aux témoins orientaux sont beaucoup plus

discutables, en raison de données géochronologiques parfois contradictoires. Si l'âge « ancien » des basaltes d'Auriac et de Loubaresse ne fait guère de doute, le rattachement à la série planézienne du plateau de Montchanson—Faverolles est tout à fait arbitraire : il pourrait aussi bien, comme son homologue oriental le plateau de Julliangés (feuilles Saugues), être âgé de plus de 7 Ma.

Enfin, pour ce qui concerne les basaltes des environs d'Arzenc-d'Apcher, ils n'ont été rapportés à la « série supérieure » que par analogie avec ceux de Chauchailles, situés plus au Sud le long de la vallée du Bès (feuille Nasbinals), et âgés de 4 à 6 Ma. Quant aux pointements de Maurines, réduits à de modestes chicots, il n'est pas exclu qu'ils soient beaucoup plus anciens.

### Série basaltique inférieure (= infra-laharique)

<sup>1</sup>βn. **Basanites ou mélabasanites (ankaramites) à néphéline.** Laves du type le plus banal à toute époque dans la plupart des régions volcaniques du Massif central, les basanites infra-lahariques de la feuille Chaudes-Aigues ne montrent pas de différences fondamentales avec leurs équivalents planéziens (voir <sup>3</sup>βn) ; leur moindre variété peut ne refléter que leur moindre représentation. Il convient toutefois de noter l'absence aussi bien de termes très mélanocrates (l'indice de coloration varie de 55 à 65) que de termes très alcalins : la somme K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O excède rarement 5 % et la néphéline normative 10 %, et la leucite n'y a jamais été observée (cf. tabl. 1, an. 1 à 3). Par l'ensemble de leurs caractères, elles sont très comparables aux laves de l'Aubrac, leurs contemporaines.

- La **coulée inférieure du plateau d'Espinasse**, au Sud de la Truyère à l'Ouest de la feuille, est la plus jeune de cette génération (7,1 Ma). Reposant par places sur quelques mètres d'argiles et graviers quartzeux, elle occupe la base du remblaiement de la paléo-Truyère. Son origine est inconnue. Elle comporte un entablement vitreux à faux prismes fasciculés, à cassure silexoïde noire, formant une corniche qui s'écroule en un chaos de gros compartiments ; et une colonnade grossière mieux cristallisée, à cassure gris acier, souvent débitée en dalles horizontales. La lave est à l'œil nu totalement aphyrique. Au microscope apparaissent des microphénocristaux de pyroxène, peu abondants, et d'olivine, très nombreux et généralement transformés en iddingsite. La pâte de la colonnade, finement mais totalement cristallisée, est constituée par un assemblage microlitique de plagioclases et pyroxènes très orientés, répartis de façon inhomogène : la fluidalité est soulignée par une alternance de fines lamines alternativement plus sombres, enrichies en pyroxène, et plus claires, enrichies en plagioclases.

- La **coulée de Loubaresse**, au Sud de la Truyère à l'Est de la feuille, est constituée d'une mélabasanite aphyrique très semblable à la précédente. Les nombreux microphénocristaux d'olivine y sont presque toujours serpentinisés. La pâte finement microlitique est plus homogène, mais partout incomplètement cristallisée. Plus riche en Na<sub>2</sub>O que la précédente (3,6 %), c'est la lave la plus sous-saturée de cet ensemble (Ne norm. 14%).

D'origine inconnue, cette coulée constitue d'une part le plateau de Loubresse (traversé en tranchée par la voie ferrée Paris—Béziers et par l'auto-route A 75 en construction), d'autre part des lambeaux isolés par l'érosion à l'Ouest (Bournoncles) et à l'Est (entre Le Terran et Clavières-d'Outre). Son épaisseur actuelle atteint 40 m (sondages du laboratoire de l'Équipement) et devait à l'origine avoisiner 60 m. L'entablement vitreux n'est conservé que localement, principalement du côté sud. La colonnade est généralement très altérée, les prismes se débitant « en pile d'assiettes » (ancienne carrière de Pompignac), et se résolvant en boules écailleuses, en galettes, graviers et pseudo-galets, voire en une masse argileuse grisâtre à croûtes ferrugineuses (Clavières-d'Outre).

Cette coulée moule, avant d'en déborder latéralement en plateau, une paléovallée (et plusieurs vallons affluents) profondément creusée dans les gneiss, et d'orientation W-E totalement différente du réseau hydrographique actuel. L'absence totale de pente longitudinale contraste avec le profil transversal en V très étroit de cette paléovallée : en effet, le fond du thalweg fossile reste rigoureusement à la même cote (900 m) sur 3,5 km de long. Peut-être faut-il y voir l'effet d'un basculement tectonique. Il en résulte que le sens d'écoulement est incertain ; il semble logique d'admettre qu'il s'effectuait d'Ouest en Est, en direction de la proto-Truyère, contrairement à ce qui a été par erreur indiqué sur la carte.

La coulée de Loubresse a été datée à  $11,4 \pm 0,5$  Ma (Gibert et Bellon, 1979). Mais cette valeur est probablement trop grande, les sédiments sous-jacents du côté oriental enregistrant une éruption cantalienne à laves différenciées (horizon enrichi en sphène volcanique ; voir m2-3S).

*Remarque.* Au Sud de Clavières-d'Outre, le lambeau basaltique de La Baraque-Noire constitue une entité indépendante, d'origine également inconnue, à une altitude plus élevée (paléothalweg à 965 m). La lave est une basanite d'un type fréquent dans la génération supra-cantalienne, à laquelle il n'est pas exclu qu'elle appartienne. Non exempte de phénocristaux d'olivine macroscopiques, elle se caractérise par une pâte riche en petites paillettes de biotite, et en plages interstitielles ou veinules limpides dont une partie pourrait représenter de la leucite non maclée.

• La **coulée de Cordesse à Rochebrune**. Une coupe transversale à la vallée de l'Épie, au niveau de l'ancien moulin de Tagenac, montre le cours d'eau incisant une coulée basaltique dont l'épaisseur atteint 80 m sous Sanègre. Elle passe, sur les deux versants, sous la puissante coulée de débris cantalienne (*l'h*), en semelle de laquelle son toit scoriacé est localement conservé. La roche, de teinte gris sombre à la cassure fraîche (elle est presque partout très altérée), est modérément porphyrique, montrant à l'œil nu quelques petits phénocristaux d'augite et olivine et, irrégulièrement réparties, de grandes augites de 5 à 10 mm. Cette lave, mésocrate (col. = 55) montre une pâte homogène riche en microlites de labrador disposés en treillis ou en mosaïque, à tendance localement microdoléritique. L'olivine est systématiquement serpentinisée. Les grands pyroxènes sont généralement maclés, zonés et déstabilisés, avec bordure corrodée et recristallisée. Peu différenciée (DI = 27), pauvre en potassium ( $K_2O = 0,8\%$ ), cette lave est peu sous-saturée (Ne norm. 5,9 %) : il s'agit donc, en toute rigueur, plutôt d'un basalte que d'une vraie basanite.



Cette coulée apparaît du côté ouest sous l'éperon bréchiq ue (lahar à - grands panneaux d'avalanche de débris) qui supporte le château de Rochebrune. Vers l'aval, au coude de l'Épie entre les anciens moulins de Tagenac et de Rochegonde, elle bute contre le gneiss qui remonte très haut sous les deux planèzes, la vallée actuelle coupant perpendiculairement le versant concave d'un méandre de la vallée miocène. La coulée réapparaît ensuite vers l'Est en plusieurs lambeaux séparés par les festons de la marge planézienne méridionale : au Sud de Costeirac, elle forme un verrou barrant la haute-vallée de la Tourette ; au Sud-Ouest de Cordesse, au lieu-dit le Peuch-Long, sous un lambeau isolé de basanite planézienne, est conservé un petit **cône scoriacé** avec bombes en fuseau ( $^1_s\beta$ ), traversé de filons à grands pyroxènes et fantômes d'amphiboles résorbées, représentant probablement le point d'émission de cette coulée.

Les divers affleurements de part et d'autre de la région de Neuvéglise, montrent un abaissement graduel de la surface de la coulée de l'ESE vers l'WNW (965 m à Costeirac, 920 m à Rochebrune). Ils dessinent une série de méandres permettant de retracer sur 6 km une vallée miocène qui s'écoulait vers l'WNW, c'est-à-dire vers l'actuel centre du massif cantalien, en sens inverse de l'actuelle vallée de l'Épie. L'âge de la coulée basaltique n'a pas été mesuré. Il pourrait représenter un jalon important de l'évolution géomorphologique de la région : en effet, cette coulée semble fossiliser un cours d'eau profondément creusé dans le socle, antérieurement à l'aménagement de la paléo-Truyère qui, à partir de 8,7 Ma au moins, a conditionné l'écoulement d'une partie des produits volcaniques (lahars et basaltes) tant du Cantal que de l'Aubrac.

*Remarque.* Le long de la voie d'accès au château de Rochebrune, entre la coulée basaltique du fond de la vallée et le lahar à grands panneaux d'avalanche de débris, on peut observer, sur une dizaine de mètres d'épaisseur, une masse de scories agglomérées ou soudées comportant de nombreuses bombes aplaties « en bouse de vache » et quelques bombes fuselées ( $^1_s\beta$ ). Ces produits, n'étant pas désorganisés ni mélangés, ont été figurés sur la carte comme constituant un petit appareil infra-laharique autochtone reposant sur le basalte inférieur. On ne saurait toutefois exclure qu'il s'agisse d'un panneau transporté avec l'avalanche de débris, car le lahar, près du pont de Rochebrune — c'est-à-dire à l'amont —, est lui-même localement enrichi en paquets de scories et bombes basaltiques « en fuseau » à grands phénocristaux de pyroxène.

$^1_p\beta_n$ . **Basanite porphyrique riche en clinopyroxène.** Isolé sur le socle gneissique au Sud-Ouest du hameau de Chassagne, 2,5 km à l'Est de Neuvéglise, le Puech (p.c. 971) est un culot, flanqué latéralement de deux petites intrusions adventives, d'une basanite ankaramitique à caractère cumulatif: cette lave sombre est particulièrement riche en phénocristaux d'augite de 1 à 4 mm (voir tab. 1, an. 4). Elle ne présente pas d'autre originalité chimico-minéralogique.

500 m au Nord-Ouest, au Sud de Petit-Cordesse, un lambeau de coulée de la même lave disparaît sous la marge planézienne. Il est en partie décomposé en une argile plastique blanchâtre où ne sont plus reconnaissables que les nombreux fantômes de pyroxènes. Ce lambeau, qui occupe un chenal

creusé dans le socle, à écoulement SW-NE, est entaillé par un autre chenal comblé par un lahar, de même direction mais à écoulement en sens inverse (NE-SW). Cette coulée pose donc le même problème paléohydrographique que celle de Cordesse—Rochebrune.

<sup>1</sup>βH. **Basaltes mésocrates à tendance hawaïitique.** Il s'agit de laves mésocrates à tendance leucocrate (col. 40 à 46), très peu sous-saturées (Ne norm. 2 à 4 % pour SiO<sub>2</sub> = 45 à 48 %), aphyriques à subaphyriques, dont la pâte trachytique ou semi-vitreuse révèle une nette prédominance des plagioclases sur les pyroxènes. Elles constituent un type intermédiaire entre les basanites et les vraies hawaïites (tabl. 1, an. 5 et 6). Avec un DI de 33 à 35, leur composition minéralogique est encore nettement de type basaltique (dans le diagramme de Lebas, elle se placent d'ailleurs dans le champ des basaltes). Deux coulées seulement ont été rangées dans cette catégorie, l'une et l'autre dans le volcanisme dispersé au Sud de la Truyère.

- La **coulée inférieure du plateau de Lieutadès**, d'Espayrac à La Sauvetat, datée à 8,7 Ma, prend naissance près de Montgros (feuille Nasbinals) d'où elle a atteint la paléo-Truyère par un petit affluent de rive gauche. La lave, presque aphyrique (rares phénocristaux d'olivine), à fluidalité bien marquée, est le plus souvent gris sombre en cassure fraîche (mais elle peut s'entourer d'une patine blanche accompagnant un débit en galettes). Elle prend localement une teinte vert sombre liée à une serpentinitisation poussée, accompagnée d'une invasion par de petites druses de zéolites. La pâte, trachytique, largement cristallisée, comporte quelques microlites de plagioclase de grande taille, mais il ne s'agit pas de véritables phénocristaux. Il y apparaît localement des plages interstitielles de feldspath alcalin. Le pyroxène n'est présent qu'à l'état de granules. L'olivine, fréquemment totalement transformée en serpentine, est présente en abondance sous forme de microphénocristaux. Par sa situation géographique et chronologique, comme par l'ensemble de ses caractères chimico-minéralogiques, cette coulée appartient nettement à l'Aubrac.

- La **coulée inférieure du plateau de Faverolles** prend naissance au volcan d'Auriac, près du confluent Bès—Truyère. Cet appareil comporte deux culots principaux et deux intrusions adventives disposés en arc de cercle. Une carrière dans le culot oriental montre une disposition classique de lac de lave, à mur centroclinal et prismation divergente. Ce culot occupe le centre d'un petit diatrème elliptique de 400 x 175 m, dont les produits très argilés ont été confondus sur les cartes précédentes avec des dépôts sédimentaires. Ces produits sont constitués par une **brèche polyolithologique** (<sup>br</sup>β) classique des éruptions phréatomagmatiques : mélange, au sein d'une matrice fine totalement transformée en argile jaune, de blocs et bombes basaltiques « en chou-fleur », de grains de quartz et feldspath, de fragments de quartz, gneiss et granites (tous éléments repris à l'encaissant immédiat, constitué de gneiss muscovitisés très riches en amandes de quartz et recouverts par un lacis complexe de granites et aplites non représentés sur la carte).

La lave constituant les intrusions d'Auriac est exactement la même que celle de la coulée exploitée pour l'empierrement à la carrière de Ribassou,

1 km au Sud de Faverolles. Cette coulée a été datée à  $10,7 \pm 0,5$  Ma par H. Bellon et J.P. Gibert (1979), mais confondue avec la coulée supérieure du plateau de Faverolles issue du peuch de la Cavale. Recouverte par les sédiments miocènes, elle comble une paléovallée profondément encaissée dans le socle gneissique et d'orientation W-E, témoin d'un réseau hydrographique très différent de l'actuel. Le front de taille de la carrière montre un entablement vitreux d'épaisseur irrégulière, à débit en petits prismes fasciculés, et une colonnade basale bien formée, où la lave est mieux cristallisée mais altérée. Plus au Sud, de part et d'autre du ruisseau de Lodières, l'entablement supporte à son tour une « fausse colonnade » exceptionnellement développée et bien prismée.

Le basalte d'Auriac—Faverolles inf., de teinte très sombre à la cassure mais à patine blanche fréquente, montre à l'œil nu quelques phénocristaux d'olivine (1-2 mm), plus rarement d'augite (1-15 mm), et exceptionnellement de plagioclases en cours de résorption, ainsi que des petites enclaves de socle et de très petits nodules de péridotite également résorbés. Au microscope, la pâte à tendance trachytique, riche en verre brun ou incolore, est constituée de microlites de plagioclases bien développés et d'une poussière de granules à microlites de pyroxène. Elle englobe d'abondants petits phénocristaux de pyroxène et d'olivine généralement transformée en serpentine ou iddingsite. En dépit d'un DI de 35, ses caractères sont encore ceux d'un basalte, très proche de celui qui constitue plus au Nord la coulée « infra-cantalienne » des Orgues de Saint-Flour.

**<sup>1</sup>H. Hawaïite.** Le hameau de Rochegonde (commune de Neuvéglise) est édifié sur un promontoire de 700 m de long, dominant le versant gauche de l'Épie profondément encaissé dans les gneiss, et flanqué de deux necks basanitiques appartenant à la série planézienne. Cette étroite langue est constituée d'une lave assez altérée, gris sombre à la cassure fraîche, à grands phénocristaux d'augite, caractérisée — surtout vers la base — par d'assez nombreuses baguettes de hornblende brune de 2 à 10 mm. Elle comporte en outre quelques enclaves granulitiques. Il s'agit d'une lave subleucocrate (col. = 39), où l'olivine n'est présente qu'en faible quantité et à l'état de granules microscopiques totalement transformés en produits secondaires (iddingsite et serpentine) ; elle s'accompagne de paillettes de biotite, de teinte souvent verdâtre. La pâte, à structure trachytique, est essentiellement constituée de microlites de plagioclase bien développés et de granules de pyroxène, avec quelques feldspaths alcalins. Les minéraux opaques se répartissent en deux générations : des granules, et quelques grandes lamelles de magnétite à bord dentelé. Les phénocristaux d'amphibole sont résorbés — les plus grands seulement à leur périphérie — et transformés en un assemblage rhönite + cpx + plagio. + opaques (+ calcite). Enfin, il peut apparaître quelques rares phénocristaux de plagioclases non zonés, limpides mais à bordure fortement corrodée. Avec un DI de 40 et une norme équilibrée (Ne = 0,5 pour SiO<sub>2</sub> = 48 %), cette lave est la seule hawaïite franche, à tendance potassique, de la feuille Chaudes-Aigues (tabl. 1, an. 7).

Cette coulée, dont l'origine est inconnue, comble une paléovallée creusée dans les gneiss, dont le versant sud est partiellement conservé. Elle est recouverte par 10 à 15 m d'argiles rouges à graviers et cailloutis quartzeux

mal émoussé, elles-mêmes séparées des basaltes planéziens par 10 m de lahar très argilisé.

### Série cantalienne s.s.

<sup>2</sup>*lh. Lahars et coulées de débris.* Les brèches à composants essentiellement trachy-andésitiques, qui prédominent parmi les produits du strato-volcan cantalien (« brèche andésitique » de la littérature), ont fait l'objet de nombreux travaux depuis un siècle, mais les distinctions lithologiques et texturales, ainsi que les relations stratigraphiques en leur sein, sont encore mal assurées. Les observations de terrain récemment effectuées sur les versants sud et ouest du massif (Bourdier *et al.*, 1989) ont établi que les différents faciès de « brèches » affleurant dans les parties médianes et distales de ces versants ne présentent pas de continuité à l'échelle kilométrique. Ils constituent des panneaux à l'intérieur d'une puissante formation chaotique à faciès d'avalanche de débris, passant à des faciès de lahar dans les zones les plus périphériques. Ces derniers sont très largement majoritaires sur la feuille Chaudes-Aigues. Ils apparaissent principalement, d'une part dans la vallée de l'Épie entre Farges et Rochegonde, d'autre part sur toute la marge méridionale de la planèze de Cézens—Pierrefort. L'épaisseur de la formation est de l'ordre de 60 à 80 m, avec un maximum de 100 m entre Malefosse et le pont de Rochebrune. Les conditions d'observation en sont médiocres, en raison de l'argilisation de la matrice boueuse. Les meilleurs affleurements se situent au-dessus de Sainte-Marie, et dans la vallée de l'Épie le long de la route D 990 entre le pont de Rochebrune et le moulin de Cathelat (l'élargissement récent de cette route en a notablement facilité l'étude).

• **Faciès « avalanche de débris ».** Dans ces deux secteurs 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 comme celui qui porte le château de Rochebrune.

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 (Rochebrune), 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 + marmo-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, ces faciès sont

inconnus sur la feuille Chaudes-Aigues comme sur l'ensemble du fossé margeridien. On peut supposer qu'ils constituent pour partie le substratum des régions centrales du strato-volcan.

Les éléments d'ordre décamétrique sont représentés par des mégablocs trachy-andésitiques, de rares panneaux de nuées ardentes latitiques, et essentiellement par des panneaux de brèche trachy-andésitique monogénique à faciès de coulées autobréchifiées. Localement, ces panneaux peuvent être partiellement jointifs et se supporter mutuellement (pont de Rochebrune). Certains panneaux et blocs présentent des figures internes de déformation cassante. Mais la structure originelle de nombre d'entre eux est pour l'essentiel conservée (dépôts de nuées ardentes péleennes à consistance meuble, grosses poches de sédiments argilo-calcaires stratifiés, 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 St 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.

- **Faciès « coulée de débris »**. Les aspects d'avalanches de débris, qui peuvent représenter l'essentiel de la « brèche andésitique » dans nombre de vallées occidentales du Cantal lorsqu'on pénètre vers le centre du massif, ne constituent sur la feuille Chaudes-Aigues qu'un faciès local, non représentatif de l'ensemble de la formation. Si celle-ci n'affleure bien qu'en de rares secteurs (Sainte-Marie, Rochebrune) c'est parce que la fréquence et les dimensions des mégablocs bréchiqes indurés y est exceptionnelle. Mais ces mégablocs eux-mêmes sont rassemblés en essaims ou en vastes panneaux d'ordre supérieur, décamétriques à plurihectométriques, entre lesquels le liant général est constitué par une matrice boueuse claire enrichie en cendres, à caractère franchement laharique, emballant des matériaux totalement hétéroclites. En dehors de ces trains de mégablocs (dont nous n'avons représenté que les principaux, souvent en exagérant leurs dimensions), cette matrice boueuse devient largement prédominante, et la formation affleure peu en raison de son argilisation généralisée. Le faciès le plus dilué (coulée boueuse ou « mud-flow » *s.s.*), ne comportant que des éléments inframétriques, n'est représenté que dans les régions les plus distales, notamment au Sud de la Truyère. Le terme le plus répandu est un faciès plus concentré, de type « coulée de débris » (= debris-flow), encore relativement riche en blocs métriques ou plurimétriques, avec rares mégablocs dispersés.

La répartition cartographique des trains de mégablocs sur la feuille Chaudes-Aigues ne montre aucune évolution graduelle d'amont en aval, et il est impossible d'y discerner (sauf au Sud de la Truyère) des faciès distaux ou proximaux. Bien au contraire, l'essaim de panneaux bréchiqes constituant les falaises de Rochebrune se situe dans une position nettement aval dans la vallée de l'Épie. Et celui de Sainte-Marie, le plus spectaculaire, qui comporte plusieurs panneaux de 100 à 200 m de long pour 10 à 20 m de haut, occupe une position très distale aux abords de la vallée de la Truyère.

- **Interprétation.** On ne connaît pas la nature du mécanisme éruptif qui a déclenché les avalanches de débris initiales. Il est probable que ces avalanches, parties des régions hautes du Cantal, n'ont pas atteint d'emblée le territoire ici concerné. Quoi qu'il en soit, il est certain que leurs matériaux ont

été par la suite repris et dispersés par des écoulements boueux denses généralisés, et que seuls ces phénomènes lahariques, de durée certainement très brève, sont enregistrés sur la feuille Chaudes-Aigues. Les terrains cartographiés ici sous la seule mention <sup>2</sup>*lh* 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. Il constitue une entité unique, quasiment instantanée, de la vallée de l'Épie à la vallée du Brezons, sur toute la périphérie de la planèze de Cézens—Pierrefort.

- **Chronologie.** Ces lahars ne correspondent 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 lahar 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 plus à l'Ouest 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). D'autre part, les lahars de la région d'Aurillac, en tous points comparables, contiennent des mégablocs de laves sous-saturées : basaltes, « téphrites » et phonolites, âgés de 6,5 à 6,7 Ma ; mais cette constatation n'est pas nécessairement transposable sur la feuille Chaudes-Aigues, où rien ne permet d'affirmer qu'il s'agisse du même événement.

Par ailleurs, nous n'avons jamais observé sur le territoire de la feuille Chaudes-Aigues, entre cette génération de lahars et les basaltes des planèzes qui les recouvrent directement, d'indice de dépôt éruptif, volcano-détritique ou sédimentaire. L'érosion entre les deux ensembles semble avoir été très discrète. Il est donc probable que ces lahars se placent à une époque très tardive dans l'histoire du strato-volcan, peu avant l'épanchement des basaltes planéziens, dont on ne connaît sur ce versant du Cantal aucun représentant plus vieux que 5,8 Ma.

- **Paléogéographie.** Le large étalement des coulées de débris — qui représentent un volume énorme — traduit l'ennoiement 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 (voir m2-3), 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).

- **Lahars des environs des Ternes.** L'ensemble des interprétations génétiques et chronologiques précédentes peut être étendu vers l'Est jusqu'aux environs de Neuvéglise, c'est-à-dire sur le territoire drainé par la paléo-Truyère miocène et ses affluents de rive droite à l'aval du barrage de Lanau. Par

contre, il serait prématuré d'étendre ces conclusions plus à l'Est, aux modestes témoins lahariques comblant quelques vallons sous-basaltiques, sur des épaisseurs de 10 à 30 m, aux environs de Sériers et des Ternes. Ces témoins ne représentent probablement que les restes d'une coulée ayant emprunté le cours amont de la paléo-Truyère, à l'emplacement de l'actuelle vallée de la Jurolle, et totalement érodée depuis (voir fig. 5). On a affaire ici à un faciès de coulée boueuse assez diluée, à matrice riche en ponces blanches, et pauvre en blocs n'excédant guère des dimensions décimétriques. Ces caractères sont proches de ceux du grand lahar d'Andelat—Le Sailhant (feuille Saint-Flour : <sup>6</sup>lh), probablement plus ancien dans l'histoire du Cantal, et interprété comme consécutif, non à un phénomène d'avalanche de débris, mais à une puissante éruption plinienne responsable de l'accumulation de 40 m de dépôts cendro-ponceux.

• **Pétrographie des trachy-andésites.** Ces laves apparaissant toujours, sur la feuille Chaudes-Aigues, sous forme de blocs et panneaux transportés par les lahars, 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 (An 30-50), 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'hyperssthène. 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 feldspatiques.

Les *trachy-andésites autobréchiflées* (« brèche 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.

vs. **Complexe volcano-sédimentaire.** La seule formation cantalienne autre que laharique trouvée sur la feuille Chaudes-Aigues a été observée en 1963 à la faveur d'un glissement de terrain en rive gauche du ruisseau des Ternes, sous La Bastide. Il s'agit d'une cinérite argileuse grise, litée, ne renfermant aucun bloc, où s'intercalaient quelques lits exclusivement constitués de petites ponces rondes de 1 à 5 mm de diamètre. Il y a été recueilli deux tronçons écrasés de tronc d'arbre (conifère de type pin), partiellement carbonisés et silicifiés, disposés à plat dans la cinérite. Les éboulis basaltiques encombrant ce versant masquaient les relations aussi bien avec le substrat gneissique argilisé qu'avec les basaltes superposés. Ce dépôt, observable sur 3 m de hauteur, nous a semblé présenter un caractère nettement remanié, alluvial. Mais il n'a jamais été retrouvé, et on ne saurait exclure qu'il s'agisse plutôt

de retombées directes de panaches pliniens (« air-fall deposits »), telles qu'on en connaît tant à la semelle qu'au toit du grand lahar d'Andelat, près de Saint-Flour.

### Série basaltique supérieure : pétrographie

Les basaltes dits « des plateaux », postérieurs à toutes les autres formations volcaniques, couvrent près du quart de la feuille Chaudes-Aigues. Dans l'impossibilité d'en établir une chronologie valable pour l'ensemble des deux planèzes de Saint-Flour et de Cézens—Pierrefort, nous nous sommes limités à des subdivisions pétrographiques (dont les coupures sont assez arbitraires, car il existe toutes les transitions entre les types définis). Les conditions d'observation en planèze sont dans l'ensemble très médiocres, même en l'absence de couverture glaciaire. Or, si certains types pétrographiques sont aisément discernables sur le terrain, la plupart présentent un faciès ubiquiste et les distinctions ne peuvent être établies que sur des critères de laboratoire. Auquel cas, des contours ne peuvent être tracés valablement que lorsque s'observent, sur le terrain, des formations intercouleées telles que scories, tufs lités, paléosols, argiles thermométamorphisées, le plus souvent de teinte rouge. Aussi nous sommes-nous astreints, en en exagérant l'épaisseur, à souligner par un liseré rouge les horizons intercouleées effectivement observés (contours non passibles de révision), éléments beaucoup plus objectifs que les impressions morphologiques tirées de la photo-interprétation. Dans quelques empilements pétrographiquement homogènes, certains contours ont été interrompus là où toute trace de formations intercouleées a été perdue. En effet, en dépit de la topographie tabulaire trompeuse des planèzes, la multiplicité des centres éruptifs, et par suite la variété des directions d'écoulement, engendrent des imbrications et juxtapositions complexes. Rares sont les épanchements laviques qui montrent une continuité spatiale comparable à celle des strates sédimentaires. Et les vastes unités (« nappes ») définies sur la carte par leur homogénéité pétrographique (planèze de Saint-Flour) peuvent être composées de plusieurs coulées superposées ou juxtaposées, éventuellement issues d'événements distincts.

<sup>3</sup>βn. **Basanites et mélabasanites (ankaramites) à néphéline (± analcime).** Ce sont les laves les plus banales, volumétriquement majoritaires sur l'ensemble des planèzes, et particulièrement sur celle de Pierrefort. Le plus souvent mésocrates, elles tendent vers un pôle mélanocrate (col. 50 à 70, le plus souvent voisin de 60, pouvant exceptionnellement atteindre 80 dans les ankaramites) et franchement sous-saturé (néphéline normative généralement comprise entre 5 et 15 %, et pouvant exceptionnellement avoisiner 20 %, c'est-à-dire atteindre le champ des néphélinites). Comparativement aux basaltes *s.s.*, l'analyse chimique (*cf.* tabl. 1, an. 8 à 21) les révèle toujours moins siliceuses (SiO<sub>2</sub> 41 à 45 %), statistiquement un peu moins alumineuses (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10 à 15%), et légèrement plus sodiques (moyenne K<sub>2</sub>O 1,30%, Na<sub>2</sub>O 3,40%). Cette composition se traduit au microscope par l'apparition systématique de la néphéline chaque fois que la lave est totalement cristallisée (par contre, elle reste généralement virtuelle dans les laves partiellement vitreuses—basanitoïdes).



Le type peut en être pris : pour la planèze de Saint-Flour, dans l'ancienne carrière dominant le château des Ternes, au bord du CD 57 (tabl. 1, an. 18) ; pour la planèze de Cézens, dans la carrière des Sagnes (Rouire) près du CD 990 ; ou encore, au Sud de la Truyère, dans la carrière de la Plaine-de-Boissière (montagne d'Arjalet) en bordure du CD 211, 2 km au Sud-Ouest de Chaudes-Aigues.

Sombres en cassure fraîche (mais claires sur les faces patinées), ces laves montrent fréquemment une altération de type « *sonnenbrenner* » (« taches de soleil ») s'accompagnant d'une décomposition facile en gravillons. On y observe toujours des phénocristaux d'olivine et d'augite, en quantité très variable et atteignant rarement 0,5 cm. Il peut s'y ajouter de rares phénocristaux de hornblende brune toujours résorbée. La mésostase comporte : clinopyroxène très abondant (constituant principal dans les termes ankaramitiques), oxydes opaques, labrador An 50-60. La néphéline (qui peut n'être qu'accessoire ou au contraire prédominer sur les plagioclases) apparaît en plages interstitielles, ou en grands cristaux pœcilitiques, ou en petites sections subautomorphes. Il peut s'y ajouter une faible quantité de feldspath alcalin et de biotite. L'analcime, le plus souvent absente ou accessoire, peut dans quelques cas être aussi abondante que la néphéline.

Les termes mésocrates montrent le plus souvent une structure homogène. Par contre, dans les termes mélanocrates (ankaramites), le leucosome est souvent irrégulièrement réparti, en petites plages ou veinules, au sein de la pâte pyroxénique, avec concentration préférentielle fréquente autour de phénocristaux. Ce leucosome (assemblage plagio. + FK + néph. + anal.) peut, par places, au lieu de constituer un feutrage de microlites, avoir largement cristallisé en grandes plages pœcilitiques englobant tous les autres minéraux.

<sup>3</sup>βπ. **Basanites à nodules de péridotite.** Selon une règle générale dans les séries alcalines du Massif central français, seuls les basaltes *s.s.* (saturés) microlitiques ou doléritiques, sont totalement dépourvus de nodules de péridotite. Tous les termes sous-saturés, basanites et néphélinites, avec ou sans leucite, en comportent toujours en quantité faible et variable (souvent plus abondante aux abords des bouches éruptives), et de dimensions réduites (0,5-2 cm). Aussi n'avons-nous individualisé sous la notation <sup>3</sup>□□ que des laves où ces enclaves mantelliques sont particulièrement abondantes (bien qu'irrégulièrement réparties, en sorte qu'elles peuvent localement manquer), ou volumineuses (2-20 cm). Ces nodules comportent tous la paragenèse classique des lherzolites : olivine + clinopyroxène + orthopyroxène + spinelle chromifère. Les plus gros sont généralement arrondis, et les plus petits anguleux. Les laves qui les charrient ne diffèrent pas par ailleurs des autres basanites. Sur la planèze de Saint-Flour, elles constituent une nappe majeure continue de 30km<sup>2</sup> («nappe de Cussac»; de Goër, 1972), issue de trois événements éruptifs, dont seule la colline de Cussac montre quelques produits pyroclastiques (lapilli argilisés, bombes et scories soudées). Particulièrement fluide, cette nappe s'est principalement étalée vers le Nord-Est, selon une pente générale inférieure à 1 %.

<sup>3</sup><sub>α</sub>β. **Basanites « semi-porphyriques ».** Ces laves ne se distinguent du type banal que par leur caractère cumulatif. Les phénocristaux d'olivine et

d'augite (majoritaire) occupent 20 % environ du volume total de la roche. Celle-ci n'est toutefois jamais assez mélanocrate pour justifier le terme « ankaramite ». Mis en relief sur les faces patinées, ces phénocristaux sont très nombreux mais de dimensions modestes : le plus souvent 1 à 3 mm, et n'excédant jamais 5 mm (péridots) à 10 mm (pyroxènes). Ils s'accompagnent de quelques petits nodules de péridotite et cumulats pyroxéniques de 0,5 à 3 cm.

Généralement bien prismées (rocher de La Jarrige), et résistantes à l'altération, ces laves peuvent alimenter d'importants pierriers (puech de La Jarrige). Elles constituent principalement deux unités en marge de la vallée de l'Épie (planèze de Saint-Flour) :

— la première, en situation stratigraphique relativement basse (« nappe du Bourg » ; de Goër, 1972), élément majeur de la Haute-Planèze occidentale, est située en quasi-totalité sur la feuille Murat. Elle forme une corniche très continue au versant gauche de l'Épie sur 11 km, de Prat-de-Bouc à Pontfarin ;

— la seconde, en position terminale, comporte six culots cratériques de 100 à 500 m de diamètre, dont quatre bien alignés N150 entre les Malfonts (Cussac) et la Vierge (Tagenac).

Enfin, au Sud de la Truyère, la même lave constitue d'une part un culot et une petite coulée près de La Sauvetat sur le plateau de Lieutadès, d'autre part le lac de lave circulaire de 500 m de diamètre de la Devèze, près d'Arzenc-d'Apcher.

<sup>3</sup><sub>λ</sub>β. **Basanite limburgitique.** Dépourvue de toute singularité chimique ou minéralogique, cette lave ne peut-être caractérisée que par sa structure très incomplètement cristallisée, lui conférant une teinte noire et une cassure silexoidé. Le verre (qui peut constituer jusqu'à 50 % du volume) est de teinte brun violacé et zébré d'aiguilles d'ilménite. Les petits phénocristaux d'olivine, abondants, y sont fréquemment squelettiques. Le clinopyroxène, également abondant en petits phénocristaux, constitue l'essentiel des granules de la pâte. Les microlites feldspathiques sont rares, mais ils peuvent apparaître au contraire en quantité très importante dans les faciès mieux cristallisés, notamment dans la colonnade d'épaisseur restreinte en base de coulée.

Ce faciès vitreux apparaît très localement dans de nombreuses coulées de basanite (il n'a pas alors été discerné sur la carte) ; mais il ne se généralise que dans l'entablement en « faux prismes » fasciculés des coulées épaisses canalisées dans des vallées encaissées, ou encore de certains lacs de lave. Sur la feuille Chaudes-Aigues, cette disposition (d'ailleurs incomplètement réalisée) ne concerne qu'une petite coulée dominant la vallée du Bès près d'Arzenc-d'Apcher. Cete coulée, d'origine locale, repose sur un ancien niveau alluvial du Bès constitué de sables granitiques riches en galets de quartz bien roulés. Elle alimente, sur le versant de la vallée, un abondant pierrier comportant un chaos à blocs gigantesques provenant de l'écroulement de l'entablement limburgitique.

<sup>3</sup>βγ. **Basanites riches en enclaves de socle.** L'inclusion de multiples fragments du substratum est un phénomène banal dans les laves constituant des

filons, necks, culots cratériques ou lacs de laves, et de façon générale fréquent autour des événements éruptifs, plus spécialement lorsque ceux-ci ont été le siège d'explosions phréatomagmatiques. Aussi n'avons-nous individualisé sur la carte que trois cas où l'abondance exceptionnelle de ces enclaves — de dimensions millimétriques à pluricentimétriques — justifiait d'être soulignée (planèze de Cézens).

L'exemple peut en être pris dans le petit culot de Laroche, près de Pierre-fiche, au fond du ruisseau de la Fage. La lave, dont la composition chimique est celle d'une basanite banale (tabl. 1, an. 22), est subaphyrique et très vitreuse. La matrice hypocristalline est très obscurcie par une poussière de granules opaques. Peut-être en raison de sa cristallisation peu poussée, on n'observe qu'exceptionnellement, autour des multiples enclaves de granite et gneiss leptynique, la classique auréole réactionnelle de pyroxène. La même lave, ici à fluidalité très marquée, constitue un filon N 140 dans le socle 600 m à l'aval.

Les enclaves de socle sont beaucoup plus exceptionnelles dans les coulées. C'est le cas à Aubague, où il s'agit encore d'une basanite à tendance limburgitique.

<sup>3</sup>βl. **Basanites (et mélabasanites) à néphéline et leucite.** Bien que ces laves soient très proches des précédentes (et indiscernables sur le terrain) nous avons tenu à isoler ce groupe par une teinte distincte, pour attirer l'attention sur la présence de leucite, minéral qui n'a été découvert que récemment dans les basaltes du Cantal et du Cézallier (Boudon et de Goër, 1978). On peut y observer toute la même gamme des variations de structure, de coloration et de sous-saturation que dans les basanites à néphéline seule, dont elles ne diffèrent que par la composition de la phase résiduelle (tabl. 1, an. 28 à 30). Ces laves sont sensiblement plus alcalines que les précédentes (moyenne :  $K_2O$  1,80%,  $Na_2O$  3,80%), l'augmentation de la potasse se traduisant par la cristallisation de la leucite (celle-ci n'apparaissant toutefois pas toujours dans la norme, où elle peut atteindre 5 à 6 %). La leucite, xénomorphe et presque toujours finement maclée, se présente sous des aspects variés : en veinules, en globules, en plages interstitielles amiboïdes et pœcilitiques. La phlogopite (parfois en quantité notable) complète toujours l'association néphéline + leucite. Il peut accessoirement s'y adjoindre une très faible quantité d'analcime, de sodalite, et de feldspath alcalin. La leucite peut elle-même ne constituer qu'un élément accessoire très irrégulièrement réparti dans la lave.

Les basanites à leucite, fréquentes sur les planèzes septentrionales du Cantal (Boudon, 1979), sont plus exceptionnelles dans les régions méridionales. Sur la feuille Chaudes-Aigues elles n'ont été observées qu'en quelques points de la planèze de Cézens : ainsi la coulée du peuch de La Loubeyre, au Nord d'Aubaguet, qui peut être prise pour type ; ou la colline de Salseyre, au Nord de Gourdièges. Elles apparaissent également parmi les basaltes dispersés au Sud de la Truyère : au sommet du mont Mourmac (plateau d'Espinasse), et au calvaire de Larbre (plateau de Lieutadès) — qui peut également être pris pour type.

Dans le Nord du Cantal, ces laves semblent pour l'essentiel se placer dans une période relativement tardive de l'édification des planèzes prises dans leur ensemble : toutes les basanites à leucite datées y ont révélé un âge  $\leq 4,6$  Ma (Boudon et Cantagrel, 1981). Sur la feuille Chaudes-Aigues, c'est également le cas à Lieutadès ( $4,4 \pm 0,1$  Ma), mais cette règle est contredite au peuch de La Loubeyre ( $5,2 \pm 0,1$  Ma). Quant au lac de lave sommital du mont Mournac, c'est le plus jeune événement éruptif recensé sur cette feuille :  $2,9 \pm 0,05$  Ma ; cet âge est exactement celui du Plomb-du-Cantal, constitué d'une lave identique.

**$^3\beta\pi$ . Basanites à leucite, riches en nodules de péridotite.** Comme dans les basanites à néphéline et analcime, des petits nodules épars de lherzolite peuvent apparaître dans toutes les basanites à leucite. Aussi, seules ont été discernées par une surcharge celles où ces enclaves sont particulièrement abondantes et volumineuses. Outre la coulée de Lieurac, elles constituent près de Fraissinet quatre intrusions tardives à travers les volcans du puy Renel et des Roches — celles-ci formant le relief le plus apparent dominant la planèze de Cézens (1150 m).

La lave de l'intrusion sud des Roches sera prise pour type. Débitée en gros prismes dressés, elle est d'un type « semi-porphyrique », riche en petits phénocristaux d'olivine et augite, accompagnés de gros cristaux arrondis de kaersutite résorbée, de cumulats de pyroxène seul ou de pyroxène + plagioclases, et surtout de très abondants nodules de péridotite de 1 à 10 cm. Au microscope, c'est une mélabasanite (ankaramite) hétérogène, à structure nébuleuse, à larges plages de phlogopite pœcilitique. Le leucosome interstitiel est irrégulièrement réparti au milieu de la matrice principalement constituée d'un feutrage de microlites de pyroxène ; il y est disposé en mosaïque, ou en plages pœcilitiques, ou en facules et druses, constituées d'un assemblage de plagioclase, néphéline et leucite (auxquels peuvent s'adjoindre des zéolites).

**$^3\beta_m$ . Basaltes s.s, à structure microlitique.** Le terme « basalte », pris au sens strict, a été réservé à des roches assez claires, mésocrates mais à tendance leucocrate (col. = 50 à 45 le plus souvent, et pouvant descendre en dessous de 40), qui présentent une norme équilibrée oscillant entre 0 à 5 % de néphéline et 0 à 15 % d'hypersthène. Ces laves sont toujours riches en silice ( $\text{SiO}_2$  46 à 49 %), à un moindre degré en alumine ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  13 à 18 %), et relativement pauvres en alcalins ( $\leq 5$  % : moyenne  $\text{Na}_2\text{O}$  3,25 %,  $\text{K}_2\text{O}$  1,25 %). Leur DI se situe entre 27 et 35, mais un enrichissement local en alcalins peut leur faire atteindre le champ des hawaïites. Cette composition se traduit par leur richesse en plagioclases (très rares en phénocristaux), statistiquement plus basiques que dans les basanites (An 55-70). Subaphyriques à porphyriques, ces basaltes sont souvent riches en phénocristaux d'olivine. La pâte est essentiellement constituée de granules de pyroxène (minoritaires) et de microlites plagioclasiques déterminant une structure désordonnée ou trachytique, voire microdoléritique. Feldspath alcalin et biotite sont inexistants ou en infime quantité. On y observe rarement une amphibole résorbée et jamais de nodules de péridotite.

Les basaltes à structure franchement microlitiques, fréquents plus au Nord sur la feuille Saint-Flour, ne sont représentés sur la feuille Chaudes-Aigues que par deux exemples typiques :

—d'une part le sommet de peuch de La Loubeyre (p.c. 1139) dans le coin nord-ouest de la feuille, auquel il convient de rattacher deux filons N 120 situés 1 km au Sud-Est et dont la lave, bien que très riche en verre, montre une nette tendance microdoléritique ;

—d'autre part la coulée supérieure d'Arzenc-d'Apcher, au-dessus de la vallée du Bès, issue du puy de Montaigut, minuscule culot très en relief au-dessus du plateau granitique. Cette lave, qui montre des baguettes d'amphibole, pourrait en fait être une hawaïite.

Quant au basalte de teinte sombre affleurant autour du dolmen de la Table-au-Loup, 1,5 km au Sud des Ternes, il ne s'agit que d'un accident local au sein de la nappe doléritique de Bouzentès ( $\beta$ ), où la lave sur une surface de 12 ha est incomplètement cristallisée et légèrement enrichie en pyroxènes.

$\beta$ . **Basaltes doléritiques.** Chimiquement et minéralogiquement identiques aux précédentes (cf. tabl. 1, an. 31 à 35), avec lesquelles on trouve toutes les transitions, ces laves n'en diffèrent que par une plus large cristallisation des lattes de plagioclase qui atteignent des dimensions millimétriques et deviennent visibles à l'œil nu. Particulièrement développées sur la planèze de Saint-Flour, elles s'y étalent en vastes nappes facilement repérables sur le terrain. On en a distingué deux types.

Les « **dolérites grises** », claires et finement vésiculées, termes les plus leucocrates et généralement les plus saturés. Le type peut en être pris à Peyrelade, ou de préférence dans les anciennes carrières de Bouzentès, 5 km au Sud de Saint-Flour (feuille Saint-Flour), où cette roche a été largement exploitée depuis le 13<sup>e</sup> siècle comme pierre de taille et d'apparat. Cette « nappe de Bouzentès » (de Goër, 1972), particulièrement fluide, s'est étalée sur une superficie de 65 km<sup>2</sup>, pour une épaisseur initiale moyenne de l'ordre de 20 m. Sa partie située sur la feuille Chaudes-Aigues est issue, selon un mode holoeffusif, des volcans du groupe de Vernuéjols d'où elle s'est épanchée principalement vers le NNE selon une pente très faible, de l'ordre de 0,5 %. Facilement émiettée par l'altération superficielle, cette nappe est très érodée dans toute sa portion orientale où elle se réduit à un essaim de placages résiduels.

Dans le coin nord-ouest de la feuille, une roche analogue (mais un peu moins largement cristallisée) constitue la terminaison aval de la « nappe de Prat-de-Bouc », étalée en éventail sur 50 km<sup>2</sup> selon la pente du strato-volcan à partir de centres éruptifs situés en tête de planèze (feuille Murat). Une réplique plus restreinte s'en observe au Sud d'Aubaguet (le Bois-des-Lacs) sur la planèze de Cézens.

Les « **dolérites vertes** » doivent leur teinte sombre à une texture plus massive, non microvésiculée. Elles sont statistiquement légèrement plus sous-saturées et plus riches en pyroxène. Les interstices peuvent être totalement envahis par des produits serpentineux. Ces laves sont principalement représentées sur la feuille Chaudes-Aigues par la « nappe de Tagenac »,

située sous la « nappe de Bouzentès » (planèze de Saint-Flour), dont elle est localement séparée, aux environs des Ternes, par des basanites à néphéline ; le type peut en être pris dans le virage du CD 990 au Sud de Pont-de-Tagnac.

Une dolérite analogue constitue la branche sud du plateau d'Alleuze, isolée sur le socle à l'Est de la planèze ; elle est probablement issue d'une fissure NW-SE locale, dans le prolongement de la grande fissure de Latga (feuille Saint-Flour) où cette lave a été datée à  $5,8 \pm 0,2$  Ma. Une troisième unité de « dolérite verte » constitue deux coulées superposées au Sud de Gourdièges, sur le planèze de Cézens, en limite de la feuille Vic-sur-Cère. Une autre coiffe l'aile nord du plateau d'Espinasse, au Sud de la Truyère.

*Remarque.* On ne peut plus retenir l'hypothèse d'une « série claire intermédiaire » proposée par A. de Goër (1972). Les basaltes « clairs », doléritiques ( ${}^3_{d\beta}$ ) ou non ( ${}^3_{m\beta}$ ), peuvent apparaître à tous les niveaux de la série planézienne, et n'occupent pas une position stratigraphique privilégiée.

**${}^3_{H}$ . Hawaïite doléritique des Maisons.** Cette roche forme, 400 m au Sud de Fraissinet, une intrusion circulaire de 200 m de diamètre, débitée en grosses dalles subverticales, légèrement en relief au-dessus du lieu-dit Les Maisons. Non vésiculée, généralement assez altérée, de teinte gris clair à beige, elle constitue le terme extrême, sub-leucocrate et saturé, des « dolérites grises » du type Bouzentès (tabl. 1, an. 37). Au microscope, la lave est essentiellement constituée par une trame plagioclasique largement cristallisée (lattes de 1 à 2 mm), enserrant de petits cristaux de pyroxène disséminés ou regroupés en nids, et de grandes lamelles de magnétite. Les phénocristaux d'olivine, craquelés et iddingsitisés, sont fortement résorbés. L'enrichissement en silice se traduit par l'apparition de quartz dans la norme. L'indice de coloration n'excède pas 36, et le DI atteint 42 : c'est le terme le plus évolué des planèzes méridionales. Toutefois, la composition minéralogique ne présente aucune originalité par rapport au groupe précédent, et le terme de « leucobasalte » serait mieux approprié que celui d'hawaïite.

**$\beta T$ . Tachylite** (ponctuel). Équivalent basaltique des obsidiennes, les tachylites sont connues en deux endroits sur la planèze de Saint-Flour :

— parmi les scories, lapilli et bombes en fuseau du cône terminal de la coline de la Brugère (= les Brujeiros) — dans le groupe éruptif de Vernejols près du CD 921 —, on trouve d'abondantes projections tachylitiques à olivine, comparables par leur faciès et leur gisement à celles décrites par A. Lacroix (1916) au puy de Loubarcet sur la marge orientale du Cézallier (feuille Saint-Flour). Il s'agit de blocs polyédriques compacts, pouvant atteindre  $1 \text{ m}^3$ , à cassure noire silicoïde, limités par des faces à patine jaune où une altération différentielle met en relief la texture fluidale planaire. Le microscope n'y montre que des cristallites d'apatite et des fragments de périclase (olivines à macles mécaniques), nageant dans un verre fluidal brun violacé. Leur seule différence chimique avec la basanite associée (culot sommital) réside dans leur caractère *rigoureusement anhydre* (tabl. 1, an. 26). Ces blocs, projetés à l'état solide, proviennent vraisemblablement de la fragmentation par une explosion d'un culot « trempé » préalablement consolidé dans la cheminée ;

— une lave holohyaline identique montre un type de gisement différent à la

semelle de la « nappe de Cussac » (voir  ${}^3\beta\pi$ ) aux environs de Tagenac et de Farges. La basanite à grands nodules de péridotite y repose sur une brèche scoriacée à texture fluidale, de 2 à 3m d'épaisseur, constituée par une matrice vitreuse jaune à rougeâtre soudant des lapilli scoriacés, des granules tachylitiques d'un noir brillant, des cristaux isolés d'olivine, des nodules de péridotite et des fragments gneissiques. On peut recueillir tous les termes de transition entre des scories soudées et une tachylite massive, non vésiculée, à texture fluidale. Là encore, la composition chimique ne diffère de celle de la basanite associée que par l'absence totale d'eau.

**P. Pegmatitoïdes** (ponctuel). A. Lacroix (1928) a défini la pegmatitoïde comme « une roche grenue, de nature basaltique, disposée en veines dans une masse lavique bien individualisée, comme une pegmatite dans un massif de granite ». Ces différenciations hypertrophiques, très locales, avec développement de minéraux centimétriques, se caractérisent par de nombreuses anomalies de cristallisation, comme les olivines squelettiques en longues aiguilles creuses, les magnétites ajourées, les associations symplectiques pyroxène-plagioclase, les associations « en peigne » d'olivine et ilménite, etc. Elles diffèrent chimiquement de la lave congénère par une diminution notable de CaO et une chute considérable de MgO (traduite par un appauvrissement en olivine) ; par une augmentation significative de SiO<sub>2</sub> et Na<sub>2</sub>O, et plus importante de K<sub>2</sub>O (traduite par des plagioclases plus acides, un enrichissement en feldspath alcalin, et le cas échéant en néphéline et analcime). D'après les travaux de M. Fontaine-Vive (1981), la ségrégation d'un jus différencié s'est effectuée lors du refroidissement en surface de la lave, selon des processus comparables à ceux qui provoquent l'apparition de défauts de cristallisation dans les lingots métalliques.

Sur la feuille Chaudes-Aigues, des pegmatitoïdes ont été trouvées en plusieurs points de la planèze de Saint-Flour à proximité du CD 921 :

—les unes, qui n'ont jamais été observées en place, massives, constituent des blocs épars à l'Est de Fressanges ; elles pourraient être congénères de la nappe de basanite ( ${}^3\beta_n$ ) dite « de Sériers » (tabl. 1, an. 27).

—les autres, les plus fréquentes, sont associées à des horizons vacuolaires discontinus au sein de la nappe de dolérite grise ( ${}^3\beta$ ) dite « de Bouzentès » (tabl. 1, an. 36). Divers gisements épars peuvent en être trouvés entre Cordesse et Peyrelade, mais des conditions bien meilleures d'observation en sont offertes plus au Nord par le front de taille des anciennes carrières de Bouzentès (feuille Saint-Flour).

### Série basaltique supérieure : volcanologie

La répartition des voies d'alimentation de ce volcanisme est régie par la fracturation du socle, et indépendante de la superstructure du strato-volcan antérieur. Une étude de cette répartition sur l'ensemble de la planèze de Saint-Flour (de Goër, 1972), tenant compte à la fois de critères chronologiques et pétrographiques, montre que les événements ou intrusions susceptibles d'appartenir à un même épisode éruptif s'alignent en majorité selon des

directions N105 à N140 °E conformes aux fractures déterminant le graben de Saint-Flour. Les fissures correspondantes ne sont toutefois jamais directement observables. Une étude comparable sur l'ensemble de la planèze de Cézens fait apparaître un faisceau d'alignements plus fermé : N130 à N150. Les intrusions sont particulièrement nombreuses de part et d'autre de la vallée de l'Épie, précisément de direction générale N135 à l'amont de Roche-gonde. Quant aux quelques filons basaltiques rectilignes, principalement ceux qui percent les lahars sur la marge méridionale de la planèze de Cézens, leurs orientations varient de N130 à N170.

La densité des centres éruptifs sur la feuille Chaudes-Aigues est très inégale. Alors qu'il en est de disséminés sur l'ensemble de la planèze de Cézens, une grande partie de la planèze de Saint-Flour — au Nord d'une ligne Cussac—Fressanges — en est totalement dépourvue. Outre les abords de la vallée de l'Épie, ces centres sont particulièrement concentrés dans la région la plus méridionale des deux planèzes (donc la plus externe par rapport au strato-volcan) : environs de Fraissinet d'une part, et de Vernuéjols d'autre part, où l'on trouve les principaux cônes de scories.

Les *directions d'écoulement* ne sont conditionnées par la pente générale du strato-volcan différencié que dans la « zone interne », où cette pente est notable : c'est le cas seulement dans l'angle nord-ouest de la feuille Chaudes-Aigues, entre Pont-du-Gaz (planèze de Cézens) et la Narse (Lascols, planèze de Saint-Flour), où la majorité des laves proviennent d'événements situés plus à l'intérieur du massif (feuilles Murat principalement, et Vic *pro parte*). Dans la « zone périphérique », les premiers écoulements sont, comme les lahars qui les ont précédés, sollicités par la présence vers le Sud de la paléo-Truyère, dont la tête coïncidait sensiblement avec l'actuel cours de la Jurolle entre Les Ternes et Surgit, et dont le principal affluent de rive droite était déjà une paléo-Épie (voir fig. 5). Les épanchements ultérieurs peuvent s'effectuer dans des directions diverses, mais ils sont en majorité conditionnés par la concentration des centres éruptifs édifiant progressivement deux bourrelets elliptiques : l'un, sur la planèze de Cézens, allongé N150° sur 3,5 km entre Joux et les Roches; l'autre, sur la planèze de Saint-Flour, allongé N130° sur 8 km entre Cussac et Cordesse. À partir de ce dernier, les épanchements principaux s'effectuent vers le Nord-Est, selon une pente générale très faible, en direction du fossé margeridien (bassin de Saint-Flour—Neussargues).

Le *caractère très effusif (voire holo-effusif) du dynamisme dominant* rend la détection des bouches éruptives délicate même pour nombre d'émissions terminales, et *a fortiori* impossible pour la plupart des coulées inférieures. Les événements sont le plus souvent ponctuels. Pour ne pas surcharger la carte, nous n'avons matérialisé par un petit cercle que ceux qui n'étaient pas clairement manifestés par des intrusions ou des accumulations pyroclastiques notables. Pour les plus effusifs, l'indication suggérée peut ne relever que de critères altimétriques.

Les événements linéaires (fissures éruptives) semblent exceptionnels, et restent le plus souvent hypothétiques en l'absence de projections et d'injections filoniennes décelables. Ainsi avons-nous retenu pour probable au versant gauche de la vallée de l'Épie, l'existence d'une fissure (ou d'un système de fissures), orientée N145°, longue de 5 km au moins (peut-être 7), du



tumulus de Farges au maar du ruisseau de Tagenac. Cette fissure aurait été responsable d'une puissante nappe de mélabasanite dite « nappe de La Jarrige » (de Goër, 1972), épaisse de 70 à 80 m entre La Chassagne et le puech de La Jarrige ; ultérieurement recouverte et masquée par la nappe de basanite à nodules de péridotite « de Cussac », elle aurait été réactivée par la suite pour laisser passage aux intrusions de basanite porphyrique des Malfonts, La Jarrige et Tagenac. Beaucoup plus hypothétique et non figurée sur la carte, une autre fissure éruptive, N130°, longue de 2,5 km, pourrait être à l'origine des « dolérites vertes » de la branche sud du plateau d'Alleuze, dans le prolongement de la grande fissure de Latga (feuille Saint-Flour).

Les *superpositions ou successions chronologiques* sont fréquemment difficiles à matérialiser, voire à établir, la discordance stratigraphique devenant la règle dans certains secteurs, en raison de la proximité des centres éruptifs ou de directions générales d'épanchement variées, la fluidité des basaltes leur permettant d'envoyer des topographies en contournant les reliefs préexistants.

<sup>3</sup>β. **Projections scoriacées.** Bombes « en fuseau » ou « en bouse de vache », scories et lapilli scoriacés de teinte généralement rougeâtre, parfois bleuâtre, peuvent constituer des accumulations volumineuses : ce sont les appareils dits « stromboliens », toujours très démantelés et érodés (aucun cratère ne subsiste). Les plus beaux exemples en sont fournis, sur la planèze de Saint-Flour par les collines de Vernuéjols (les Roches, les Brujeiros, les Gardes), et sur la planèze de Cézens par les collines de Fraissinet (les Roches, bois de Renel). L'aire éruptive de Vernuéjols constitue un cas assez particulier : sept collines y sont regroupées sur une aire elliptique de 5 km<sup>2</sup>, allongée N 20°, où les projections scoriacées affleurent sur 65 m de dénivellation, armées d'intrusions diverses : filons, sills et culots, de nature variée. Il est probable qu'elles représentent le résultat de l'érosion sur un édifice initial unique et complexe nettement plus élevé, ayant connu par des bouches multiples une activité polyphasée. Cet appareil a participé à l'émission de la plupart des grandes unités constituant la partie méridionale de la planèze de Saint-Flour : dolérites, basanites et basanites ankaramitiques infra- et supradoléritiques. Par un phénomène d'inversion de relief relativement fréquent sur les hautes planèzes cantaliennes comme sur les hauts-plateaux du Cézallier et de l'Aubrac — mais par contre exceptionnel à cette altitude —, toute la partie centrale de cet édifice, initialement la plus élevée, aurait été évidée par l'érosion et constitue actuellement le bassin d'alimentation du ruisseau de la Tourette.

Le plus souvent, à un fonctionnement initial faiblement explosif n'ayant produit qu'une petite quantité de scories, succède un dynamisme beaucoup plus effusif avec débordement de la lave par le cratère sommital. Il en résulte des édifices très surbaissés, où les projections initiales n'apparaissent qu'à la faveur de l'érosion de la carapace lavique ; deux bons exemples en sont fournis sur la planèze de Saint-Flour par la colline de Fressanges (à l'extrémité nord de l'aire éruptive de Vernuéjols) et la colline de Cussac (l'un des trois centres d'émission de la nappe de basanite à grands nodules de péridotite). Sur la planèze de Cézens, les coupes observables au flanc du puy Renel, au-dessus de Fraissinet, illustrent à l'évidence le fonctionnement de ce type d'appareil : sur un cône de scories rouges banales à bombes et lapilli,

injectées de filonnets basaltiques, on voit des dizaines de petites coulées élémentaires scoriacées, juxtaposées, descendant du sommet ; à la base, au niveau du hameau, une coulée prenant naissance sous le cône s'injecte en filons dans les scories situées sur son dos. Plus à l'Ouest (feuille Vic-sur-Cère), le puy d'Assac offre des coupes comparables mais plus spectaculaires.

Non ou mal stratifiés, le plus souvent compactés, mais toujours plus ou moins argilisés, ces produits scoriacés affleurent généralement mal, et restent masqués en surface par des colluvions ou éboulis basaltiques (non représentés) et une épaisse couche de terre végétale. Des scories soudées ou indurées ont pu être très localement exploitées comme pierre de taille sous l'appellation paysanne de « truffe ». Ainsi les fermes de Fressanges, qui sont construites avec un tel matériau.

<sup>3</sup><sub>br</sub>β. **Brèches polyolithologiques (type phréatomagmatique).** Lorsque de l'eau souterraine (nappe phréatique) ou superficielle (cours d'eau) est impliquée dans les éruptions, le dynamisme change totalement et se caractérise par une forte explosivité rythmique accompagnée de phénomènes de subsidence. Il en résulte le percement d'un cratère circulaire de 100 m à 1 km de diamètre (maar) entouré d'un croissant ou anneau de projections surbaissé, 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 « en chou-fleur » et lapilli « trempés »), et par la forte proportion (20 à 80 %) des éléments étrangers empruntés au substratum volcanique, sédimentaire ou granito-gneissique. Tout diatrème constituant un forage profond naturel, la composition de cette part étrangère (xénoclastes) fournit toujours d'utiles renseignements sur la nature du substratum.

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

Les effondrements qui accompagnent les éruptions phréatomagmatiques, à la faveur de fractures circulaires, impliquent fréquemment la subsidence, le long des parois des diatrèmes, de grands copeaux des terrains encaissants qui peuvent se retrouver diversement disloqués, basculés (voire retournés) et descendus en dessous de leur niveau stratigraphique d'origine. L'établissement d'un régime convectif dans le diatrème tend à incorporer ces panneaux dans la brèche pyroclastique environnante.

Sur la feuille Chaudes-Aigues, les meilleures observations de produits phréatomagmatiques peuvent être effectuées au puech de la Cavale (Montchanson), et sur la colline des Roches (= les Chanats) de Vernuéjols — où, aux abondants fragments de granite et gneiss se mêlent de nombreux

nodules libres du péridotite de 2 à 6 cm. L'appareil de Tagenac est le seul où l'on puisse voir à la fois des brèches internes (diatrème des Champs-del-Riou, sous le CD 990) et les tufs externes (horizons inférieurs de l'ancienne carrière de Tagenac, qui montrent de belles figures d'impact dissymétriques).

**${}^3_{h\beta}$ . Tufs hyaloclastiques.** Ces matériaux sont essentiellement constitués par des globules denses de verre basaltique anhydre et brun à noir (sidéromélane), ou hydraté et jaune d'or (palagonite), noyés dans une matrice elle-même constituée d'un agglomérat de microparticules de verre basaltique hydraté jaune (palagonite). Les interstices sont remplis par des cristallisations de calcite et d'aragonite, plus rarement de zéolites. Le substratum fournit un contingent varié de xénolites (gneiss, basaltes antérieurs, quartz détritique, etc.), en quantité beaucoup plus faible que dans les projections phréatomagmatiques *s.s.* Sauf dans le cœur des appareils où ils passent à des brèches chaotiques assez grossières, ces produits constituent généralement des édifices de tufs fins (granulométrie centimétrique à millimétrique) et très bien lités, attestant une longue série d'hydro-explosions rythmiques. Cette activité, dite « surtseyenne », diffère de l'activité phréatomagmatique *s.s.* par une quantité d'eau disponible non limitée : elle requiert une éruption dans une nappe d'eau libre de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de profondeur. Elle édifie des anneaux ou cônes de tufs volumineux, enracinés sur un diatrème conique relativement restreint.

Sur la feuille Saint-Flour, six appareils de ce type se sont constitués lors du dépôt des « sables à chailles » le long du cours de la proto-Truyère. Un seul existe sur la feuille Chaudes-Aigues, à Faverolles, où il accompagne le dépôt des « argiles jaunes et sables sans chailles » (voir m2-3) au débouché du paléocours du Bès dans le bassin de la proto-Truyère. Le cône de tufs externe a été totalement déblayé par l'érosion, et seul subsiste le diatrème, situé juste en contrebas du village de Faverolles ; de forme elliptique très étirée (150 x 650 m), il est vraisemblablement installé sur une faille N135°.

**Associations pyroclastiques.** Aussi bien dans le cas des éruptions phréatomagmatiques *s.s.* que « surtseyennes », la cessation de l'alimentation en eau provoque un changement de régime du volcan, et il peut se superposer, à l'anneau ou cône de tufs ( ${}^3_{br\beta}$  ou  ${}^3_{h\beta}$ ), un cône de scories ( ${}^3_s\beta$ ), accompagné ou non de coulées de lave. Un temps plus ou moins long peut séparer les deux types d'activité. Elles peuvent aussi alterner plusieurs fois au cours de l'édification d'appareils complexes. Dans de nombreux cas, de brèves séquences phréatomagmatiques s'intercalent dans un édifice strombolien, ou le contraire : seul le type dominant a pu alors être mentionné sur la carte. Exceptionnellement, la phase magmatique finale peut masquer totalement la phase phréatique initiale : ainsi à Sanègre (versant droit de l'Épie), un diatrème parfaitement circulaire de 500 m de diamètre ne se montre rempli que par des projections scoriacées.

Sur la feuille Chaudes-Aigues, l'exemple le plus significatif d'un tel changement de régime éruptif, avec évolution graduelle par épuisement de la ressource en eau, est offert par le peuch de la Cavale (Montchanson), centre d'émission de la grande coulée S-N du plateau de Faverolles. Il s'agit d'un maar dont l'ultime remplissage par un lac de lave a permis l'inversion de

relief. Ce maar était peut-être installé sur le paléocours du Bès, comme en témoignerait, du côté sud, la préservation, entre les gneiss et les pyroclastites, de lambeaux d'argiles sableuses grises et jaunes (rouge vineux à la base) à cailloux de quartz subanguleux. Au Nord, et surtout à l'Est où les pyroclastites affleurent en falaise, on peut observer sur le socle gneissique, *avec passage très progressif* d'un terme à l'autre, la succession suivante, de bas en haut :

— brèche phréatomagmatique à fragments de socle dominants (granite et gneiss) ;

— brèche phréatomagmatique à éléments volcaniques dominants (blocs et scories basaltiques).

(Ce premier ensemble, épais d'une dizaine de mètres, constitue l'essentiel de la falaise) ;

— projections scoriacées seules, de type « strombolien », à grosses bombes fuselées (1 à 2 m) ;

— scories soudées à bombes en bouse de vache, de type « spatter » ;

— basalte scoriacé, puis massif.

**Structures basaltiques fermées.** La fin d'une activité phréatomagmatique est très souvent scellée par la consolidation d'un lac de lave remplissant le haut du diatrème et le maar. L'érosion différentielle de l'enceinte cratérique isole et met en relief ce bouchon de lave figée (*plug*), de forme cylindronique, enraciné verticalement. La plupart des structures basaltiques à contour subcirculaire ou elliptique plus ou moins régulière, de diamètre hectométrique à kilométrique, semblent avoir une telle origine, bien qu'on ne retrouve pas toujours trace des pyroclastites associées (ex. : le peuch de La Terrisse, 3 km au Sud de Gourdièges ; la Devèze, près d'Arzenc-d'Apcher ; le peuch de La Lébrine ; ou encore le lac de lave de Joux, coupé en deux diamétralement par le ruisseau de Cézens).

Il en est de même des culots laviques profondément déchaussés (necks) en marge des vallées ou dans les zones de forte érosion (ex. : au bord de la vallée de l'Épie, les necks et culots de Sanègre, La Jarrige, Tagenac et Roche-gonde). Au Sud de la Truyère, le mont Mournac, qui domine le plateau d'Espinasse, présente une particularité : le lac de lave sommital (daté à 2,9 Ma), de forme elliptique (300 x 600 m), occupe le sommet d'un cône de scories de type « strombolien » ; dans ce cas on peut supposer que le remplissage lavique a été précédé par une explosion phréatique unique décapitant le cône.

Souvent, lorsque le débit magmatique a été suffisant, le lac de lave a pu déborder l'enceinte cratérique et s'étaler en coulée ou en nappe à l'extérieur. Seule l'érosion ultérieure permet alors de mettre en évidence l'appareil sous-jacent (ex. : plateau de Peparnus au Sud-Ouest de Neuvéglise, le causse du Monteil à Lieutadès, lacs de lave du Mas et d'Auzolles sur le plateau d'Espinasse). Dans le cas du plateau de Faverolles, il semble que la coulée ait pris naissance, non par débordement du lac de lave du peuch de la Cavale, mais par une fissure ouverte en contrebas à l'emplacement de Montchanson.

<sup>3</sup>sβ[1], <sup>3</sup>brβ [1]. **Tufs intercoulés, indifférenciés.** Nous avons regroupé sous cette appellation des produits pyroclastiques variés, généralement de faible

granulométrie, fréquemment argilisés, en gisement ponctuel ou en horizon continu mais très mince (épaisseur éventuellement exagérée). Il s'agit le plus souvent de retombées aériennes (« saupoudrage ») soit de cendres et de lapilli scoriacés purement basaltiques, soit de cendres et de lapilli phréatomagmatiques riches en xénoclastes, soit de l'alternance des deux. Ces tufs peuvent ne représenter que le prolongement périphérique des cônes « stromboliens » ou des anneaux de tufs de maar. Ou bien ils constituent des horizons sous-basaltiques ou des intercoulées d'extension importante mais d'origine indéterminable, où peuvent se stratifier sur quelques décimètres d'épaisseur des produits d'éruptions multiples, éventuellement séparés par des paléosols ou des lits remaniés. Les tufs les plus fins revêtent une teinte rouge vif et une consistance de brique lorsqu'un thermométamorphisme par la coulée sus-jacente a suivi une phase d'argilisation.

## **FORMATIONS QUATÉRNAIRES ET SUPERFICIELLES**

### **Formations glaciaires et dépôts associés**

Beaucoup moins développés que sur les feuilles voisines (Vic-sur-Cère, Murat et Saint-Flour), les dépôts morainiques ne couvrent sur la feuille Chaudes-Aigues qu'une modeste superficie de 4,5 km<sup>2</sup> dans l'angle nord-ouest. La dernière langue glaciaire de la vallée de l'Épie — ainsi que ses lobes de débordement latéral sur les deux planèzes bordières — n'a guère dépassé Pont-Farin (alt. 1000 m). Il n'existe vers l'aval aucun indice ou témoin qui puisse laisser supposer qu'à une période quelconque, des glaces se soient étendues au-delà de l'aire concernée. Seules des actions périglaciaires sont décelables ailleurs, sur l'ensemble de la feuille.

A. de Goër (1972) a établi qu'on devait renoncer à la traditionnelle opposition entre une « glaciation des plateaux » supposée ancienne et une « glaciation des vallées » supputée récente. La totalité de cette couverture, quelle que soit sa position topographique, doit être rapportée à la dernière période froide, Würm récent (conclusion étendue par Y. Veyret [1978] à l'ensemble des formations glaciaires observables sur l'Aubrac, le Cantal, le Cézaillier, l'Artense et les monts Dore). L'étude morphologique et pétrographique des dépôts permet une reconstitution assez précise du mode d'englaciation, pour lequel Y. Veyret a proposé le terme de « calotte de type Cantal ».

**GyV. Moraines wurmiennes des vallées.** Abandonnées par les langues évaquatrices des glaciers qui occupaient tout le centre du Cantal, ces formations n'intéressent que le versant droit de la vallée de l'Épie, qu'elles empâtent sur quelques mètres d'épaisseur entre le Chambon et Pont-Farin. Le dépôt (moraine de fond pour l'essentiel) comporte, en vrac dans une matrice terreuse ou argileuse amorphe, un mélange hétérométrique de graviers, cailloux, galets roulés abondants, blocs anguleux ou émoussés, rarement striés (le matériel volcanique s'y prêtant mal). Ces matériaux proviennent tant des régions centrales du massif (trachy-andésites et latites des environs du Plomb-du-Cantal et du cirque de Prat-de-Bouc) que des corniches bordières planéziennes ou du substratum proche (basaltes).

**GyB. Moraines wurmiennes de débordement.** L'essentiel des dépôts morainiques constitue un manteau relativement continu sur les deux planètes encadrant la vallée de l'Épie. Bien que localisée sur le plateau, cette formation présente les caractères des moraines de la vallée adjacente, auxquelles elle passe en continuité au versant droit, alors qu'au versant gauche elle en est séparée par l'affleurement de la corniche basaltique bordière.

Les éléments les plus apparents de cet épandage sont constitués par de gros blocs de dolérite et de trachy-andésite porphyrique pouvant excéder la dizaine de mètres cubes, polis et souvent striés (voire cannelés). Une ancienne exploitation de graviers à l'extrémité du promontoire de Douze montre, sur 3 m d'épaisseur, le cailloutis glaciaire (constitué de trachy-andésites diverses et des deux basaltes autochtones) comblant un chenal creusé dans la coulée de basanite « semi-porphyrrique » ( ${}^3_p\beta$ ) qui affleure de part et d'autre et forme corniche au-dessus de l'Épie.

Au pied de ce promontoire, vers l'aval, le dépôt devient très discontinu, se réduisant à quelques placages ou blocs erratiques épars. Le dernier témoin en apparaît au p.c. 1055 au-dessus du carrefour D 34—D 57, où de grosses boules de dolérite et trachy-andésite se mêlent à la caillasse du régolite autochtone de la nappe basanitique à grands nodules de péridotite « de Cussac ». Nous nous trouvons ici *800 m à l'aval des moraines terminales* de l'Épie à Pont-Farin, et la vallée, en dessous, montre un profil franchement fluvial.

A. de Goër (1972) interprète ces moraines comme déposées par une nappe de glace débordée de la vallée sur les plateaux bordiers lors d'une brève période de crue tardiglaciaire, alors que la calotte locale occupant la Haute-Planèze (voir feuille Saint-Flour : GyP) était déjà en récession. Y. Veyret (1978) pense au contraire qu'elles témoignent de l'extension extrême de la calotte cantalienne générale lors du maximum pléniglaciaire.

**FGy. Dépôts fluvio-glaciaires.** En l'absence de coupes, nous attribuons à la fusion finiglaciaire le remblaiement alluvial à toit plan qui nivelle le fond d'auge de l'Épie au Chambon. La tranche superficielle y livre un ensemble de sables et galets très évolués, beaucoup plus roulés que ceux des alluvions récentes Fz. Ce remblaiement semble s'être effectué derrière une accumulation morainique frontale qui devait obstruer la vallée à Pont-Farin. Son épaisseur est inconnue.

### Formations alluviales et dépôts associés

L'empâtement des bas-fonds et dépressions par des apports principalement colluviaux est de règle sur les plateaux et toutes les aires où le réseau hydrographique reste diffus ou dendritique et embryonnaire. Par contre, en raison de l'encaissement profond de la Truyère et du cours inférieur de tous ses affluents, les formations alluviales sont très peu développées sur la feuille Chaudes-Aigues. Colluvions et alluvions n'ont fait l'objet que de levers partiels. Ils sont inégalement figurés — parfois de façon peu homogène — d'un territoire à l'autre de la feuille, ce qui ne reflète qu'imparfaitement la réalité (voir «avertissement»).

**Fz. Alluvions récentes et actuelles.** Nous avons regroupé sous cette notation les remblaiements à toit plan occupant le fond des vallées où serpentent des cours d'eau de débit notable. À peu près inexistantes sur les planèzes basaltiques, plus fréquents sur le haut-plateau granitique, ces dépôts se réduisent ailleurs à un étroit ruban en fond de thalweg le long du cours moyen des affluents de la Truyère (notamment le ruisseau d'Arcomie). Le long de la Truyère elle-même, les alluvions fluviales ne constituent que des plages discontinues en rive convexe de quelques méandres. La plupart sont ennoyées sous les lacs de retenue des barrages de Sarrans, Lanau et Grandval ; quelques-unes ont fait l'objet d'extraction de sables et graviers (Lanau, Chaliers).

**C. Colluvions.** Sous cette appellation très générale sont englobés tous les dépôts qui garnissent et colmatent les dépressions mal drainées, entonnoirs de sources, thalwegs, bas de versants, etc., et ceux qui comblent le cours amont des ruisseaux où les apports latéraux prédominent largement sur les apports longitudinaux (la transition aux alluvions Fz étant la plupart du temps très progressive). L'épaisseur peut varier de 1 à 5 mètres. Si les blocs n'en sont pas exclus (notamment sur les planèzes), ces formations se caractérisent généralement par une prédominance de la matrice fine, terreuse ou limono-argileuse, qui retient l'humidité, en sorte qu'elles se manifestent le plus souvent en surface par une végétation hygrophile, voire palustre. Les matériaux qui les alimentent étant pour l'essentiel fournis par la désagrégation des terrains environnants, nous n'avons pas distingué sur la carte, par des indications spécifiques, les diverses natures de ces produits (colluvions d'origine volcanique, gneissique, granitique, sédimentaire ou mixte).

**LzT. Tourbe sur argiles lacustres.** Si la surface des alluvions ou colluvions est fréquemment marécageuse (nombreux lieux-dits « épaisseur (quelques décimètres). Aussi n'avons-nous individualisé qu'une aire tourbeuse de grande extension : le marais de La Salesse—Lascols, pour partie situé sur la feuille Saint-Flour. Cette aire de 2 km<sup>2</sup> environ, contrairement aux autres grandes tourbières de la planèze de Saint-Flour, n'a été que partiellement drainée, et la tourbe n'y a jamais été exploitée. Il y subsiste sur 0,8 km<sup>2</sup> une tourbière active de forme subcirculaire.

Adossée au rebord occidental de la coulée de basanite à nodules de péridotite de Cussac, la dépression de Lascols occupe vraisemblablement le site d'un ancien lac de barrage volcanique (de Goër, 1972). Située lors de la dernière glaciation à 3 km seulement du front de la calotte glaciaire de Haute-Planèze (voir feuille Saint-Flour), elle a dû servir de collecteur des produits de fusion de cette calotte. L'épaisseur du comblement lacustre n'est pas connu et ne doit guère excéder une dizaine de mètres.

Un sondage palynologique a été implanté près de Lascols sur la rive orientale du marais (Reille *et al.*, 1985). Il a traversé 60 cm de tourbe reposant sur 30 cm d'argiles lacustres dont le fond n'a pas été atteint. Le spectre pollinique couvre toute la période s'étendant du Dryas ancien au Subatlantique, l'installation de la tourbière ne débutant qu'à la fin du Préboréal.

### Formations des pentes l.s.

Ces formations n'ont fait l'objet d'une étude approfondie que sur les aires volcaniques et sédimentaires ou dans leur voisinage immédiat. Les éboulis ne sont pas absents des versants de vallées profondément entaillées dans le socle, ni les épandages périglaciaires (*l.s.*) des hautes surfaces gneissiques, mais aucune investigation systématique n'y a été effectuée, d'où un contraste plus apparent que réel entre les divers territoires de la carte.

**Eβ. Éboulis et formations ébouleuses (essentiellement basaltiques), écroulements.** Nous avons regroupé sans distinction toutes les formations blocailleuses, classées ou non, souvent épaisses, qui encombrant les versants en forte pente. Principalement développés au pied des corniches basaltiques, ou autour des reliefs basaltiques isolés, les éboulis purement gravitaires sont rarement très importants : le plus souvent, leurs produits ont été repris et étalés en contrebas, sur des pentes nettement inférieures à 30°, par des actions cryonivales (« éboulis assistés »), ou par des coulées de solifluxion. Très restreintes le long de la vallée de l'Épie, les formations ébouleuses ne constituent un tablier continu que sur les deux versants du ruisseau des Ternes et du ruisseau de Rivet à leur débouché de la planèze de Saint-Flour sur le socle gneissique, où elles masquent intégralement le substratum.

La surface des plateaux n'est pas exempte de formations ébouleuses, même sur des pentes faibles, mais elles y sont généralement minces et clairsemées, et il a été jugé préférable de ne pas les représenter : c'est le cas notamment sur tous les appareils éruptifs, dont les scories en place apparaissent assez rarement à l'affleurement.

Bien qu'ils n'en aient pas l'apanage, ce sont les basaltes qui fournissent l'essentiel des dépôts figurés (Eβ). L'aspect extérieur de ces formations, la dimension moyenne des blocs, la présence d'une matrice fine, varient considérablement selon le débit, la fissuration et l'altérabilité de la roche-mère, y compris d'un point à l'autre d'une même coulée basaltique. Certaines roches parcourues par de grandes fissures donnent naissance à des écroulements de panneaux entiers, et les éboulis en contrebas passent à des chaos rocheux à blocs pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres cubes : ce phénomène est surtout fréquent au pied des coulées présentant un entablement vitreux (voir  $\beta_1$ ); c'est notamment le cas à Arzenc-d'Apcher ou aux Devèzes-de-Lhert.

Les éboulements actifs sont exceptionnels (peuch de La Lébrine au-dessus de la Truyère). La grande majorité des éboulis sont stabilisés et diversement colonisés par la végétation. Liés à la gélifraction (alternances gel-dégel), ils peuvent revêtir l'aspect caractéristique des dépôts périglaciaires de type « grèze ».

**Glissements en masse.** Lorsqu'une coulée basaltique repose sur un substrat imperméable (sédiments argileux, ou plus souvent gneiss argilisés), un aquifère diffus, manifesté par de nombreuses petites sources, s'installe à la base de la coulée. Sur un versant en pente notable, cet aquifère peut être le siège d'importants glissements de terrain, entraînant en vrac les éboulis, ou



parfois des pans entiers de corniche basaltique disloquée, sur une dénivellation de quelques dizaines de mètres. Ce phénomène est notamment observable au pied oriental du peuch de La Lébrine, et sur le pourtour du plateau de Faverolles. La plupart des glissements brutaux constatés sur la feuille Chaudes-Aigues semblent anciens ; leurs niches d'arrachement sont cicatrisées (Les Ternes), et leurs produits sont repris en contrebas dans une solifluxion plus progressive.

**Formations solifluées.** Si la solifluxion accompagne fréquemment les glissements en masse, cette conjonction n'est nullement nécessaire, et elle revêt sur la feuille Chaudes-Aigues une extension plus importante que les phénomènes précédents. Les versants concernés se caractérisent par la multiplicité des irrégularités de détail, s'agençant de façon variable selon le contexte : superpositions de bourrelets, « rideaux » et terrassettes, juxtapositions ou imbrications de loupes, petites coulées, « pieds de vaches », etc., elles-mêmes fréquemment remodelées par les interventions anthropiques.

La solifluxion affecte fréquemment les colluvions dans les têtes de vallons, et les éboulis au pied des corniches basaltiques — dont elle contribue largement à acheminer la descente vers les thalwegs. Comme les glissements en masse, elle est fréquemment facilitée par l'argilisation des horizons infra-basaltiques. Le socle gneissique ou granitique n'en est lui-même pas exempt, notamment sur les aires où son argilisation est imputable au broyage le long d'une faille. Mais elle apparaît préférentiellement sur les versants entaillés dans les sédiments argilo-sableux miocènes, comme c'est le cas autour de la plupart des reliefs volcaniques au Sud de la Truyère : peuch de La Lébrine, Faverolles, montagne d'Arjalet (près Chaudes-Aigues), plateaux d'Espinasse (Le Mas) et de Lieutadès (Laborie).

Si une part notable des formations solifluées est héritée des périodes antérieures plus froides ou plus humides, les glissements sont susceptibles de se perpétuer sur de nombreux versants. Le crevassement des prairies traduit l'actualité locale du phénomène.

**JZ. Cônes de déjection.** De très petits cônes de déjections torrentielles occupent fréquemment le débouché des ravins latéraux au fond des vallées majeures à flancs raides. Ils peuvent indifféremment être recoupés par le remblai alluvial récent (Fz) ou le recouvrir. La plupart semblent stabilisés. Seuls ont été figurés ceux de la vallée du ruisseau d'Arcomie aux environs de Bournoncles.

**PGQ. Épandage périglaciaire de blocs et cailloutis quartzeux.** Dans la région surélevée du granite de la Margeride au Sud-Ouest du Bacon, entre 1100 et 1150 m d'altitude, la surface granitique disparaît sous un manteau continu de débris de quartz filonien dispersés sur une superficie de 3 km<sup>2</sup>. Manifesté en surface par un épandage de gros blocs de quelques décimètres cubes, ce recouvrement est principalement constitué d'un cailloutis anguleux emballé dans une matrice argilo-sableuse de teinte jaunâtre. Son épaisseur varie de 1 à 3 m. Il est alimenté pour partie par de gros filons bien apparents selon les lignes de faite, mais peut aussi traduire l'existence sous-jacente d'un lacis filonien plus complexe et non affleurant. L'éclatement du

quartz est imputable à la gélifraction, et la dissémination des fragments à la reptation nivale. Classique autour de tous les ensembles quartzeux hydrothermaux de la Margeride (feuilles Saugues, Saint-Chély, Nasbinals et Saint-Geniez), un phénomène analogue peut également s'observer de façon plus discrète, à altitude comparable, autour de certains sommets leucogranitiques ou basaltiques. Cette formation doit pour l'essentiel représenter un héritage de la dernière période froide, dont la nivation actuelle perpétue tout au plus une lente reptation, voire une solifluxion modérée.

### Dépôts anthropiques

X. **Remblais.** À défaut d'inventaire systématique des accumulations artificielles, n'ont été figurés que les remblais les plus importants le long de la voie ferrée Paris—Béziers.

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

Le territoire de la feuille Chaudes-Aigues recouvre deux grands ensembles géologiques :

- un ensemble de terrains volcaniques et sédimentaires qui affleurent sur les plateaux ;
- un ensemble cristallophyllien où les roches métamorphiques portent l'empreinte de déformations superposées et intenses.

Une étude microtectonique permet de rattacher ces ensembles à deux épisodes principaux de déformation. Les terrains cristallophylliens résultent des phases de magmatisme, de métamorphisme et de déformation rattachées à l'orogène hercynien (Burg et Matte, 1978). Les terrains volcaniques et sédimentaires sont seulement affectés par une tectonique cassante cénozoïque à quaternaire.

### Subdivisions structurales de la feuille

Les subdivisions structurales correspondent assez bien avec les subdivisions lithologiques. Ce sont :

- une unité chevauchante, constituée du groupe leptyno-amphibolique et des anatexites. Ces séries se distinguent par la présence de témoins granulitiques et éclogitiques. Elles semblent donc avoir subi au moins un épisode de métamorphisme et peut-être de déformation supplémentaire par rapport aux autres séries métamorphiques ;
- une série chevauchée, constituée des gneiss à biotite et sillimanite qui ne montrent nulle part de reliques granulitiques. L'intrusion du granite de la Margeride ( $323 \pm 12$  Ma ; Couturié *et al*, 1979) postdate la déformation de ces gneiss et le chevauchement ;
- les terrains cénozoïques cachètent les unités précédentes.

## Commentaires de la coupe

Une coupe interprétative (en marge de la carte) donne l'allure et les relations probables en profondeur des différentes unités structurales. On y distingue les diverses unités lithologiques déjà décrites.

Au Sud, le granite porphyroïde de la Margeride est intrusif dans les gneiss à biotite-sillimanite qu'il rétomorphose sur une faible épaisseur. Bien que sur l'ensemble de la carte, le contact de ce granite apparaisse parallèle à la foliation des séries encaissantes, et donc légèrement penté vers le Nord (voir à ce titre la boutonnière près de Loubaresse), le granite postdate la formation de cette foliation et des microstructures qui lui sont associées.

Postérieurs à tous ces terrains, les filons de microgranite de la région de Chaudes-Aigues recourent tous les contacts. La coupe particulièrement démonstrative le long de la route nationale de Chaudes-Aigues à Saint-Flour, ne laisse aucun doute sur la position des gneiss à biotite-sillimanite sous le groupe leptyno-amphibolique anatectique au Nord, et donc, compte tenu du pendage général vers le Nord de ces séries, au sommet de la pile lithologique. C'est grâce à des replis kilométriques de phase 3 qu'ont été préservées, au cœur de synclinaux, des klipptes de groupe leptyno-amphibolique au sein des gneiss à biotite-sillimanite.

Enfin, vers le Nord on atteint les hauts plateaux basaltiques qui recouvrent le socle cristallophyllien et, par endroit, quelques lambeaux de terrains cénozoïques qui doivent souvent leur dépôt au rejeu de failles antérieures. Ils se sont alors déposés au pied des reliefs ainsi créés et datent ainsi la reprise de la tectonique cassante dans cette région.

## Microstructures synmétamorphiques

- Une **foliation** (S) est présente dans tous les terrains cristallophylliens. Les limites lithologiques sont parallèles à ce plan de foliation, qui est plus ou moins exprimé suivant le type de roche considéré. Ainsi, cette foliation est régulière dans les gneiss à biotite-sillimanite ; elle moule les phénoclastes dans les orthogneiss ; elle prend enfin des allures flexueuses dans les anatexites, où la remobilisation peut être telle que cette foliation est masquée (vallée de l'Ander par exemple).
- Des **plis isoclinaux** ( $P^2$ ) à charnières arrondies sont fréquemment observables. Dans les terrains cristallophylliens, ces plis sont en place bien que les charnières soient parfois isolées (Garabit, Lanau). Les plis d'entraînement ne sont qu'une variante de ces plis isoclinaux. On remarque que la foliation est parallèle au plan axial de ces plis. Une observation au microscope des charnières de ces plis isoclinaux montre qu'ils plissent une foliation  $S^1$  antérieure. Cette première foliation reste parallèle à la foliation générale dans les flancs des plis. Ici donc, la foliation régionale est due à la superposition de deux foliations parallèles. On la note  $S^{1-2}$ . Entre Chaudes-Aigues et Saint-Flour, ces plis  $P^2$  replissent des plis isoclinaux  $P^1$  dont l'orientation est en gros N 030 après déplissement. Leur sens de déversement n'est pas connu.

- Des **linéations** (L) sont localement observables dans le plan de foliation. Il peut s'agir :
  - soit d'une linéation d'étirement (en particulier dans certaines leptynites). Elle résulte de l'allongement de minéraux dans cette direction (en moyenne N120) lors de leur déformation ;
  - soit d'une linéation minérale, c'est-à-dire de minéraux de métamorphisme tels que sillimanite, micas, amphiboles.

Une observation plus détaillée permet de montrer que la linéation minérale et la linéation d'étirement ne sont que deux expressions d'un même épisode. En outre, sur certains affleurements favorables on constate que ces linéations sont parallèles aux axes des plis isoclinaux. Ces linéations et ces plis sont synchrones et généralement orientés WNW-ESE comme cela est indiqué sur la carte.

- Du **boudinage** est surtout facile à observer dans le groupe leptyno-amphibolique où la différence de compétence entre les roches basiques et les gneiss encaissants favorise le développement de ce type de déformation. Plusieurs types de boudins peuvent être observés : charnières isolées, tronçons de niveau ayant une foliation interne parallèle à la foliation externe, tronçons ayant une foliation interne sécante à la foliation externe. Le boudinage résulte de plusieurs phases de déformation, d'où la très grande dispersion observée des boudins.

- Des **bandes mylonitiques** à foliation très fine apparaissent localement près du contact de base du groupe leptyno-amphibolique. Ces roches issues du mouvement de failles chaudes, confirment le caractère tectonique de ce contact. La linéation NW-SE à N-S représente ici la direction de transport de la nappe envisagée.

### Microstructures postmétamorphiques

- Des **plis de type semblable** (P<sup>3</sup>) remplissent toutes les structures décrites. Ces plis sont nombreux dans les gneiss à biotite-sillimanite (voir région du pont de Mallet) et généralement déversés vers le Nord ou vers le Sud. Rarement isolés, ils forment des « cascades » spectaculaires.
- Une **schistosité** (S<sup>3</sup>) **de type pli-fracture** apparaît rarement ; elle est parallèle au plan axial des plis semblables.
- Une **linéation** (L<sup>3</sup>) **de crénelation** est parallèle à l'axe de ces plis ; il s'agit du gauffrage du plan de foliation régionale.

Ces microstructures sont toutes postmétamorphiques, puisqu'elles affectent les minéraux de métamorphisme, et notamment les minéraux phylliteux.

- Enfin, ponctuellement, des **pseudotachylites** puis des **gouges** (roche broyée) parallèles à S<sup>1n2</sup> sont probablement dues aux derniers mouvements chevauchants vers le Sud alors que ces terrains étaient déjà refroidis.

## Tectonique cassante

Cette rubrique concerne surtout des failles qui ont joué au Cénozoïque. En fait, ces failles réutilisent souvent des accidents d'âge carbonifère et permien développés lors d'un régime en compression (Arthaud et Matte, 1975).

Mais c'est le jeu le plus tardif qui est le plus facilement observable. Contrairement à ce que l'on pouvait attendre, les failles normales sont rares (failles à stries proches de la verticale) ; la majorité des miroirs de faille observés (75 %) sont des miroirs de décrochements (avec des stries proches de l'horizontale).

L'observation des critères de mouvement sur ces miroirs donne des résultats parfois contradictoires pour des failles de même direction, ce qui prouve que ces failles ont eu plusieurs jeux successifs et de sens opposés (Gibert *et al.*, 1975).

Il est difficile de séparer les mouvements tardihercyniens, ainsi suggérés, des mouvements cénozoïques qui oblitérent les précédents. Quoi qu'il en soit, la population des décrochements montre clairement une direction de compression N140. Cette compression est à l'origine des décrochements N 020-040 senestres et des décrochements N140-160 dextres. Des failles normales s'expliquent par un épisode en distension à l'Oligocène, qui n'exclut pas d'ailleurs des décrochements liés à cette phase. En effet, les stries donnent alors une direction de distension proche de N130, clairement oblique à la direction cartographique du bassin de Saint-Flour. Cette distension a été précédée par une phase de compression N-S à NE-SW rattachée aux phénomènes pyrénéens, à l'Éocène. J.P. Gibert *et al.* (1975) ont décrit les relations entre fracturation et émergences d'eaux chaudes.

## Le problème de l'existence d'un chevauchement dans cette région

Nous avons souligné la dualité entre groupe leptyno-amphibolique—anatectes d'une part, et gneiss à biotite-sillimanite d'autre part. Pour le premier ensemble on doit admettre :

—qu'il y a eu un ou des épisodes dans le domaine des granulites, inconnus jusqu'alors dans les gneiss à biotite et sillimanite ;

—que lorsque les autres séries étaient métamorphisées, cet ensemble subissait une fusion partielle et une rétro-morphose générale.

Ces remarques tendent à placer ces séries plus profondément que les gneiss à biotite et sillimanite. Or, les coupes montrent que *structuralement elles se placent au-dessus*. La tectonique tangentielle, intense dans cette région, permet d'invoquer une superposition tectonique en nappe pour expliquer cette inversion (Demay, 1942 ; Burg, 1977). Cette nappe trouve sa confirmation dans l'étude des régions avoisinantes. Les cartes géophysiques (gravimétrie et magnétisme) montrent l'enracinement des séries leptyno-amphiboliques et anatectiques au Nord-Est du Haut-Allier et leur caractère allochtone plus au Sud. La mise en place d'une telle nappe permettrait d'expliquer la superposition anormale des isogrades métamorphiques dans les séries sous-jacentes (Briand *et al.*, 1979).

La limite parfois diffuse entre les deux ensembles est à rapprocher des caractères continus propres aux autres chevauchements profonds dans d'autres régions : la base du chevauchement serait située à la base du groupe leptyno-amphibolique. Le déplacement de la nappe s'est fait *pro parte* vers le Sud.

### Histoire du métamorphisme

Il est difficile, à partir de la seule carte de Chaudes-Aigues, de caractériser le type de métamorphisme. Toutefois, puisque nous sommes sous l'isograde de disparition de la staurotide et entièrement dans le domaine de la sillimanite (zones à sillimanite-muscovite, puis sillimanite-muscovite), il est clair que le métamorphisme prograde régional est au moins de type intermédiaire de basse pression et au maximum de type barrovien. Pour autant qu'on puisse en juger sur cette carte, et si les isogradés sont parallèles ou proches de la foliation, ce métamorphisme est inverse : dans la partie allochtone composée par le groupe leptyno-amphibolique on observe, parallèlement au contact de base, et pour la séquence basique, l'apparition du clinopyroxène conjointement à la formation de hornblende connue dans les amphibolites banales. De la même façon, les roches granulitiques sont situées très haut dans la série. Tous ces faits sont autant d'arguments en faveur d'un métamorphisme inverse syncharriage. Comme en Haut-Allier, le problème du métamorphisme granulitique reste posé, de même que ses relations avec les séries progradés. En tout état de cause, il semble qu'une partie au moins des roches basiques granulitiques puisse s'interpréter par un simple refroidissement en conditions catazonales.

### Histoire tectonique proposée

La relation qui existe entre métamorphisme et phase de déformation est classiquement énoncée grâce à la détermination optique des minéraux anté-, syn- et post-tectoniques. En appliquant cette méthode (Zwart, 1960) avec les réserves de rigueur et compte tenu des microstructures décrites, on peut proposer l'ordre chronologique suivant :

— après une longue histoire qui commence au Cambrien au moins et pendant laquelle se déposent les terrains paradérivés et se mettent en place les roches orthodérivées, une première phase en compression est à l'origine de rares plis isoclinaux replissés, d'une foliation plan axial de ces plis, et serait de direction proche de N-S. Elle affecte toutes les séries métamorphiques. Son principal indice est la foliation plissée dans les charnières isoclinales de phase 2. Les plis isoclinaux et la foliation dans les granulites pourraient être liés à cette phase, ou lui sont antérieurs ;

— une deuxième phase de déformation développe de façon symmétamorphique des plis isoclinaux ( $P^2$ ) de direction N120. L'anatexie persiste un peu après cette compression, et efface en partie la foliation ( $S^{1-2}$ ) et les linéations dues à cette phase. La rétro-morphose des roches granulitiques dans la mésozone est clairement favorisée par cette déformation ;

— une troisième phase est à l'origine des plis semblables ( $P^3$ ), des structures anticlinoria et synclinoria de direction à peu près E-W, et d'une rare

direction 040-050 conjuguée. Un métamorphisme de basse pression pourrait être lié à cette phase 3 ;

- des chevauchements tardifs prolongent les compressions hercyniennes ;
- le granite de la Margeride se met en place et semble cacheter l'ensemble de ces déformations ;
- une première phase cassante a initié des failles dont les jeux ont favorisé la formation de bassins où se sont déposés les terrains d'âge carbonifère et permio-carbonifère discordants sur les séries métamorphiques (région de Langeac).

Par analogie avec les études tectoniques faites ailleurs dans le Massif central, ces épisodes ont été rattachés aux phénomènes hercyniens *I.s.* (Burg et Matte, 1978). L'érosion de cette chaîne a été rapide puisque, dès le Stéphanien, on retrouve des galets des séries métamorphiques environnantes, et qu'au Permien elle est pénéplanée. Le relief de cette région ne sera rajeuni qu'au Cénozoïque lors de la tectonique alpine. Décrochements, failles normales et phénomènes éruptifs semblent en effet devoir être rattachés à ce cycle. La formation des limagnes, associée au volcanisme cénozoïque et quaternaire qui a fait la célébrité de l'Auvergne, est de plus à mettre en relation avec le diapirisme du manteau.

### *ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE CÉNOZOÏQUE*

La totalité du réseau hydrographique de la feuille Chaude-Aigues est tributaire de la Truyère, sous-affluent de la Garonne, qui la traverse en diagonale dans une vallée encaissée de 150 à 300 m dans le plateau gneissique. Toute l'histoire cénozoïque du paysage régional est gouvernée par la genèse de cet axe hydrographique, corrélativement à la création des hauts reliefs environnants : d'une part la surrection du massif granitique Margeride—Gévaudan, du côté est, dont l'altitude atteint 1550 m au Signal-de-Randon (feuille Saint-Chély-d'Apcher) ; d'autre part l'édification du strato-volcan cantalien, du côté nord-ouest, dont l'altitude atteint 1850 m au Plomb-du-Cantal (feuille Murat). Cette histoire s'inscrit dans la quadruple problématique autour de laquelle tourne toute la morphogenèse du Massif central :

- l'évolution climatique de l'Éocène au Quaternaire (évolution combinant le contexte général de l'Europe occidentale et les variations altimétriques locales) ;
- la création d'un système de fossés (rifting) lors de la période distensive dite « oligocène » (ce terme englobant en fait l'Éocène supérieur et l'Aquitainien), qui conditionne la première ébauche du réseau hydrographique ;
- le soulèvement général du Massif central, principalement à partir de Miocène supérieur, qui se traduit par une surélévation importante des horsts, et une réactivation locale des fossés ;
- la construction des ensembles volcaniques majeurs, essentiellement aussi à partir du Miocène supérieur.

Ne possédant ni en son sein, ni à sa périphérie, de fossé sédimentaire à fonctionnement pérenne, comparable au sillon molassique péri-alpin et susceptible d'avoir enregistré l'ensemble de ces phénomènes, le Massif central ne livre de ce puzzle que des pièces disjointes, se prêtant à des interpré-

tations contradictoires. Ainsi en est-il de la création de la vallée de la Truyère. Frappés par le coude qu'elle effectue à hauteur de Garabit, où sa direction s'infléchit de NNW à WSW, tous les auteurs depuis P. Glangeaud (1922) ont admis que la « proto-Truyère » miocène, calquée sur l'emplacement (pour partie certain, mais pour partie hypothétique) des fossés oligocènes, était initialement tributaire de l'Allier par le canal de l'Alagnon, avant d'être capturée au Pliocène par un affluent du Lot. Cette déviation est-elle certaine ? Quand et comment s'est-elle effectuée ? Ces questions ne peuvent trouver solution au seul vu des données géologiques trop fragmentaires apportées par la feuille Chaudes-Aigues, mais doivent être posées à l'échelle d'ensemble des bassins-versant de l'Allier et du Lot (voire de la Dordogne).

### Les événements paléogènes

Le territoire concerné se situe au centre géométrique du Massif central. Selon les dernières synthèses paléogéographiques, il a été immergé sous une mer épicontinentale durant une grande partie du Jurassique (du Carixien à l'Oxfordien supérieur), pour resurgir définitivement à partir du Kimméridgien. Que subsistait-il de cette série sédimentaire à l'orée des temps tertiaires ? Nous possédons très peu d'éléments de réponse. Il est impossible d'esquisser un paysage de la région avant la fin de l'Éocène.

- À cette époque, l'altitude générale restait vraisemblablement très faible, et le relief peu contrasté : c'est la « surface éogène », pour l'essentiel héritage peu modifié de l'aplanissement posthercynien. Lorsqu'à l'**Éocène terminal—Oligocène basal** débute la « réactivation du craton hercynien » (conséquence supposée de l'initiation d'un bombement asthénosphérique sous-jacent), le socle granito-gneissique, débarrassé de sa couverture sédimentaire, devait disparaître assez uniformément sous un manteau d'altérites de caractère tropical. Comme dans les limagnes méridionales (« sidérolitique » du Brivadois et du Lembron), c'est la destruction de ce manteau qui est enregistrée dans le comblement de la première ébauche du fossé margeridien : « grès rouges » de Saint-Alban, « argiles rutilantes » à kaolinite seule de Vabres et Mentières (e7-g1 : feuilles Saint-Chély, Saugues et Saint-Flour).

Cette première ébauche semble n'avoir eu qu'un fonctionnement transitoire, clôturé par le dépôt dans le Sud du fossé, des argiles vertes et calcaires siliceux meulièrement de Saint-Alban et du Malzieu (g1 : feuilles Saint-Chély et Saugues), sans équivalent plus au Nord. On doit noter que cette première distension, « ludo-sannoisienne », modérée dans les limagnes d'Allier, peut être exclusive dans certains fossés marginaux (Graissac, Évaux, Montluçon) et essentielle dans le bassin du Puy où, de même qu'à Moulins, elle a été déjà précédée par une phase précoce dès le Lutétien. Ceci illustre le caractère asynchrone des mouvements cassants à l'échelle d'ensemble du Massif central.

- Ce n'est qu'au cours de l'**Oligocène moyen** que se dessine dans sa totalité le fossé margeridien, lors de la phase distensive majeure qui a présidé au remplissage des limagnes d'Allier et des bassins ouest-cantaliens (Aurillac—Mauriac). Ce fossé s'étire sur 80 km de longueur (voir fig. 3), depuis Saint-Alban (feuille Saint-Chély-d'Apcher) jusqu'à Saint-Saturnin et Marcenat



(feuille Riom-ès-Montagnes), selon une direction brisée d'abord NNW puis NW. Les sédiments n'y subsistent nulle part sur une largeur excédant 3,5 km (Vabres ; feuille Saint-Flour). Dans quelle mesure sa géométrie actuelle reflète-t-elle sa disposition initiale ? Et quelle part en revient aux mouvements ultérieurs ?

*Le remplissage sédimentaire est uniforme* : ce sont les « argiles graveleuses bariolées », faciès le plus ubiquiste des fossés de distension paléogènes sur l'ensemble du Massif central. L'alimentation semble s'en être effectuée essentiellement par apports latéraux et locaux, mais les minéraux lourds (analyses R. Étienne) traduisent aussi un courant longitudinal S-N, manifesté par l'abondance de la tourmaline dont la source ne peut résider que dans les leucogranites de la Margeride. La fraction argileuse comporte partout l'association kaolinite + montmorillonite + illite. Cette incapacité de mener à son terme l'hydrolyse des silicates peut traduire la conjonction d'un rafraîchissement du climat par rapport à l'Éocène, et d'une instabilité tectonique interdisant une altération de longue durée.

*Par son profil transversal, il s'agit d'un demi-graben* sur la plus grande partie de sa longueur : fossé d'angle de faille, dont le plancher se relève graduellement du côté sud-ouest, et bute brutalement du côté nord-est contre une faille dont l'escarpement est relativement continu et bien dessiné (« faille de Margeride»). De Vabres à Mentières (feuille Saint-Flour), tout porte à croire que l'emplacement de la faille de Margeride coïncide avec la ligne de rivage congénitale du fossé..., mais en est-il ainsi partout ? De Vabres au mont Mouchet, l'escarpement associé à cette faille—précisément là où il est le plus apparent (300 m de dénivellation) — s'éloigne jusqu'à 5 km de la faille limitant ce qu'il reste actuellement du fossé sédimentaire (faille Lorcières—Prat-Long). On peut en déduire : soit que le horst de la forêt de Margeride est totalement de création récente (plio-quadernaire) et sans dépôts corrélatifs en contrebas ; soit que le fossé sédimentaire fut à l'origine beaucoup plus développé, puis ultérieurement évidé de façon que n'en subsiste que le couloir axial le plus affaissé.

*Le fonctionnement du fossé semble s'être effectué « en touche de piano »*. L'affaissement maximal pourrait se situer près de Neussargues (feuille Saint-Flour), où les argiles bariolées affleurent sur 140 m de dénivellation, et où des sondages électriques suggèrent une épaisseur supplémentaire non affleurante équivalente avant d'atteindre le socle. Mais là encore, quelle part revient dans la disposition actuelle à la sédimentation originelle et aux ablations ultérieures ? Le basculement d'ensemble du socle régional s'est certainement, dès le départ, effectué du SE au NW ; mais il s'est poursuivi ultérieurement de la même façon, provoquant inéluctablement l'érosion préférentielle des portions les plus amont du fossé sédimentaire.

*Le graben se présente morphologiquement comme assez continu, mais l'extension cartographique des sédiments y est discontinue*. On se trouve en présence d'un chapelet de petits fossés et « bassins » (Saint-Alban, Le Malzieu, Vabres, Mentières, Neussargues, Saint-Saturnin), s'articulant entre eux par des seuils et une mosaïque de petits compartiments, le plus souvent limités par des failles d'orientations variées. L'observation fréquente au sein des sédiments, à l'approche de ces failles, d'un enrichissement en blocs et cailloux gneissiques anguleux, permet d'affirmer qu'une partie de ce compartimentage est congénital. Cette construction en patch-work s'explique bien

dans le cadre d'un fonctionnement en décrochement dextre de la faille de Margeride, manifesté par des stries subhorizontales sur les rares plans de friction observables. Mais cette constatation ne suffit pas à exclure qu'une part du tronçonnement actuel puisse être imputé aux événements ultérieurs.

Il est évident que, passée cette phase de distension — subsidence oligocène, *le premier réseau hydrographique a dû se calquer sur le système des fossés* (voir fig. 4). Mais de nombreuses incertitudes demeurent sur la localisation des intercommunications entre les divers tronçons affaissés. La répartition des faunes dans les dépôts carbonatés de l'Oligocène péri-cantalien a conduit R. Rey (1973) à quelques conclusions fondamentales : des horizons calcaires à potamides, foraminifères et coccolites, présents aussi bien à Aurillac que dans le Lembron—mais absents du Brivadois —, traduisent l'arrivée sporadique dans le Cantal de courants marins en provenance de la Bresse. Ceci implique au Stampien (autour de 30 Ma) une altitude faiblement négative de la région d'Aurillac. La communication entre la Limagne méridionale et les fossés infra-cantaliens s'effectuait par la région de Massiac—Blesle, selon un chenal rejoignant Murat et Dienne à l'emplacement du Cézallier méridional (de Goër et Étienne, 1990). Le fossé margeridien, jamais envahi par les eaux marines — de même que celui de Brioude —, donc d'altitude légèrement positive, croisait ce « chenal bas » au Nord de Neusargues.

- Dès l'**Oligocène supérieur**, cette communication est rompue : la Limagne n'est plus qu'un bassin lacustre, toujours subsident mais fermé, entre Courmon et Moulins, et le Chattien est inconnu ailleurs dans le Massif central, comme l'Aquitainien qui lui succède avec les mêmes caractères. Que subsistait-il de ce fossé transverse Limagne—Cantal à l'orée du Miocène supérieur ? Nous pouvons seulement affirmer qu'il était déjà complètement morcelé avant que ne débute l'édification du Cantal ; sous les premiers produits volcaniques, les sédiments carbonatés de type «bassin d'Aurillac» sont portés à 1100 m d'altitude à Dienne, soit 500 m plus haut qu'à Aurillac. La surrection ultérieure du horst portant le Cézallier en effacera définitivement les traces.

### **Les événements néogènes**

Les seuls éléments dont on dispose pour juger de l'évolution morphologique postoligocène sont : d'une part la répartition spatiale et le contenu minéralogique des sédiments détritiques mio-pliocènes ; d'autre part la reconstitution des écoulements volcaniques successifs au fur et à mesure de l'édification du Cantal (voir fig. 5). Pour ce qui concerne le fossé margeridien, l'étude de la feuille Saint-Flour y montre *l'apparition, dès le début du Miocène supérieur, d'un axe fluvial important : la proto-Truyère*, installée dans un large chenal pour partie creusé dans les gneiss après désorganisation du fossé initial et déblaiement de la plus grande partie des sédiments oligocènes. Ceci traduit une surélévation déjà importante du socle, avec accentuation notable des pentes par rapport à la période précédente. La description des terrains sédimentaires et volcaniques de la feuille Chaudes-Aigues nous permet d'y envisager la succession suivante de phénomènes.

- **Les plus anciens basaltes (11 à 9 Ma?)** comblent des vallées déjà encaissées dans le socle de quelques dizaines de mètres, mais très différentes du réseau actuel. Ces vallées divergent déjà de part et d'autre d'un seuil Grandval—Alleuze, préfigurant la disposition de la phase suivante :

—les coulées de Chassagne—Cordes et de Cordes—Rochebrune, d'âge inconnu, moulent un tronçon de vallée s'écoulant de l'ESE à l'WNW, en direction des actuelles régions centrales du Cantal, soit presque à contresens (150° env.) de tous les écoulements volcaniques ultérieurs. Aucune formation alluviale n'est connue sous cette coulée, mais le paléothalweg n'est pas accessible à l'observation ;

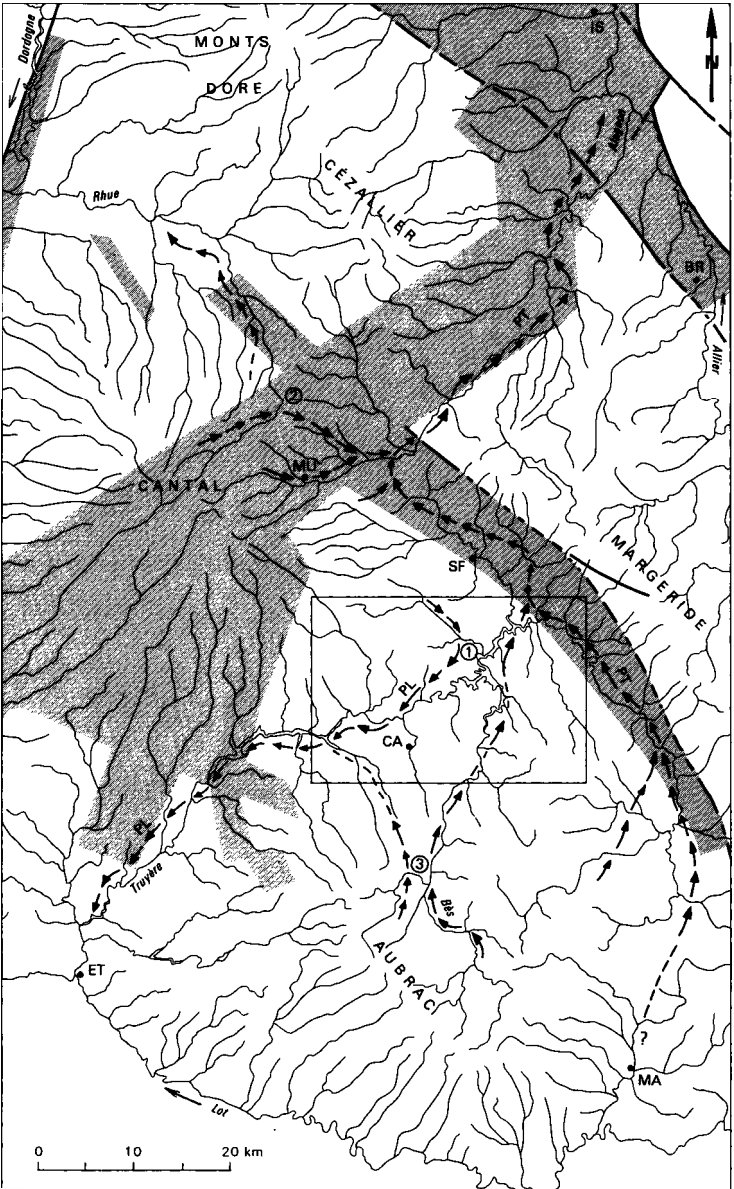
—la coulée d'Auriac—Faverolles inf. (10,7 ± 0,5 Ma) s'épanche d'Ouest en Est dans un thalweg directement entaillé dans les gneiss, sensiblement perpendiculaire au cours du paléo-Bès installé par la suite ;

—enfin, la coulée de Loubaresse, d'origine inconnue, comble une gorge W-E de tracé bien déterminé mais de sens incertain, avant d'en déborder sur les plateaux bordiers. Du côté est, cette gorge est entaillée dans un premier épandage de « sables à chailles », attestant l'installation préliminaire de la proto-Truyère. Ces sables enregistrent une éruption cantalienne à laves différenciées, laves dont l'émission ne semble pas avoir débuté avant 9 Ma. Par ailleurs, la gorge fossilisée montre un profil longitudinal rigoureusement horizontal, auquel on ne voit guère d'autre explication qu'un léger basculement tectonique, probablement en relation avec la création du fossé de Faverolles. Des mouvements différentiels verticaux pourraient donc, peu après 9 Ma, rendre compte de notables modifications du réseau hydrographique.

- **À partir de 8,5 Ma** environ s'ébauche un système de drainage où se dessinent déjà les grandes lignes du réseau actuel, mais avec une différence fondamentale : *ce système est scindé en deux bassins divergents* (fig. 4 et 5), à peu près selon les deux moitiés ouest et est de la feuille Chaudes-Aigues, de part et d'autre d'une ligne de partage des eaux Grandvals—Alleuze :

—du côté est, *la proto-Truyère*, première apparue, coule toujours du SSE vers le NNW : tributaire de l'Allier, elle transporte en direction des limagnes des matériaux méridionaux empruntés à la haute Margeride granitique et aux causses calcaires des environs de Marvejols. Elle reçoit en rive gauche, au niveau de Faverolles—La Lébrine, un proto-Bès en provenance de l'Aubrac, s'écoulant du Sud vers le Nord selon un cours peu différent de son tracé actuel ;

—du côté ouest, *une paléo-Truyère* nouvellement constituée, prend naissance dans le Cantal à l'amont des Ternes. Elle s'écoule d'abord du NW au SE, selon le tracé actuel de la Jurolle. Puis elle se détourne vers le SW aux environs de Noux—La Rochette pour prendre un cours peu différent de la Truyère actuelle, cours que l'on peut suivre au moins jusqu'à Rouens, au Sud de Lacroix-Barrez (feuille Entraygues), soit sur 42 km. Cette paléo-Truyère reçoit divers affluents, d'origine cantalienne en rive droite, aubracienne en rive gauche, les uns et les autres conformes dans leurs grandes lignes au réseau actuel. Au fur et à mesure de l'édification des deux ensembles volcaniques, les événements éruptifs (lahars, basaltes infra- et supra-lahariques) enregistrent les modifications de détail subies par ce réseau occidental, dès l'origine tributaire du Lot et de la Garonne.



① - Capture de la Truyère (4,5 Ma); ② - Capture de la Santoire (< 2,7 Ma); ③ - Capture du Rioumau  
 BR = Brioude; CA= Chaudes-Aigues; ET= Entraygues-sur-Truyère; IS = Issoire; MA= Marvejols; MU = Murat;  
 SF = Saint-Flour.

**Fig. 4 - La feuille Chaudes-Aigues dans le réseau hydrographique régional :**

- la proto-Truyère (PT) et la paléo-Truyère (PL) entre 9 et 4,5 Ma;
- relations possibles avec le système des fossés oligocènes.

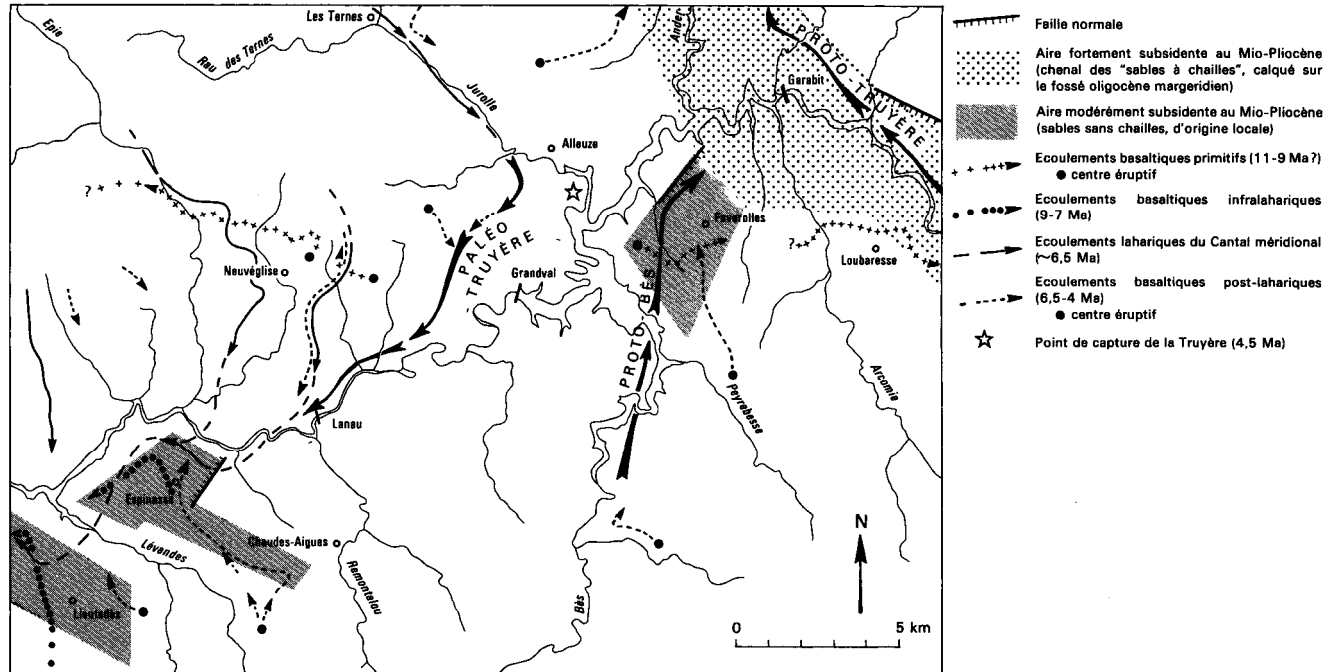


Fig. 5 - Evolution du réseau hydrographique de la Truyère au Néogène

*Remarque.* Sur la feuille Vic-sur-Cère, on ne peut plus retenir l'âge de 30 Ma précédemment obtenu pour la coulée inférieure de l'empilement de Gabriac qui comble la vallée de la paléo-Truyère. Cet âge doit se situer autour de 8,5 Ma.

- **Ce double système fonctionne sans modification notable durant 5 Ma, jusqu'au Pliocène supérieur.** Durant cette période, sans exclusion des recouvrements momentanés, il manifeste une *tendance générale au comblement*, en sorte qu'on peut difficilement parler de « concurrence » entre les deux bassins. Formations volcaniques et sédimentaires s'empilent et s'accumulent sur une épaisseur de 160 m au moins dans le bassin de la proto-Truyère (220 m au moins, plus au Nord, sur la feuille Saint-Flour), et 120 m au moins dans le bassin de la paléo-Truyère (140 m au moins, plus à l'Ouest, sur la feuille Vic-sur-Cère). Une telle tendance négative, sans équivalent connue pour cette époque sur l'ensemble du Massif central, traduit probablement une subsidence locale corrélative d'une notable surrection plus méridionale.

- C'est avant la fin de cette période de remblaiement que se produit la **capture de la proto-Truyère par la paléo-Truyère**, par disparition du seuil d'Alleuze et dérivation du cours inférieur du Bès. Il s'agit vraisemblablement d'une capture par déversement : la jonction des coulées basaltiques de la planèze de Saint-Flour et de la « chaîne de Rézentières » a créé un barrage volcanique au Nord-Ouest de Talizat (feuille Saint-Flour), s'opposant à l'acheminement vers le Nord des eaux de la proto-Truyère (de Goër et Étienne, 1990).

L'âge de 4,5 Ma obtenu sur les coulées ayant réalisé cette jonction (de Goër, Lageat et Cantagrel, à paraître), représente donc la date probable du détournement. Quoi qu'il en soit, la toposéquence du puy de la Rode permet d'affirmer qu'il était accompli il y a 3 Ma — lors de l'émission de la « Grande nappe » du Mont-Dore —, et que la tendance au comblement a perduré au moins jusqu'à 2,7 Ma. Une conséquence de la « capture d'Alleuze » sera la création de l'Ander, drainant le fossé de Saint-Flour du NW au SE en sens inverse de l'ex-proto-Truyère.

- Le dernier événement important dans la morphogenèse locale sera, **à partir du Pliocène terminal, la surélévation générale du Massif central**, par rapport au niveau de base des grands cours d'eau, entraînant un encaissement généralisé du réseau hydrographique, de l'ordre de 300 m pour la Truyère, expliquant son tracé méandrique au fond d'une gorge profonde et dépourvue de plaine alluviale. D'après les indications fournies par les dernières coulées basaltiques du Sud-Cézallier et du plateau de Montchamp (feuille Saint-Flour), on peut situer autour de 2,5 Ma le début de ce creusement pour ce qui concerne le bassin-versant de l'Alagnon. Cette conclusion n'est pas nécessairement transposable au cas de la Truyère, en raison du caractère diachronique des mouvements verticaux différentiels. Il n'existe pas sur la feuille Chaude-Aigues de coulées basaltiques assez jeunes pour renseigner sur les modalités et la chronologie du creusement.

Une conséquence majeure de cette profonde incision verticale est le *déblaiement rapide des formations sédimentaires tertiaires* (oligocènes, mais surtout mio-pliocènes) là où elles ne sont pas protégées par une couverture basaltique. Ainsi, l'action conjuguée de la Truyère, de l'Ander et du Bès n'a laissé subsister, le long de l'ancienne plaine d'inondation subsidente de la proto-Truyère, que quelques placages discontinus des argiles claires, graviers quartzeux et « sables à chailles » qui le comblaient initialement sur 160 m d'épaisseur au moins.

• Enfin, il faut rappeler que **les glaciers quaternaires** ont profondément marqué de leur empreinte le paysage des feuilles voisines : Saint-Flour, Murat et Vic pour le Cantal, Nasbinals pour l'Aubrac, et dans une moindre mesure Saint-Chély pour la haute Margeride. Par contre, à l'exception du coin nord-ouest (haute vallée de l'Épie), les glaces n'ont pas mordu sur le territoire de la feuille Chaudes-Aigues. Seuls les *processus périglaciaires* sont auteurs de retouches de détail dans le modelé des versants (éboulis assistés, solifluxion), et dans celui des hautes surfaces basaltiques ou surtout granitiques : étalement général sur des pentes très faibles des produits de dissociation du substrat ; cette action est particulièrement sensible sur le domaine gévaudan, autour des masses aplitiques et des filons quartzeux.

## OCCUPATION DU SOL

### PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

L'état de la documentation archéologique concernant la carte Chaudes-Aigues est très inégal, tant du point de vue spatial que chronologique.

Seul le quart nord-ouest de la feuille est quelque peu connu. Il correspond au *Sud de la planèze de Saint-Flour* sur laquelle quelques recherches ont été effectuées depuis le siècle dernier. Ces recherches ont essentiellement consisté en des prospections de surface, limitées aux vestiges évidents comme les dolmens, menhirs ou tumulus ; aucune véritable fouille n'a été entreprise sur ce secteur.

Pour le reste de la carte, au Sud-Est de la Truyère, nous sommes en présence d'un véritable désert archéologique. À part quelques menhirs, plus ou moins douteux, aucun site n'est, à l'heure actuelle, connu. Même si les conditions de conservation des vestiges ne sont pas très favorables, cette absence de découverte tient au fait qu'aucun archéologue n'a jamais prospecté ces régions aux confins du Cantal et de la Lozère.

**Du point de vue chronologique**, aucune trace de Paléolithique ou de Mésolithique n'a été signalée. Quelques indices très ténus (quelques silex taillés) pourraient être rapportables au *Paléolithique moyen* (commune de Sériers), avec de très grandes réserves.

Les abris sous roche et grottes de la région n'ont jamais été sondés. Par analogie avec ce que l'on connaît à proximité (vallée de l'Alagnon : sites du

Cuze de Neussargues, du Cavalier de Molompize ; région de Mur-de-Barrez : sites des Clauzades de Raulhac), il est certain qu'il y a eu une occupation de la région de Chaudes-Aigues et de la planèze à la fin du *Paléolithique supérieur* (Magdalénien, vers 15 000-13 000 B.P.) à l'Épipaléolithique (12 000-10 000 B.P.) et au Mésolithique (9 000-7 000 B.P.). Les sites restent à trouver.

À partir du *Néolithique*, la planèze de Saint-Flour connaît une occupation humaine beaucoup plus intensive. En particulier, les groupes du Néolithique final (vers 5 000-4 000 B.P.), appelés « Pasteurs des plateaux » ont laissé de nombreux monuments funéraires, les dolmens. Sur la feuille, quelques-uns sont conservés : dolmens d'Alleuzet et de Bois-Grand (commune des Ternès), la Table-du-Loup (commune de Sériers); plusieurs ont été détruits : la Caverne-du-Diable, les dolmens du Bequet et du puy de Montbrun (commune de Lavastrie). Un certain nombre de pierres plantées ou menhirs pourraient être contemporaines de ces monuments mégalithiques : la Croix-Grosse et la Pierre-Plantade (commune de Sériers), menhir de Pierrefiche (commune de Gourdièges), menhirs de Clavières-d'Outre (commune de Loubarette), et peut-être menhirs de las Pisades et de la Croix-de-la-Baisse (commune de Loubarette).

Contemporains de ces mégalithes, quelques habitats néolithiques ont laissé des traces diffuses sur la planèze de Saint-Flour (industrie lithique) : à Comte (commune de Sériers) ou à La Jarrige (commune de Cussac). Un habitat de hauteur semble plus important au puy de Barry (commune d'Alleuze) : il a été fouillé au siècle dernier par J.B. Delort et a livré des structures d'habitats en pierres sèches.

Quelques silex taillés de cette époque ont été anciennement recueillis dans la vallée de la Truyère ; les lacs de barrage empêchent toute nouvelle investigation. Nul doute que les régions au Sud-Est de la Truyère ont également connu une occupation néolithique.

Aux *époques protohistoriques* (âge du bronze et âge du fer), les plateaux du Cantal sont de plus en plus intensément parcourus par des groupes d'éleveurs qui instaurent peu à peu le système de l'estive. C'est à ces époques que les planèzes sont défrichées pour laisser place aux pâturages, et aussi aux cultures de céréales, comme l'attestent les analyses polliniques dans les tourbières. De nombreux habitats de hauteur, les oppida, ont été repérés dans la région ; sur la feuille, le puy de Barry (commune d'Alleuze) paraît avoir été le siège d'une occupation protohistorique.

Les autres vestiges caractéristiques de ces âges des métaux sont les tumuli, tertres funéraires. Innombrables dans le Nord-Cantal, ils sont moins nombreux dans le Sud de la planèze de Saint-Flour : quelques-uns dans la région de Cussac, de Sériers et des Ternès. Beaucoup ont dû être détruits par les travaux agricoles.

Au-delà de la Truyère, l'absence d'habitats de hauteur ou de tumuli ne paraît refléter, une fois de plus, que l'absence de toute recherche archéologique.

*L'époque romaine*, pourtant très proche, n'est quasiment pas représentée sur le secteur étudié. Une occupation est signalée à la Fage (commune de Sériers). Il faut dire que personne ne s'y est intéressé....



Une brève conclusion : toute l'archéologie de la feuille Chaudes-Aigues reste à faire ; seuls les vestiges spectaculaires comme les dolmens ou les tumulus ont été repérés, pourtant la région est habitée, à coup sûr, depuis au moins 15 000 ans.

En cas de découverte archéologique fortuite ou pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à : Direction des antiquités préhistoriques et historiques d'Auvergne, Hôtel de Chazerat, 4, rue Pascal, 63000 Clermont-Ferrand. Tél. : 73 92 40 41.

## VÉGÉTATION ET CULTURES

### La végétation potentielle

L'importance des interventions humaines sur la végétation est telle qu'il ne subsiste guère actuellement de formations primitives qu'en quelques rares sites peu accessibles. On peut, cependant évaluer ce qu'elles furent en s'appuyant sur le fait que les zones abandonnées tendent à revenir progressivement vers un état exploitant au mieux les possibilités du milieu : cet état est sans doute assez proche de l'état primitif et révèle les potentialités d'une région.

- **La chânaie sessile** est la forêt potentielle des flancs de la vallée de la Truyère et de ses affluents. Silicicole, elle est installée sur des sols acides, maigres et filtrants, issus des roches-mères granitiques et métamorphiques. Outre le chêne sessile (*Quercus petraea*), généralement exclusif dans la strate arborescente, elle recèle une flore pauvre et acidiphile : chèvrefeuille volubile (*Lonicera periclymenum*), canche flexueuse (*Deschampsia flexuosa*), germandrée scorodaine (*Teucrium scorodonia*).
- **La chânaie pédonculée** suit le fond des vallées (s'amenuisant toutefois sensiblement d'Ouest en Est), ainsi que la périphérie des plateaux basaltiques. Elle s'exprime au mieux sur les sols argilo-siliceux et humides présentant des fluctuations du niveau hydrique assez importantes au cours de l'année. Chêne pédonculé (*Quercus robur*), tremble (*Populus tremula*), alisier (*Sorbus torminalis*), hêtre (*Fagus sylvatica*), bouleau (*Betula pendula*) participent à la strate arborescente. La strate arbustive comporte : le chèvrefeuille volubile (*Lonicera periclymenum*), la bourdaine (*Frangula alnus*), le houx (*Ilex aquifolium*). Dans la strate herbacée, on note : le millepertuis élégant (*Hypericum pulchrum*), la luzule de Forster (*Luzula forsteri*), la violette des bois (*Viola riviniana*), le pâturin des bois (*Poa nemoralis*), la houlque molle (*Holcus mollis*), la véronique officinale (*Veronica officinalis*), le mélampyre des prés (*Melampyrum pratense*). Les mousses les plus remarquables sont *Leucobryum glaucum* et *Polytrichum formosum*.
- **Les hêtraies**, qui caractérisent l'étage montagnard, occupent potentiellement les plateaux au-dessus de 900 m ; elles redescendent aussi sur les flancs nord, est et nord-est des vallées. Aux altitudes les moins élevées se développent les *chênaiès-hêtraies* (chêne pédonculé, hêtre). Sur substrat granitique, les hêtraies sont relativement sèches ; on y observe : le sorbier des oiseleurs (*Sorbus aucuparia*), l'alisier blanc (*Sorbus aria*), le prénanthe (*Prenanthes purpurea*), la janotte (*Conopodium majus*), la luzule blanc-de-neige (*Luzula*

*nivea*), le séneçon à feuilles d'Adonis (*Senecio adonitifolius*), la scille à deux feuilles (*Scilla bifolia*) ainsi que l'erythron dent-de-chien (*Erythronium dens-canis*). La mousse la plus représentée est celle des jardinières (*Rhytidadelphus triquetrus*). Dès que le sol retient davantage l'eau et devient moins acide, sur substrat basaltique notamment, apparaissent la parisette (*Paris quadrifolia*), la sanicle (*Sanicula europaea*), le millet diffus (*Milium effusum*), la mercuriale pérenne (*Mercurialis perennis*).

- **Les pinèdes à pin sylvestre** primitives sont susceptibles d'exister à la limite des chênaies et des hêtraies, sur les sites secs et ensoleillés, mais l'importance de leur extension actuelle (voir plus loin) rend difficile l'appréciation de leur aire d'origine.
- **Les tourbières** : la seule de grande étendue était celle de Lascols. La maîtrise des eaux ainsi qu'un processus d'eutrophisation lié à l'élevage lui ont aujourd'hui fait perdre son caractère de tourbière acide : les anciennes buttes à sphaignes, desséchées, sont colonisées par la callune. Les étendues vaseuses sont envahies par la lentille d'eau (*Lemna minor*) et la prêle des bourbiers (*Equisetum fluviatile*) ; ailleurs s'étend une immense cariçaie (*Carex vesicaria*, *C. rostrata*, *C. panicea*, *C. nigra*, etc.). Les sagnes enfin, aujourd'hui drainées, occupaient le fond des vallées.

### La végétation introduite ou transformée

Les cultures sont peu étendues : champs de seigle, méteil (mélange blé - seigle), triticale, pomme-de-terre. Les prairies occupent une place essentielle.

- **Sur les plateaux basaltiques** dominent les prairies de fauche mésophiles bien entretenues présentant un mélange de bonnes fourragères : raygrass (*Lolium perenne*), dactyle (*Dactylis glomerata*), avoines (*Arrhenaterum elatius*, *Avena pubescens*), trèfles (*Trifolium pratense*, *T. repens*), gesse des prés (*Lathyrus pratensis*),... et de moyennes ou faibles fourragères : agrostide (*Agrostis* plur. sp.), houlque laineuse (*Holcus lanatus*), fétuque rouge (*Festuca rubra*), flouve odorante (*Anthoxanthum odoratum*). Dans les parcelles mésohygrophiles abonde l'avoine dorée (*Trisetum flavescens*) associée à la renouée bistorte (*Polygonum bistorta*). Dans les sagnes, le développement des joncs et de la linaigrette à feuilles étroites (*Eriophorum angustifolium*) signalent l'abandon des drains. Les parcelles sont limitées par des haies dans lesquelles le frêne occupe la place essentielle (fonction fourragère).
- **Sur granite et gneiss**, les prairies de fauche sont sensiblement plus maigres et sont marquées par l'abondance de la crénelle (*Cynosurus cristatus*), les agrostides, la fétuque rouge, ... Dans les pelouses pâturées, ces dernières graminées sont également présentes ; il s'y ajoute le nard, plus ou moins représenté suivant les modes de gestion.

## La végétation de reconquête

Sur les plateaux basaltiques se continue largement l'exploitation fourragère. En revanche, le paysage agropastoral sur socle ancien est marqué par une déprise agricole passée et contemporaine de grande ampleur. L'abandon des pâturages, ou le passage à un pâturage extensif, ont conduit à l'installation de landes signalées par une végétation ligneuse basse. Ces landes, après plusieurs décades, peuvent avoir été, à leur tour, reconquises par des forêts transitoires, elles-mêmes en cours de substitution par la forêt climacique.

- **Les landes.** Sur les sols squelettiques des flancs sud des vallonnements s'étendent de vastes *landes à genêt purgatif* (*Cytisus purgans*). Sur les replats, à sol localement plus profond apparaît la *sarothamnaie* (lande à *Cytisus scoparius*). Enfin, lorsque subsiste dans le sol suffisamment de matière organique, se développe la *ptéridiaie* (lande à fougère-aigle, *Pteridium aquilinum*). La lande à callune apparaît sur les arènes.
- **Les forêts transitoires.** Les *pinèdes à pin sylvestre* sont installées sur d'anciennes landes dont elles montrent de nombreuses espèces relictuelles. Le pin est accompagné par *Monotropa hypopitys*. Sous son propre couvert apparaît aujourd'hui le chêne pédonculé aux altitudes les plus faibles et ailleurs, le hêtre. Les *bétulaies* sont d'extension plus limitée et localisées dans les ambiances humides.

Cette végétation de reconquête confère aux paysages végétaux sur socle ancien une physionomie marquée par la diversification des formations.

## RESSOURCES DU SOUS-SOLET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

#### Pluviométrie, température et potentiel d'écoulement

La pluviométrie moyenne annuelle, pour la période de 1961-1989, calculée à partir des moyennes établies sur les stations pluviométriques de Ruynes et Faverolles par France-Météo (centre départemental d'Aurillac), est respectivement de 792 et 790 mm à 920 m d'altitude.

La pluviométrie efficace moyenne annuelle, calculée suivant la méthode de Turc (pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle) et qui indique le potentiel d'écoulement total (somme du ruissellement et de l'infiltration) est, sur la période de 1946-1976 (Louvrier et Margat, 1983), comprise entre 250 et 750 mm ; les hautes valeurs se trouvent sur les reliefs au Nord-Est et au Sud de la carte et les faibles valeurs se répartissent suivant les vallées de la Truyère, du Bès et de la rivière d'Alleuze (la Jurole).

La température moyenne annuelle se situe entre 7,9 et 9,1 °C à Chaudes-Aigues.

## Hydrographie

La feuille Chaudes-Aigues est parcourue selon un axe E-W par la vallée de la Truyère ; ses affluents viennent du massif du Cantal au Nord-Ouest, et des plateaux granitiques au Sud. Le réseau hydrographique est relativement dense au sein des formations cristallophylliennes.

Plusieurs barrages sont installés sur la Truyère. D'amont en aval, on rencontre successivement les retenues des barrages EDF de Grandval, de Lanau et de Sarrans (en aval de Sainte-Marie).

Une station de surveillance de la qualité des eaux est installée en aval du barrage de Lanau, par l'Agence de l'eau (Adour—Garonne). La qualité des eaux est classée de passable à bonne.

Dans le quart nord-ouest de la carte, en pays volcanique, le réseau hydrographique est moins dense. Il faut noter les zones de tourbière, telle la Narse (Lascols).

## Ressources en eau souterraine

Les ressources en eau souterraine sont réparties entre les formations cristallines et cristallophylliennes, les formations volcaniques et les formations sédimentaires.

- **Les formations granitiques et métamorphiques**, qui occupent une place prépondérante sur le territoire de la feuille, sont recouvertes d'une frange d'altération superficielle. C'est cette couche d'altération — arène plus ou moins argileuse —, dont l'épaisseur dépasse rarement quelques mètres, qui joue le rôle de réservoir. Ces aquifères sont discontinus et souvent de faible extension, morcelés par le réseau hydrographique. Les sources sont nombreuses, mais leurs débits sont généralement de l'ordre de 101/mn et sont soumis à de sévères étiages, voire des tarissements en période de sécheresse prolongée.

Les eaux de ces sources sont généralement de bonne qualité bactériologique, elles sont faiblement minéralisées (50 à 300 microSiemens) et à pH acide.

Il existe aussi une ressource en eau plus souterraine, identifiée à Faverolles et fournissant une dizaine de m<sup>3</sup>/h d'eau pour l'AEP. Cette ressource a été mise en évidence en 1988 par forage profond, dans des fissures ouvertes des gneiss. Ce type d'aquifère — type milieu fissuré — est susceptible de fournir une ressource intéressante, non encore prospectée dans la région.

- **Les formations volcaniques** de la partie nord-ouest de la feuille et les zones isolées vers Loubaresse fournissent de remarquables aquifères : diaclases, fissures, très perméables; les basaltes, basanites, hawaïtes sont représentés soit par plusieurs coulées superposées intercalées d'un horizon argilisé imperméable, soit par une coulée reposant directement sur le socle granitique. Les sources sous-basaltiques sont établies à l'interface basalte - gneiss ou argile. Les débits sont généralement plus importants que pour

les sources situées dans le socle. Les eaux sont en général très peu minéralisées (70-150 microSiemens) et de bonne qualité bactériologique, mais très vulnérables à la pollution superficielle.

• **Les formations sédimentaires miocènes**, représentées par des sables à chailles répartis selon quelques lambeaux entre La Gazelle (commune d'Anglards-de-Saint-Flour) et Lair (commune de Loubaresse), constituent un aquifère exploité par puits. Ces puits, qui alimentent des habitations particulières et jalonnent la voie ferrée, ont été creusés à l'époque de la construction de celle-ci.

Cet aquifère peu productif et très vulnérable à la pollution superficielle n'est presque plus exploité actuellement.

### *HYDROTHERMALISME ET GÉOTHERMIE*

La feuille Chaudes-Aigues comporte de nombreuses sources thermales et minérales : de Sainte-Marie à l'Ouest en passant par Chaudes-Aigues jusqu'à Montchanson, Magnac, Loubaresse, Le Terran à l'Est. Toutes ces sources, à la seule exception de Sainte-Marie, se situent dans les gneiss à biotite et sillimanite de l'unité para-autochtone, non loin de la limite cartographique nord du massif granitique de la Margeride, et sont spatialement associées à des champs filoniens de quartz, microgranite et porphyrite.

Ces eaux carbogazeuses, de type bicarbonaté sodique, caractéristiques des eaux minérales d'Auvergne, acquièrent leur minéralisation dans les formations métamorphiques ou granitiques ; elles émergent à la faveur d'accidents tectoniques : fractures, failles et filons de microgranite et de quartz. Le gaz carbonique accompagnant les eaux a une origine profonde—volcanique ou magmatique —, attestée par les débits importants de CO<sub>2</sub> et la composition isotopique du carbone du CO<sub>2</sub>.

Les eaux carbogazeuses froides de Sainte-Marie, Magnac, Loubaresse, Le Terran, comportaient des buvettes, et un embouteillage pour la source de Montchanson qui fut exploitée par autorisation ministérielle en 1890 mais a perdu son agrément en 1958. Aucune d'entre elles n'est actuellement exploitée et ces sources demeurent difficilement accessibles.

Seule Chaudes-Aigues a gardé sa vocation thermique, développée, selon la légende locale, depuis l'antiquité : géothermie et thermalisme. Depuis le 13<sup>e</sup> siècle, une trentaine de petites sources, fournissant journallement 15 m<sup>3</sup> d'eau, dont la température va de 50 à 82 °C, sont exploitées pour le chauffage d'habitations et, depuis plusieurs dizaines d'années, au chauffage de l'établissement thermal, du collège et de la piscine municipale.

Plus récemment, en 1980, la première microcentrale électrique française ayant comme source d'énergie la géothermie, a été installée à Chaudes-Aigues par le groupe BRGM-SOFRETES, sur financement du ministère de l'Industrie. Essentiellement à caractère démonstratif, cet appareil utilise le principe de Carnot avec un fluide à bas point d'ébullition (fréon) qui, par sa vaporisation, agit sur une turbine couplée à un alternateur. Le retour du

fluide à la phase liquide s'effectue par refroidissement au moyen des eaux pompées dans le Rementalou. La microcentrale a utilisé une partie de la source du Par et produit de l'ordre de 20 kW.

L'établissement thermal utilise la source « du Par » et le forage du « Moulin du Ban », autorisés par arrêtés ministériels de 1884 et 1973, protégés par un périmètre de 19,16 hectares. Ils produisent 21 m<sup>3</sup>/h d'eau à la température de 80,5 et 71°C.

Les eaux, de type bicarbonaté sodique, atteignent environ 1 g/l de minéralisation totale, et sont accompagnées de gaz libres : CO<sub>2</sub> = 89 % ; N<sub>2</sub> = 10% ; gaz rares et hydrocarbures naturels = 1% (tableau ci-dessous).

<i>Sources autorisées</i>	<i>T°C</i>	<i>Cations en mg/l</i>				<i>Anions en mg/l</i>					
		<i>Ca</i>	<i>Mg</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>Li</i>	<i>HCO3</i>	<i>Cl</i>	<i>SO4</i>	<i>F</i>	<i>SiO<sub>2</sub></i>
Forage du Moulin du Ban	71	22	7	253	31	7,8	671	75	22	3,2	84
Lestande 1 ou de l'Hospice	70,5	20	6	236	23	0,8	601	66	19	-	88
Lestande 2 ou du Lavoir public	70,5	22	7	270	29	0,8	683	76	21	-	100
du Par	80,5	22	7	250	30	0,8	708	76	17,5	3,6	77

Seule l'eau est exploitée à l'établissement thermal, dont les premières indications sont la rhumatologie et l'arthrose. Le nombre de curistes s'est élevé à 2 500 pour l'année 1990.

## *MATÉRIAUX DE CARRIÈRES*

### **Basaltes pour granulats concassés**

Les matériaux les plus activement exploités sont les basaltes qui fournissent des granulats concassés pour viabilité. Actuellement, les carrières de la Plaine-de-Boissières (commune de Chaudes-Aigues, au Sud-Ouest) et de Ribassou (commune de Faverolles, au Sud-Ouest) sont les seules à présenter une activité notable et régulière (de l'ordre de 10 000 à 30 000 tonnes/an).

### **Sables et graviers alluviaux**

Les sables et graviers des alluvions de la Truyère ont été extraits à la limite amont des réservoirs des barrages EDF de Sarrans et de Grandval.

Pour le premier, il s'agit de la sablière de la Thioule (commune de Chaudes-Aigues, au Nord-Est), près de Lanau, qui a cessé officiellement son activité en 1988 ; elle était de 66 000 à 90 000 tonnes/an. D'autre part, en 1979, la vidange du réservoir de Sarrans a été mise à profit pour extraire massivement les graviers de la Truyère à l'amont du Pont-de-Tréboul (Sud de Sainte-Marie).

Pour celui de Grandval, c'était la sablière de Longevialle (commune de Chaliers, au S SE), abandonnée en 1983.

### **Pierres du socle cristallin ou cristallophylien**

De petites carrières d'intérêt très local, communales ou privées, ont une activité épisodique, en fonction des besoins (la notion de carrière exploitée ou abandonnée est ici toute relative). Elles fournissent des matériaux pour moellons, pour l'empierrement des chemins, parfois aussi de l'arène utilisée comme « sable », pour les allées et les cours. On en rencontre surtout dans le granite du Pont-de-Tréboul, mais aussi dans celui de la Margeride et parfois dans les gneiss.

### **Feldspath et quartz pour céramique**

Pendant la période d'après guerre et jusqu'en 1985, les feldspaths potassiques des pegmatites granitiques et accessoirement le quartz, ont été très recherchés pour la céramique, en particulier par la société Denain-Anzin Minéraux établie à Saint-Chély-d'Apcher.

Le feldspath était exploité à Oyex (commune d'Anterrieux au Sud-Est, sur la feuille Nasbinals) et aux Travers (commune de Saint-Marc, à l'Ouest, près de La Bessière), autrefois aussi près de Saint-Just.

Le quartz était exploité à Noviale (commune d'Anterrieux, à l'ESE).

### **Sables**

Les sables et graviers miocènes ont fait autrefois l'objet de quelques extractions, comme celle dont on retrouve les traces à l'Ouest de Faverolles.

## *GÎTES MINÉRAUX*

La région concernée est assez pauvre en minéralisations ; celles-ci sont généralement de faible volume, peu diversifiées et leur paragenèse simple, souvent même monominérale. La nature de ces minéralisations varie en fonction de la lithologie des roches encaissantes :

—l'unité constituée par le *groupe leptyno-amphibolique* qui affleure dans la partie nord de la feuille et l'ensemble des roches volcaniques qui la recouvre largement dans le quart nord-ouest, ne renferment aucun indice connu de minerais ;

—l'unité des *gneiss à biotite et sillimanite*, qui encaisse le granite de la Margeride et affleure selon une bande médiane NE-SW parallèle à la bordure septentrionale de celui-ci, renferme peu d'indices ou gisements minéralisés. Les minéralisations de cette unité appartiennent à deux types de paragenèse :

- les minéralisations à galène (parfois accompagnée de blende),
- les minéralisations à pyrite et mispickel dominants ;

— l'unité constituée par l'ensemble *des formations granitiques* du massif de la Margeride renferme un grand nombre d'indices minéralisés dont certains présentent un intérêt économique modeste. Les minéralisations de cette unité, qui occupe le quart sud-est de la feuille, appartiennent à deux types de paragenèse :

- les minéralisations uranifères, nombreuses et relativement bien groupées,
- les minéralisations à cassitérite (et parfois wolframite), rares et dispersées.

### **Minéralisations à galène (et parfois blende)**

La principale formation de ce type est le gisement de *Magnac* (commune de Fridefont, Cantal) qui donna lieu à une petite exploitation artisanale entre 1892 et 1903. Il est situé 1 km à l'Est du hameau de Brugeire, dans la vallée du Bès. Les haldes des puits sont encore visibles sur la rive gauche, la partie aval de la mine est noyée par les eaux de la retenue du barrage de Granval.

Cinq filons plus ou moins parallèles, à pendage NW, répartis selon une bande de 150 m de large, orientés NNE, affleurent dans la zone broyée qui correspond au passage de la grande fracture subméridienne qui jalonne le Bès à l'intérieur du granite de la Margeride et dans son encaissant proche. Dans une gangue essentiellement quartzreuse, mais comportant localement de la barytine, la minéralisation est principalement composée de galène et de blende massives ; la chalcopryrite est fréquente en remplissage des fissures des sulfures précédents, parfois accompagnée de traces de pyrite et de marcassite. Le mispickel, indépendant et xénomorphe, est parfois présent en faible quantité dans certains échantillons recueillis sur les haldes.

Trois autres occurrences appartenant à ce type de minéralisation sont également à signaler : *Grandval* (commune de Fridefont, Cantal), où un petit filon découvert lors de la construction du barrage (et maintenant noyé par la retenue) renferme de la galène massive et oxydée accompagnée de cérusite et d'anglésite ; *Montclergues* (commune de Maurines, Cantal) où 300 m à l'Ouest du hameau, en bordure de la D13, une zone broyée orientée N120° renferme de la galène accompagnée de traces de pyrite et de mispickel ; *Auzolles* (commune d'Espinasse, Cantal) où, 600 m au Sud-Ouest du hameau, une zone broyée, peu puissante, orientée N 80°, renferme de la galène massive.

### **Minéralisations à pyrite et mispickel dominants**

Si ces minéraux sont souvent présents, sous forme de traces, dans la plupart des minéralisations plombées ou uranifères de cette région, le seul endroit où ces sulfures sont en quantité plus importante et représentent l'essentiel de la minéralisation est le petit gisement de *Sansard* (commune de Chaudes-Aigues, Cantal) qui, pour cette raison, fit l'objet de quelques travaux de reconnaissance pour or au début du 20<sup>e</sup> siècle (de 1902 à 1911). Les galeries de recherche se situent de part et d'autre du Remontalou, au Sud de Chaudes-Aigues, en amont de ce qui est maintenant la décharge publique.



Dans un compartiment de gneiss à biotite et sillimanite délimité par des failles NW-SE que jalonnent des filons de microgranite, un lacs de petits filons de quartz (une douzaine), à pendage E ou W et d'orientation générale NNE-SSW, traverse le ruisseau du Remontalou. Ces filons renferment de la pyrite massive accompagnée de marcassite, de pyrrhotite et de mispickel en fins cristaux millimétriques. À noter également la présence de traces de chalcopyrite et de rutile disséminées dans la gangue. L'or n'a jamais été décelé dans les échantillons que nous avons examinés. Entre 1903 et 1912, 1300 m de galeries ont fourni 50 t de minerai, traité sur place pour en extraire l'acide arsénieux, dans une usine alimentée en énergie par un barrage hydroélectrique installé sur le Remontalou. La concession a été fermée par le Service des mines en 1912.

### **Minéralisations uranifères**

Elles sont les plus nombreuses de la région, vingt-quatre indices ou groupes d'indices sont répertoriés sur la feuille Chaudes-Aigues. Ce sont, pour la plupart, de maigres occurrences ne présentant pas ou trop peu d'intérêt économique, comme l'ont démontré les travaux de reconnaissance nombreux et parfois poussés dont elles ont fait l'objet à l'époque où l'uranium était un minerai activement recherché. Ces minéralisations sont toutes situées à l'intérieur du granite de la Margeride ou sur sa bordure septentrionale. Elles sont de type filonien et conditionnées par deux facteurs principaux : la présence de faciès leucogranitiques, particulièrement fréquents dans ce secteur ; l'existence de zones d'intense fracturation qui affectent profondément le bâti rigide que constitue l'ensemble granitique. C'est en particulier le cas tout au long de la vallée du Bès qui, en aval de Saint-Juéry, change brusquement de cap pour serpenter vers le Nord en empruntant une large zone de fracturation sensiblement N-S dont les cisaillements provoquent des ouvertures généralement NE-SW. Les minéralisations uranifères y sont encaissées par les leucogranites ou accompagnent les filons de quartz, de porphyrite ou de microgranite. Le minerai peut aussi être dispersé dans de fines diaclases de roches saines ou dans des argiles et mylonites de zones broyées.

Dans certains cas, les leucogranites et le granite porphyroïde sont épisytés : déquartzification totale de la roche accompagnée ou suivie d'une métasomatose alcaline. Dans le cadre de cette feuille, ces formations sont généralement stériles; signalons toutefois la présence d'une épisytite minéralisée avec chalcopite supergène abondante 300 m au Sud-Ouest de Plagnes (commune du Bacon). La déquartzification de ces granites a pu être datée à  $283 \pm 7$  Ma (Galvier, Caen-Vachette et Cathelineau, inédit).

Les minéralisations uranifères sont essentiellement constituées d'autunite, la chalcopite parfois présente est toujours beaucoup plus rare. À ces phosphates d'uranium peuvent être associés quelques sulfures en proportion généralement très faible : de la pyrite et des traces de mispickel ou de galène souvent altérée en césusite. Les gîtes d'uranium les plus importants (bien que d'envergure modeste) sont ceux de Beaumas, de Valiette (commune de Maurines, Cantal); du Bès (commune d'Arzenc-d'Apcher, Lozère) ; du puech Mijot et du Terran (commune de Loubresse, Cantal).

Ils font tous actuellement l'objet d'une exploitation minière par la Compagnie française de Mokta (CFM).

### **Minéralisations à cassitérite et parfois wolframite**

Aucun filon de ce type « départ acide » n'est connu dans cette partie du massif granitique de la Margeride ou à sa périphérie immédiate sur la feuille Chaudes-Aigues où le niveau d'érosion actuel est déjà très profond. Cependant, il convient de noter que ces minéralisations typiquement granitiques ne sont pas totalement absentes de la région. En effet, certains ruisseaux qui drainent les secteurs riches en faciès leucogranitiques namuriens, caractérisés par la présence de muscovite + biotite + cordiérite, renferment des alluvions dont les teneurs en cassitérite (et plus rarement en wolframite), sans atteindre le niveau économique, n'en sont pas moins anormalement élevées. Signalons principalement : le ruisseau de Champ, en amont d'Anterrieux ; le ruisseau d'Arzenc, en amont de Montchamp ; le ruisseau d'Albaret et son affluent, de part et d'autre du Fayet ; le ruisseau de Gourdine, en amont de Plagnes (au Sud-Est du Bacon) ; le ruisseau de Vigours, en amont et en aval de Berc.

Par opposition, les leucogranites (*s.s.*) westphaliens (298 Ma), dépourvus de cordiérite et où muscovite + tourmaline sont les minéraux accessoires dominants, ne présentent jamais de minéralisations stannifères et tungstifères, même en ce qui concerne leurs dérivés différenciés (les pegmatites qui leur sont spatialement associées). Ainsi, les minéralisations à cassitérite et wolframite, de même que les formes minéralogiquement exprimées de Nb, Ta, As, Cu et Zr - Hf, sont à rattacher à la présence de liquides résiduels du granite porphyroïde : faciès ultimes leucogranitiques et pegmatites namuriennes (325 Ma).

Les caractéristiques des gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans le tableau 5, en annexe.

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### **SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES**

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans :

— **Découverte d'une région naturelle ; la Planèze** (Cantal). Éd. La Maison des Volcans, Aurillac (1979).

— **Guide géologique régional: Massif central**, 2<sup>e</sup> éd. (1978) par J. M. Peterlongo et A. de Goër de Herve, Paris: Masson édit.; *itinéraire 16*: Murat, Prat-de-Bouc, Saint-Flour et environs.

— **Guide géologique régional ;Causses, Cévennes, Aubrac**, 2<sup>e</sup> éd. (1980), par J. Rouire et C. Rousset. Paris : Masson ; *itinéraire 11* : la partie occidentale des monts d'Aubrac ; *itinéraire 12* : les monts d'Aubrac, de St-Geniez à Chaudes-Aigues.

— **Guide géologique régional: Le volcanisme en France**, par R. Brousse

et C. Lefèvre (1990). Paris : Masson ; *itinéraire 11* : Cantal.

— **26<sup>e</sup> Congrès géologique international**, Paris, 1980, G 18-1: France. Introduction à la géologie du Massif central. Livret-guide excursion 116 A : Le volcanisme du Massif central—Vivarais, Velay, Auvergne (4<sup>e</sup> journée). Publié dans *Rev. sciences nat. Auvergne*, vol. 45 (1979).

— **Chaudes-Aigues et ses environs** : Géologie, hydrologie, minéralogie (1981) par J.P. Gibert. Coll. « le Touriste en Auvergne » n° 60. Éd. G. de Bus-sac, Clermont-Ferrand.

### BIBLIOGRAPHIE

ARTHAUD F., MATTE P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.

BAUBRON J.-C., DEMANGE J. (1977) - Chronologie absolue de quelques formations volcaniques du centre du strato-volcan du Cantal (Massif central français). Méthode potassium-argon. Implications volcanologiques. Rapport BRGM 77 SGN 268 MGA/GTH.

BAUDIN D. (1843) — Statistique minéralogique du département du Cantal.

BELLON H. (1971) — Datations absolues des laves d'Auvergne par la méthode K-Ar. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Orsay, 68 p.

BELLON H., GIBERT J.P. (1975) - Datations absolues du contexte géologique de l'aire d'émergence des eaux hyperthermales de Chaudes-Aigues, Cantal, France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 280 D, p. 1849-1852.

BELLON H., GIBERT J.P. (1979) - Aperçu géochronologique (K-Ar) du volcanisme Nord-Margeride, Massif central, France. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1, p. 16-19.

BERTHIER (1820) — Analyse de l'eau de deux sources minérales de Chaudes-Aigues (Cantal). *Ann. des Mines*, 5, p. 499.

BLAIS S. (1972) — Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal : géologie du Carladès. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Orsay, 150 p. + annexes.

BOISSE de BLACK Y. (1925-1928) - Révision de la feuille Saint-Flour. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 1925, t. 29, n° 158, p. 123-127 ; 1926, t. 30, n° 162, p. 134-139 ; 1928, t. 31, n° 166, p. 132-136.

BOISSE de BLACK Y. (1951) - Les glaciations de l'Auvergne. Massifs du Cantal, Cézallier, Mont-Dore. Étude géographique et géologique. 1 vol., 135 p. Aurillac: Impr. Moderne.

BOUDON G., GOËR de HERVE A. (de) (1978). - Leucitonéphélinites et basanites à leucite dans le Nord et l'Est du Cantal (Massif central français). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 286, p. 1645-1648.

BOUDON G. (1979) — Volcanologie et pétrologie des planèzes septentrionales du Cantal (Massif central français) (feuilles 1/50 000 Murat et Saint-Flour). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 243 p. + annexes.

BOUDON G., CANTAGREL J.M. (1981) - Données géochronologiques sur quelques laves à leucite des planèzes du Cantal (Massif central français). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5-6, p. 171-174.

BOULE M. (1896). - Le Cantal miocène. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 8, n° 54, p. 213-248.

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.

BOURDIER J.L., GOËR de HERVE A. (de), RANÇON J.P., VINCENT P.M. (1989) — Volumineux dépôts d'avalanches de débris sur les versants sud et ouest du massif du Cantal. Implications stratigraphiques et volcano-structurales. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 309, p. 2127-2133.

BOUT P. (1961) — Le remplissage du bassin du Malzieu (Lozère) et ses enseignements sur la morphogénèse du Massif central. *Revue d'Auvergne*, Clermont-Ferrand, 76, 1, p. 11-26.

BRGM (1972)—Atlas des ressources du sous-sol du département du Cantal, possibilités d'utilisation industrielle.

BRGM (1975) — Inventaire des ressources naturelles du département du Cantal : ressources minières, matériaux de carrière, sources minérales et thermales. Rapport BRGM 75 SGN 096 MCE.

BRIAND B., GAY M. (1978) - La série inverse de Saint-Geniez-d'Olt : évolution métamorphique et structurale. *Bull. BRGM*, 3, p. 167-186.

BURG J.-P. (1977) — Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 79 p. + annexes.

BURG J.P., MATTE P. (1977) — Déformations hercyniennes et rétro-morphose dans la série leptyno-amphibolique du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère (Massif central français). *C.R. Acad. Sci*, Paris, 2840, p. 787-790.

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

CAMUS G., BOIVIN P., GOËR de HERVE A. (de), GOURGAUD A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.-M. (1980) - Le phréatomagmatisme. Rapport PIRPSEV (CNRS et INAG), Paris, 31 p.

CAMUS G., BOIVIN P., GOËR de HERVE A. (de), GOURGAUD A., KIEFFER G., MERGOIL J., VINCENT P.-M. (1981) - Le Capelinhos (Faial, Açores) vingt ans après son éruption : le modèle éruptif « surtseyen » et les anneaux de tufs hyaloclastiques. *Bull. volcanologique*, Rome, vol. 44, n° 1, p.31-42.

CARIOUX L. (1964) — Les gîtes et indices uranifères des régions médianes et sud du Massif central. *In* : « Les minerais uranifères français », t. 3, vol. 1, p. 78-81.

CHESWORTH W., DEJOU J., KIMPE C. de, MACIAS-VASQUEZ F., CANTAGREL J.M., LARROQUE P., GARCIA-PAZ C, GARCIA-RODEJA E., QUANTIN P. (1983) - Étude de paléosols rouges développés sur les basaltes miocènes du Massif central français. Principales caractéristiques physico-chimiques de ces pédogenèses. *Cahiers ORSTOM*, sér. Pédol., 20, 3, p. 189-208.

COINÇON R. (1972) — La bordure occidentale de la Margeride de Neussargues à Saint-Alban. Étude géomorphologique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle (géogr.), Clermont-Ferrand, 218 p.

COINÇON R., TARDY Y., GODARD A. (1976) - Les enseignements d'ordre morphogénique et paléoclimatique apportés par l'étude des bassins de l'Ouest de la Margeride. *Rev. géomorph. dynam.*, t. 25, n°3, p. 81-91.

COLIN F. (1960) — Le plateau de Julliangues et ses bordures (Lozère). Dipl. ét. sup., Clermont-Ferrand, 57 p.

COLIN F. (1966 et 1971) — Étude géologique du volcanisme basaltique de l'Aubrac (Massif central français). Thèse État, Clermont-Ferrand (1966). *Mém. BRGM*, n°62 (1971), 250 p. + 1 carte h.t.

COLLECTIF (1986) — Les richesses du sous-sol en Auvergne et Limousin. Édité par la ville d'Aurillac.

COUTURIÉ J.P. (1977) — Le massif granitique de la Margeride (Massif central français). Étude pétrographique, géochimique et structurale. Thèse État, Clermont-Ferrand. *Annales scient. univ. Clermont-Ferrand*, n° 62,320 p.

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

COUTURIÉ J.P., CAEN-VACHETTE M. (1980) - Âge westphalien des leucogranites recoupant le granite de la Margeride (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 291 D, p. 43-46.

DEJOU J., CHESWORTH W. (1979) - Nouvelles observations concernant l'évolution géochimique superficielle des basaltes miocènes du bassin d'Aurillac (Cantal). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 288 D, n°3, p. 295- 298.

DELORT J.B. (1901) — Dix années de fouilles en Auvergne et dans la France centrale. Lyon : A. Rey et cie édit., 84 p., 40 pl.

DELPUECH A., FERNANDES P. (1983) - Préhistoire du massif cantalien : données récentes et essai sur la dynamique du peuplement. *Bull. Soc. anthropologie Sud-Ouest*, t. XLI, pp. 1-44, 20 fig.

DEMAY A. (1942) — Microtectonique et tectonique profonde. *Mem. Serv. Carte géol. Fr.*, 260 p.

DEMAY A. (1945) — Sur les formations cristallophylliennes, et cristallines de la Haute-Vallée de l'Allier. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 11-12, p. 158-160.

DEMAY A. (1946) — Sur la nappe antéstéphanienne de la Margeride dans la région médiane du Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 222, pp. 1119-1121.

DEMAY A. (1948a) — Tectonique antéstéphanienne du Massif central. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 246 p.

DEMAY A. (1948b) — Sur la nappe antéhercynienne, probablement précambrienne de l'Auvergne et du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 226, p. 825-827.

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

EMBERGER E., PÉRICHAUD J. J. (1979) - Carte des ressources minérales du Massif central, 1/1000 000, introduction à la connaissance des gisements miniers. Orléans : BRGM édit.

FONTAINE-VIVE M. (1981) -Volcanologie et pétrologie de la haute vallée du Brezons et des planèzes adjacentes (massif du Cantal). Étude de l'analogie de cristallisation des pegmatitoïdes et des lingots métalliques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 336 p.

FORESTIER F.H. (1961) — Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif central français). Thèse, Clermont-Ferrand. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* (1964), n°271, t. LIX, 281 p. + cartes h.t.

FORESTIER F.H. (1964) — Les péridotites serpentinisées de France. Groupe I : péridotites intracristallines. Fasc. IV : Massif central médian, bassin du Haut-Ailier. Orléans : BRGM édit.

GAUTRAND C, BARBIER L. (1972) - Note préliminaire sur les dolmens du Cantal et de la Haute-Loire. *Revue de la Haute-Auvergne*, Aurillac, t. 43, fasc.2, 7 p., 7 photos.

GEFFROY J., KRAUT F. (1952) - Signification génétique de l'adulaire dans le gisement plombo-zincifère de Magnac. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 14, p. 304-306.

GIBERT J.-P. (1972) - Géologie de la basse-vallée de l'Authre et des plateaux environnants (Cantal). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Orsay, 238 p.

GIBERT J.P., SOREL D., VERGELY P. (1975) - Tectonique cassante polyphasée et émergences d'eaux hyperthermales : le site de Chaudes-Aigues (Cantal). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 629-636.

GLANGEAUD P. (1921) - Sur le Plomb-du-Cantal, grand volcan autonome. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t.173, p. 919-921.

GLANGEAUD P. (1922) - Le bassin oligocène effondré de Saint-Flour - Le Malzieu. La Truyère miocène, affluent de l'Allier. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 174, p. 401-404.

GOËR de HERVE A. (de) (1966) - Données nouvelles sur la genèse de la planèze de Saint-Flour (Massif volcanique du Cantal). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 263, p. 1936-1939.

GOËR de HERVE A. (de) (1971) - Corrélations entre formes et dépôts glaciaires dits « des vallées » et « des plateaux » dans l'Est du massif volcanique du Cantal, Massif central français. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1971,3, p. 260.

GOËR de HERVE A. (de) (1972) - La planèze de Saint-Flour (Massif volcanique du Cantal, France). Vol. I - Structure et stratigraphie, 254 p., 84 fig. Vol. II - Formes et dépôts glaciaires, 213 p., 41 fig. *Annales scient. univ. Clermont-Ferrand*, n°47 et 48.

GOËR de HERVE A. (de) (1980) - Le Cantal. In : « Géologie des Pays européens. France, Belgique, Luxembourg ». Paris : Dunod édit.

GOËR de HERVE A. (de) (1980) - Les « sables à chailles » infracantaliens. Recherche d'un aquifère sous la planèze de Saint-Flour. Rapport inédit (SRAE, Clermont-Ferrand).

GOËR de HERVE A. (de), ÉTIENNE R. (1990) - Le contact Margeride - Cézallier - Cantal, les incidences de la tectonique et du volcanisme sur la sédimentation et l'hydrographie. *Bull. rhod. de géomorphologie*, Lyon.

GOËR de HERVE A. (de), BAUBRON J.C., CANTAGREL J.M., MAKHOUL J. (*en prép.*) — Synthèse géochronologique sur le volcanisme basaltique de l'Aubrac et des régions avoisinantes.

GRAND J. (1956) — La planèze de Saint-Flour, étude morphologique. Dipl. ét. sup. (géographie), Clermont-Ferrand, 61 p.

GROUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Doc. lab. géol. fac. sci. Lyon*, h.s., n°5, 210 p., 42 cartes.

HENOU B. (1973) — Les sources minérales et thermales du Cantal : leur cadre géologique. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 133 p.

JUNG J. (1936) — Sur les gneiss à sillimanite de Chaudes-Aigues (Cantal). *Rev. sci. nat. Auv.*, II, (4), p. 178.

JUNG J. (1946) — Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1 vol., 372 p.

JUNG J., Symposium (1971) — Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français. Clermont-Ferrand : Plein-Air Service édit, 610 p., 154 fig.

LABOUE M. (1982) — Étude structurale du massif granitique de la Margeride, Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 170 p.

LACROIX A. (1916) — Les verres volcaniques du massif du Cantal. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t.163, p. 406-411.

LAFON J.M., RESPAUT J.P. (1986) - Leucogranites et géochronologie U-Pb sur zircons et monazites. 11<sup>e</sup> R.S.T., Clermont-Ferrand. Soc. géol. France édit., p. 103.

LAFON J.M., RESPAUT J.P. (1988) - Géochronologie U-Pb et leucogranites varisques : cas des massifs de Grandrieu (Lozère) et de la Porcherie (Limousin), Massif central français. *Bull. minéral.*, III, 2, p. 225-237.

LAMEYRE J. (1966) — Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. Thèse État, Clermont-Ferrand. *Ann. scient, univ. Clermont-Ferrand*, n°29, 263 p.

LAPADU-HARGUES P. (1951) - La structure du socle hercynien au Sud du massif du Cantal. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 49, n°232, p. 179-191.

LAPADU-HARGUES P. (1953) - Note sur la constitution du dépôt de la source du Par de Chaudes-Aigues (Cantal). *Rev. sci. nat. Auv.*, 1-2, p. 25.

LARROQUE P. (1975) - Contribution à la géologie du Cantal : le versant droit de la moyenne vallée de l'Authre et la région d'Ayrens. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Orsay, 235 p.

LASNIER B. (1977) — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. Thèse État, Nantes, 341p., 81 pl.



LASSERRE M., TEMPIER P., PHILIBERT J. (1980) - Géochronologie Rb/Sr d'une intrusion cambrienne de la région de Saint-Flour (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, D, p. 737-740.

LAUNAY L. (de) (1906) — Observations géologiques sur quelques sources thermales : Chaudes-Aigues—Mont-Dore. *Ann. des Mines* IX 10, p. 5.

LAVOCAT R. (1945) - Sur l'âge des dépôts lacustres du bassin de Saint-Flour et du bassin de Brioude. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 221, p. 583-585.

LAVOCAT R., MICHEL R., REY R. (1949) - Âge des dépôts sédimentaires des environs de Saint-Flour (Cantal). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 228, p. 191-192.

LE GRIEL A. (1988) — L'évolution géomorphologique du Massif central français. Essai sur la genèse d'un relief. Thèse État (géographie), Lyon II, 3 vol., 768 p., 112 fig.

LORMAND C. (1925-1927) - Analyse chimique de l'eau de Chaudes-Aigues (Cantal). *Ann. Inst. hydro. climat.*, III, p. 111 et V, p. 64.

MARTY P. (1937) — Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 39, n° 193, p. 1-29.

MAURIZOT-BLANC C. (1974) - Étude des formations volcaniques de la cuvette de Murat et de la vallée de la Chevade. Étude pétrographique et pétrochimique des basaltes miocènes et pliocènes de la planèze de Saint-Flour (Cantal). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 211 p.

MAURY R.C., VARET J. — Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. *In* : « Géologie de la France », Colloque C7 du 26<sup>e</sup> CGI. *Mém. BRGM* n° 108.

MELOUX J. — Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500 000, feuille Lyon. Orléans : BRGM édit.

NICOLLET C, LEYRELOUP A. (1978) - Pétrologie des niveaux trondhjémiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif central français. *Can. J. Earth. Sci.*, 15, p. 696-707.

NIVET V. (1855) — Les eaux minérales du Cantal. Dict. stat. et hist. du Cantal, p. 405-452.

PESME M.-F. (1974) - Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional et du Nord de l'Aubrac. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Orsay, 204 p.

PIERROT R., PICOT P., PÉRICHAUD J.-J. (1971) - Le Cantal. Coll. «Inventaires Minéralogiques de la France». Orléans : BRGM édit., 112p., 91 croquis de localisation.

PIN C., LANCELOT J. (1978)—Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif central : les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XX, 2 p. 203-208.

PIN C. (1979) — Âge à 482 Ma des roches orthodérivées du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (Lozère, Massif central français) déterminé par la méthode U-Pb sur zircons. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 288, série D, p. 291-294.

PIN C. (1979) — Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphanienues de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 205 p.

PIN C. (1981) — Old inherited zircons in two syn-kinematic variscan granitoids: the «granite du Pinet» and the «orthogneiss de Marvejols» (Southern French Massif Central). *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, 142, p. 27-48.

PIN C, LANCELOT J. (1982) - U-Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol*, 79, p. 1-12.

RAMES J.B. (1886) — Note sur l'âge des argiles du Cantal et sur les débris fossiles qu'elles ont fournis. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 357.

REILLE M., BEAULIEU J.L. (de), PONS A. (1985) - Recherches pollanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation du Cézallier, de la planèze de Saint-Flour et de la Margeride (Massif central, France). *Pollen et Spores*, 27, 2, p. 209-270.

RESPAUT J.P. (1984) — Age and genetic relationship of two variscan granites and their associated basic xenoliths. E.C.O.G. VIII. *Terra Cognita*, 4, p. 196.

RESTITUITO J. (1971) - La vallée de la Truyère entre Garabit (Cantal) et Sarrans (Aveyron), Massif central français. Le métamorphisme à muscovite-sillimanite, les niveaux sédimentaires et les ressources thermales. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand, 175 p. + annexes.

REY R. (1949) — Stratigraphie des bassins tertiaires de Saint-Alban et du Malzieu (Lozère), de Saint-Flour et de Neussargues (Cantal). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, p. 63-65.

REY R. (1967) — Les formations sédimentaires à l'E et à l'W du massif du Cantal. *Rev. Haute-Auvergne*, Aurillac, t. 40, p. 616-621.

REY R. (1973) — Biostratigraphie des formations sédimentaires du Cantal. *Revue scientifique Bourbonnais*, p. 77-128.

ROQUES M. (1941) — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 530 p.

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, 198 p.

SIMON-COINÇON R., GOËR de HERVE A. (de), GINSBURG L. (1981) - Première découverte d'un fragment de rhinocérotidé dans les « sables à chailles » du bassin de Saint-Flour (Cantal). *Rev. sci. nat. Auvergne*, vol. 47, p. 31-42.

SURGET C. (1984) — Les concentrations uranifères intramétamorphiques sous les paléosurfaces antémésozoïques et cénozoïques de Lozère. Thèse, Nancy.

VALADAS B. (1984) — Les hautes terres du Massif central français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse. État, Paris I, 2 vol., 927 p.

VATIN-PERIGNON N. (1968) - Les formations éruptives et la structure de l'édifice volcanique au centre du Cantal (Massif central français). *Bull. volcanologique*, Rome, t. 32, p. 207-251.

VAZIRI H.-M. (1973) — Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal: géologie de Mur-de-Barrez. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Orsay, 91p.

VEYRET Y. (1978) — Modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français. Thèse, Paris 1, 2 vol., 783 p. Éd. Presses universitaires de Lille, 1981.

VEYRET Y. (1980) — L'englacement quaternaire de la montagne auvergnate. *Revue d'Auvergne*, Clermont-Ferrand, t. 94, n°1, p. 33-58.

WATELET P. (1976) - Étude volcanologique de la Haute-Vallée de la Sautoire (Cantal, Massif central français). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 220 p.

### **Carte géologique de la France à 1/320000 (BRGM édit.)**

Feuille *Rodez* (1955)

### **Carte géologique de la France à 1/80000 (BRGM édit.)**

Feuille *Saint-Flour* : 1<sup>re</sup> édition par F. Fouqué (1882) ; 2<sup>e</sup> éd. par M. Boule, Y. Boisse de Black (1932) ; 3<sup>e</sup> éd. par P. Lapadu-Hargues (1964).

### **Carte géologique de la France à 1/50000 (BRGM édit.)**

Feuille *Aurillac*, par R. Brousse et coll. (1980).

Feuille *Brioude*, par B. Lasnier, J. Marchand (1982).

Feuille *Entraygues*, par A. de Goër, S. Bogdanoff (à paraître).

Feuille *Langeac*, par J. Marchand et coll. (1989).

Feuille *Mauriac*, par R. Brousse et coll. (1989).

Feuille *Nasbinals*, par A. de Goër, J.P. Couturié (à paraître).

Feuille *Pleaux*, par R. Brousse et coll. (1977).

Feuille *Riom-ès-Montagne*, par R. Brousse et coll. (1972).

Feuille *Saint-Chély*, par J.-P. Couturié (1974).

Feuille *Saint-Flour*, par A. de Goër, P. Tempier (1990).

Feuille *Saugues*, par J.P. Couturié (1972).

Feuille *Vic-sur-Cère*, par R. Brousse et coll. (1975).

### **Carte géomorphologique à 1/50000 (CNRS édit).**

Feuille *Saugues*, par R. Coinçon (1976).

### **DOCUMENTS CONSULTABLES**

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille. Les documents peuvent être consultés :

—pour le département du Cantal, à l'agence régionale Auvergne, Campus universitaire des Cézeaux, 24, av. des Landais, 63170 Aubière Cedex;

—pour le département de la Lozère, à l'agence régionale Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier ;

—ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

### **AUTEURS**

Introduction : Alain de GOËR de HERVE, maître de conférences à l'université de Clermont-Ferrand II, avec le concours, pour l'histoire paléozoïque, de Jean-Louis DUTHOU et Christian PIN, chargés de recherches au CNRS, U.A. 10, université de Clermont-Ferrand II

Formations cristallophylliennes : Jean-Pierre BURG, chargé de recherches au CNRS, université de Montpellier.

Formations plutoniques: Jean-Pierre COUTURIÉ, maître de conférences à l'université de Clermont-Ferrand II, et A. de GOËR.

Formations sédimentaires : A. de GOËR.

Formations volcaniques : A. de GOËR.

Formations quaternaires : A. de GOËR.

Tectonique : J.P. BURG.

Évolution morphologique : A. de GOËR.

Préhistoire et archéologie : André DELPUECH.

Végétation : Maryse TORT, maître de conférences à l'université de Clermont-Ferrand II.

Hydrogéologie et hydrothermalisme: Francine MERCIER, ingénieur BRGM, agence régionale Auvergne.

Matériaux de carrière : Michel TURLAND, ingénieur BRGM, agence régionale Auvergne.

Gîtes minéraux: Jean-Jacques PÉRICHAUD, ingénieur BRGM, Orléans, avec le concours de Jacques GALVIER.

Documentation complémentaire : A. de GOËR.

Coordination : A. de GOËR.

## ANNEXE I : ANALYSES CHIMIQUES

### Tableau I : Basaltes

*Nonnes* C.I.P.W. calculées après correction  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , Lemaitre (1976)

*Sources*. **BG** : - H. Bellon et J.P. Gibert, 1979. Analyses R. Duret et A. Pantaloni, univ. Orsay. **MB** : C. Maurizot-Blanc, 1974. Analyses J. Sérange, S. Couturié, F. Cantagrel, univ. Clermont-Ferrand II. (\*) : Analyses nouvelles. S. Couturié et F. Cantagrel. univ. Clermont- Ferrand II.

#### Localisation des échantillons

—Seules les analyses mentionnées (•) sont prises sur le territoire de la feuille Chaudes-Aigues.

—Les analyses désignées par un numéro d'ordre correspondent aux points de prélèvement reportés sur la carte.

—Les analyses mentionnées (••) sont prises par défaut en dehors de la feuille Chaudes-Aiguës.

#### Série basaltique inférieure

- 1 (Z 5). Basanite à néphéline [ $^1\beta\text{n}$ ]. Plateau de Loubaresse, tranchée de la voie ferrée.
- 2 (CA 170). Basanite à néphéline [ $^1\beta\text{n}$ ]. Coulée inférieure du plateau d'Espinasse, ravin de Croupelle au Nord du Mas.
- 3 (C 55). Basanite (basalte) [ $^1\beta\text{n}$ ]. Coulée de Cordesse à Rochebrune, fond de la vallée de l'Épie sous Tagenac.
- A (C 498). Basalte [ $^1\beta\text{n}$ ]. Filon dans cône de scories du peuch Long, près Cordesse.
- 4 (C 522). Basanite porphyrique [ $^1_{\rho}\beta\text{n}$ ]. Puech de la Chassagne, intrusion adventive ouest.
- 5 (MO). Basalte hawaïitique [ $^1\beta\text{H}$ ]. Coulée Auriac—Faverolles inf. : carrière de Ribassou, 2 km au SW de Faverolles.
- 6 (CA 117). Basalte hawaïitique [ $^1\beta\text{H}$ ]. Coulée inf. plateau de Lieutadès, éperon sud, 500 m au Sud d'Espayrac.
- B [K3] (AU 57). Basalte hawaïitique [ $^1\beta\text{H}$ ]. Coulée inf. plateau de Lieutadès, 700 m Est de La Sauvetat.
- 7 (C 479). Hawaïite [ $^1\text{H}$ ]. Promontoire de Rochegonde.

#### Série basaltique supérieure

- 8 (01). Basanite à néphéline [ $^3\beta\text{n}$ ]. Lac de lave du peuch de la Cavale, près Montchanson.
- 9 (Ca). Basanite à néphéline [ $^3\beta\text{n}$ ]. Carrière de la Plaine-de-Boissière (montagne d'Arjalet), 2 km SW de Chaudes-Aigues.
- 10 (CH 14). Basanite à néphéline [ $^3\beta\text{n}$ ]. Filon de Bois-Grand, 1 km Sud de Sanègre.

- 11 (CH 13). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. Coulée inf. planèze de Cézens, 400 m Sud de Lieurac.
- 12 (CH 39). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. Coulée inf. planèze de Cézens, 300 m SE du château de Rochebrune.
- 13 (CH 23). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. La Champ-de-Joux, 1,3 km Nord de Gourdièges.
- 14 (C 445). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. Coulée inf. vallée de l'Épie («nappe de Paulhac»). Pontfarin.
- 15 (C 46). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. «Nappe de La Jarrige », 300 m Sud de Farges (vallée de l'Épie).
- 16 (C 487). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. Promontoire de Malefosse, 700 m Sud de Neuvéglise.
- 17 (C 514). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. Réservoir d'eau de Fressanges.
- 18 (C 190). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. Ancienne carrière bord D 57, au-dessus du château des Ternes.
- 19 (C 188). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. Tranchée D 57, au-dessus du cimetière des Ternes.
- 20 (C 523). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. «Nappe de Sériers », 200 m NW de Tarrieux (commune Lavastrie).
- 21 (C 535). Basanite à néphéline [ ${}^3\beta n$ ]. Réservoir d'eau du Buisson (plateau d'Alleuze), 1,3 km SE de Villedieu.
- 22 (CH 17). Basanite riche en enclave de socle [ ${}^3\beta \gamma$ ]. Intrusion de Laroche, 500 m SE de Pierrefiche.
- 23 (C 472). Basanite à grands nodules de péridotite [ ${}^3\beta \pi$ ]. «Nappe de Cussac», près carrefour 1050, 1,2 km ESE de Cussac.
- 24 (C 453). Basanite « semi-porphyrique » [ ${}^3\beta$ ]. Intrusion du rocher de La Jarrige.
- C (C 270). Basanite « semi-porphyrique » [ ${}^3\beta$ ]. «Nappe du Bourg », vallée de l'Épie, 1 km WSW du col de Prat-de-Bouc (feuille Murat).
- 25 (C 457). Basanite « semi-porphyrique » [ ${}^3\beta$ ]. Intrusion du rocher de la Vierge (Tagenac).
- 26 (C 508). Tachylite fluidale [ $\beta T$ ]. Projections du volcan « los Brujeiros », 1,3 km Est de Vernuéjols.
- 27 (C 529). Pegmatitoïde (de basanite ?) [P]. Volante près D 921, 1,3 km Est de Fressanges.
- 28 (CH 32). Basanite à leucite [ ${}^3\beta l$ ]. Coulée du peuch de La Loubeyre.
- 29 (CA 150). Basanite à leucite [ ${}^3\beta l$ ]. Lac de lave sommet du mont Mournac (plateau d'Espinasse).
- 30 (CA 114). Basanite à leucite [ ${}^3\beta l$ ]. Calvaire de Larbre, 500 m NW de Lieutadès.
- D [K7] (CA 116). Basanite à leucite [ ${}^3\beta l$ ]. Coulée sup. du plateau de Lieutadès, éperon 400 m SE d'Espayrac.
- E (C 592). Basalte *s.s.*, microlitique [ ${}^3\beta$ ]. «Nappe de Loubizargues », 300 m SE de Chambeyrac (feuille Saint-Flour).

- 31 (C 536). Basalte doléritique (« dolérite verte ») [ $d^3\beta$ ]. Branche sud du plateau d'Alleuze, 500 m WNW de Vibrezac.
- 32 (C 464). Basalte doléritique (« dolérite verte ») [ $d^3\beta$ ], «Nappe de Tagenac ». Virage D 990, 500 m SE de Tagenac.
- 33 (C 527). Basalte doléritique (« dolérite grise ») [ $d^3\beta$ ]. Ancienne carrière de puech de Lavastrie.
- 34 (C 400). Basalte doléritique (« dolérite grise », hawaiiite) [ $d^3\beta$ ]. Terminaison aval de la « nappe de Prat-de-Bouc », 600 m Est de Prodalanche.
- 35 (C 512). Basalte doléritique (« dolérite grise », leucobasalte hawaiiitique). « Nappe de Bouzentès », p.c. 1042, sommet de la colline « les Roches » 400 m NE de Vernuéjols.
- 36 (C 516). Pegmatitoïde de dolérite grise (P). «Nappe de Bouzentès», près D 921, 2 km Est de Vernuéjols.
- 37 (CH 19). Hawaiiite doléritique (leucobasalte) [ $^3H$ ]. Les Maisons, 400 m Sud de Fraissinet.



TABLEAU 1 : ANALYSES CHIMIQUES - BASALTES

N° ordre	1	2	3	A	4	5	6	B	7	8	9	10	11	12	13
Réf. éch.	Z5	CA170	C55	C498	C522	M0	CA117	AU57	C479	01	Ca	CH14	CH13	CH39	CH23
SiO <sub>2</sub>	42,82	43,69	44,00	45,90	42,70	44,55	47,76	46,76	47,75	42,94	42,72	42,14	43,44	45,72	42,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,54	14,66	11,70	14,70	11,95	14,45	14,55	15,05	15,25	11,83	12,84	11,79	12,78	13,82	13,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,66	13,74	7,35	8,00	6,40	6,82	11,87	12,08	7,30	4,97	3,55	14,39	13,54	13,36	13,28
FeO	7,31	—	7,00	5,75	7,75	4,81	—	—	4,95	6,82	8,19	—	—	—	—
MgO	8,57	7,86	9,90	6,25	10,20	4,79	8,07	6,97	5,30	12,28	11,50	10,61	10,80	8,68	8,88
CaO	11,42	12,41	10,05	10,40	11,15	9,99	10,31	9,19	8,80	10,19	10,97	11,48	11,00	10,32	11,91
Na <sub>2</sub> O	3,61	2,47	3,20	2,35	3,10	3,15	3,27	3,22	3,50	4,05	3,13	2,59	2,63	3,60	3,92
K <sub>2</sub> O	1,58	1,93	0,80	1,40	1,60	1,69	1,37	1,42	1,90	0,90	1,59	0,66	1,53	1,81	0,68
TiO <sub>2</sub>	3,28	2,84	2,60	2,80	3,00	3,29	2,54	2,82	2,50	2,86	3,18	3,19	3,15	3,04	3,34
MnO	0,07	0,23	0,20	0,15	0,15	0,05	0,17	0,17	0,15	0,07	0,07	0,21	0,20	0,21	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	nd	0,30	0,85	0,80	0,94	nd	nd	0,95	0,82	0,20	nd	nd	nd	nd
H <sub>2</sub> O+	1,67	0,20	2,70	0,20	1,00	2,52	1,04	1,29	1,25	1,27	2,18	2,10	2,20	0,59	1,83
H <sub>2</sub> O-	0,42	0,20	0,90	1,05	0,45	2,10	0,44	0,47	0,55	0,30	0,28	0,90	0,09	0,00	0,88
<b>Total</b>	<b>99,25</b>	<b>100,23</b>	<b>100,70</b>	<b>99,80</b>	<b>100,25</b>	<b>99,15</b>	<b>101,39</b>	<b>99,44</b>	<b>100,15</b>	<b>99,30</b>	<b>99,80</b>	<b>100,06</b>	<b>101,36</b>	<b>101,15</b>	<b>100,82</b>
Or	9,34	11,41	4,73	8,27	9,45	9,99	8,10	8,39	11,23	5,32	9,40	3,90	9,04	10,70	4,02
Ab	4,37	1,95	16,18	19,89	5,48	22,45	20,70	23,76	28,74	9,76	4,52	8,36	5,69	10,80	6,55
An	16,07	23,21	15,20	25,43	13,97	20,30	20,98	22,42	20,29	11,44	16,29	18,59	18,55	16,20	16,19
Ne	14,18	10,27	5,90	0,00	11,24	2,28	3,78	1,89	0,48	13,27	11,90	7,35	8,97	10,65	14,42
Mt	4,47	4,85	5,34	5,23	5,22	4,37	4,47	4,48	4,85	4,39	4,40	4,90	4,75	4,91	4,62
Ilm	6,23	5,39	4,94	5,32	5,70	6,25	4,82	5,36	4,75	5,43	6,04	6,06	5,98	5,77	6,34
Ap	0,71	0,00	0,71	2,01	1,89	2,23	0,00	0,00	2,25	1,94	0,47	0,00	0,00	0,00	0,00
Di(Wo)	16,21	16,01	13,74	8,84	15,30	9,91	12,60	9,68	7,42	14,32	14,19	16,02	15,04	14,61	17,91
Di(En)	10,84	9,92	8,68	5,05	9,90	5,85	8,34	6,20	4,22	10,19	10,06	10,62	10,26	9,58	11,83
Di(Fs)	4,16	5,15	4,20	3,40	4,37	3,58	3,35	2,84	2,88	2,88	2,90	4,23	3,60	4,01	4,79
En	0,00	0,00	0,00	4,39	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fs	0,00	0,00	0,00	2,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	7,36	6,77	11,20	4,30	10,86	4,26	8,24	7,82	6,29	14,29	13,02	11,08	11,66	8,44	7,21
Fa	3,11	3,87	5,98	3,19	5,28	2,87	3,66	3,95	4,73	4,45	4,14	4,86	4,51	3,90	3,22
DI	27,89	23,62	26,81	28,16	26,17	34,71	32,57	34,04	40,44	28,36	25,81	19,60	23,70	32,15	24,99
ALC	5,19	4,40	4,00	3,75	4,70	4,84	4,64	4,64	5,40	4,95	4,72	3,25	4,16	5,41	4,60
FeOT	11,50	12,36	13,61	12,95	13,51	10,95	10,68	10,87	11,52	11,29	11,38	12,95	12,18	12,02	11,95
Na/(Na+K)	0,70	0,56	0,80	0,63	0,66	0,65	0,70	0,69	0,65	0,82	0,66	0,80	0,63	0,67	0,85
<b>Source</b>	<b>BG</b>	<b>*</b>	<b>MB</b>	<b>MB</b>	<b>MB</b>	<b>BG</b>	<b>*</b>	<b>*</b>	<b>MB</b>	<b>BG</b>	<b>BG</b>	<b>*</b>	<b>*</b>	<b>*</b>	<b>*</b>

TABLEAU 1 : ANALYSES CHIMIQUES - BASALTES (suite)

N° ordre	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	C	25	26	27
Réf. éch.	C445	C46	C487	C514	C190	C188	C523	C535	CH17	C472	C453	C270	C457	C508	C529
SiO <sub>2</sub>	41,90	40,90	44,35	43,10	43,00	43,00	41,00	43,70	44,21	42,50	44,20	44,00	44,70	44,00	52,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,25	12,00	11,85	13,25	11,65	12,50	12,70	12,25	12,99	12,10	12,85	13,55	13,15	13,90	15,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,30	8,80	6,90	7,65	8,75	7,75	9,60	6,85	14,21	6,90	7,65	4,05	8,40	5,20	11,55
FeO	6,20	5,65	6,40	6,90	5,60	6,95	5,75	6,95	—	7,50	6,25	7,95	5,10	8,50	—
MgO	11,65	12,00	10,45	10,15	10,85	10,90	11,45	11,05	11,13	10,85	10,15	11,35	10,05	9,70	2,51
CaO	12,05	10,65	10,70	10,65	11,40	10,85	11,45	11,70	10,68	10,50	11,35	11,10	11,05	10,55	5,41
Na <sub>2</sub> O	3,20	2,90	3,05	3,60	4,60	3,25	3,20	2,90	3,21	4,10	3,20	3,65	3,20	3,90	5,01
K <sub>2</sub> O	1,20	0,90	0,85	1,05	0,80	1,40	0,90	0,85	1,67	0,75	1,50	1,00	1,10	1,55	2,72
TiO <sub>2</sub>	2,65	2,05	1,55	1,90	2,70	1,65	1,25	1,55	2,81	2,65	1,70	2,00	1,50	1,75	2,69
MnO	0,10	0,20	0,15	0,15	0,15	0,20	0,15	0,20	0,23	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,70	0,80	0,70	0,80	0,50	0,40	0,70	0,60	nd	0,75	0,50	0,60	0,65	0,65	nd
H <sub>2</sub> O+	0,00	1,95	1,90	0,45	0,50	0,35	1,75	1,20	0,25	0,15	0,25	0,00	0,45	0,00	1,85
H <sub>2</sub> O-	0,35	0,85	0,95	0,15	0,30	0,25	0,30	0,55	0,15	0,50	0,30	0,05	0,80	0,00	1,29
<b>Total</b>	<b>99,55</b>	<b>99,65</b>	<b>99,80</b>	<b>99,80</b>	<b>100,80</b>	<b>99,45</b>	<b>100,20</b>	<b>100,35</b>	<b>101,54</b>	<b>99,40</b>	<b>100,05</b>	<b>99,45</b>	<b>100,30</b>	<b>99,85</b>	<b>100,78</b>
Or	7,09	5,32	5,02	6,20	4,73	8,27	5,32	5,02	9,87	4,43	8,86	5,91	6,50	9,16	16,07
Ab	0,70	5,31	15,22	8,94	4,33	3,71	0,72	8,73	4,33	8,88	6,01	7,98	11,94	6,49	41,78
An	10,06	17,07	16,13	16,89	8,78	15,38	17,63	17,90	16,10	12,40	16,27	17,64	18,27	15,84	10,54
Ne	14,29	10,42	5,74	11,66	18,74	12,89	14,28	8,56	12,37	13,98	11,41	12,41	8,20	14,36	0,34
Mt	5,54	5,05	4,97	5,36	5,27	5,41	5,38	5,11	5,07	5,29	5,20	4,58	5,04	5,24	4,78
Ilm	5,03	3,89	2,94	3,61	5,13	3,13	2,37	2,94	5,34	5,03	3,23	3,80	2,85	3,32	5,11
Ap	1,66	1,89	1,66	1,89	1,18	0,95	1,66	1,42	0,00	1,78	1,18	1,42	1,54	1,54	0,00
Di(Wo)	19,04	12,97	13,71	13,04	18,72	15,07	14,64	15,29	15,40	14,73	15,49	14,16	13,67	13,64	6,80
Di(En)	12,25	8,38	8,70	8,05	12,21	9,36	8,96	9,69	10,31	9,51	9,69	9,55	8,57	8,43	3,22
Di(Fs)	5,53	3,72	4,14	4,23	5,22	4,82	4,85	4,63	3,94	4,24	4,86	3,53	4,26	4,41	3,50
Fo	11,75	15,07	12,14	12,07	10,38	12,47	13,71	12,50	12,20	12,27	10,93	13,12	11,53	11,02	2,13
Fa	5,84	7,38	6,36	6,99	4,90	7,07	8,18	6,58	5,14	6,02	6,05	5,34	6,31	6,35	2,55
DI	22,08	21,04	25,98	26,80	27,80	24,87	20,32	22,32	26,57	27,29	26,29	26,30	26,64	30,01	58,18
ALC	4,40	3,80	3,90	4,65	5,40	4,65	4,10	3,75	4,88	4,85	4,70	4,65	4,30	5,45	7,73
FeOT	14,57	13,57	12,61	13,78	13,47	13,92	14,39	13,11	12,79	13,71	13,13	11,59	12,66	13,18	10,39
Na/Na+K	0,73	0,76	0,78	0,77	0,85	0,70	0,78	0,77	0,66	0,85	0,68	0,78	0,74	0,72	0,65
Source	MB	MB	MB	MB	MB	MB	MB	MB	*	MB	MB	MB	MB	MB	*

TABLEAU 1 : ANALYSES CHIMIQUES - BASALTES (suite)

N° ordre	28	29	30	D	E	31	32	33	34	35	36	37
Réf. éch.	CH32	CA150	CA114	CA116	C592	C536	C464	C527	C400	C512	C516	CH19
SiO <sub>2</sub>	43,54	44,49	43,60	42,42	46,80	46,00	47,10	47,60	47,50	49,00	53,41	53,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,85	13,22	13,55	13,06	13,55	15,35	14,15	13,20	11,85	16,50	14,76	15,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,07	13,07	12,47	12,58	5,20	6,30	8,20	3,95	5,05	7,40	11,68	9,47
FeO	—	—	—	—	7,90	6,90	4,35	8,35	7,85	4,30	—	—
MgO	11,60	11,12	11,26	11,65	10,00	9,25	7,90	8,75	8,50	6,75	2,48	5,33
CaO	10,97	10,64	11,70	12,55	9,85	9,90	10,00	11,85	10,75	10,20	5,71	8,45
Na <sub>2</sub> O	3,50	3,33	3,79	3,65	3,20	2,80	2,80	2,90	4,20	3,60	4,92	3,68
K <sub>2</sub> O	1,63	1,66	1,74	1,58	1,05	1,10	0,85	0,75	1,10	0,85	2,65	1,63
TiO <sub>2</sub>	3,39	3,20	2,92	2,93	1,70	1,00	1,25	1,45	2,50	1,25	2,68	2,02
MnO	0,19	0,19	0,20	0,19	0,10	0,15	0,15	0,10	0,10	0,10	0,18	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	nd	nd	nd	nd	0,35	0,35	0,35	0,30	0,75	0,35	nd	nd
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,32	0,19	0,30	0,03	0,00	1,50	1,30	0,85	0,00	0,30	0,65	0,62
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,00	0,13	0,00	0,05	0,25	0,20	1,00	0,30	0,10	0,20	0,09	0,22
<b>Total</b>	<b>101,06</b>	<b>101,24</b>	<b>101,53</b>	<b>100,69</b>	<b>99,95</b>	<b>100,80</b>	<b>99,40</b>	<b>100,35</b>	<b>100,25</b>	<b>100,80</b>	<b>99,21</b>	<b>100,51</b>
Qz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,35
Or	9,63	9,81	4,93	0,00	6,20	6,50	5,02	4,43	6,50	5,02	15,66	9,63
Ab	1,63	5,62	0,00	0,00	20,09	18,43	23,69	20,33	20,94	27,99	41,63	31,14
An	14,54	16,22	14,82	14,59	19,51	26,07	23,53	20,78	10,23	26,35	10,36	21,40
Ne	15,16	12,22	17,37	16,73	3,79	2,85	0,00	2,28	7,91	1,34	0,00	0,00
Lc	0,00	0,00	4,20	7,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	4,63	4,69	4,43	4,38	5,18	5,09	4,82	4,94	5,20	4,67	4,89	3,89
Ilm	6,44	6,08	5,55	5,56	3,23	1,90	2,37	2,75	4,75	2,37	5,09	3,84
Ap	0,00	0,00	0,00	0,00	0,83	0,83	0,83	0,71	1,78	0,83	0,00	0,00
Di(Wo)	16,65	15,27	18,05	17,74	11,40	8,76	10,03	15,13	16,15	9,27	7,50	8,57
Di(En)	11,78	10,66	12,65	12,91	7,27	5,30	6,00	9,40	10,29	5,47	3,52	5,54
Di(Fs)	3,44	3,33	3,87	3,19	3,39	2,99	3,51	4,84	4,83	3,34	3,90	2,46
En	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,56	0,00	0,00	0,00	1,72	7,74
Fs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,50	0,00	0,00	0,00	1,90	3,44
Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	0,00	0,00	0,00	1,61	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	11,99	11,94	10,79	11,29	12,36	12,43	7,79	8,69	7,63	7,95	,66	0,00
Fa	3,86	4,11	3,64	4,35	6,36	7,73	5,02	4,93	3,94	5,35	0,81	0,00
DI	26,42	27,65	26,50	24,05	30,08	27,78	28,72	27,04	35,35	34,35	57,29	42,12
ALC	5,13	4,99	5,53	5,23	4,25	3,90	3,65	3,65	5,30	4,45	7,57	5,31
FeOT	11,76	11,76	11,22	11,32	12,58	12,57	11,73	11,90	12,39	10,96	10,51	08,52
Na/Na+K	0,68	0,67	0,69	0,70	0,75	0,72	0,77	0,79	0,79	0,81	0,65	0,69
Source	*	*	*	*	MB	MB	MB	MB	MB	MB	*	*

## Tableau 2 : Granites et roches filoniennes.

—Les teneurs en oligo-éléments sont données en ppm.

—% An.pl. : composition du plagioclase normatif C.I.P.W.

—Pourcentages minéralogiques pondéraux calculés selon la méthode graphique de H. de la Roche.

*Sources.* Toutes les analyses sont empruntées à la thèse de J.P. Couturié (1977) sauf: 44 et J, empruntées à la thèse de J. Restituito (1971).  
Analyses : J. Sérange, S. Couturié et F. Cantagrel, univ. Clermont-Ferrand II.

### Localisation des échantillons

—Seules les analyses mentionnées (•) sont prises sur le territoire de la feuille Chaudes-Aigues. Celles qui sont désignées par un numéro d'ordre correspondent aux points de prélèvement reportés sur la carte.

—Les analyses mentionnées (••) sont, par défaut, prises en dehors de la feuille Chaudes-Aigues.

—Les analyses mentionnées (•••) correspondent à des moyennes sur l'ensemble des feuilles concernées par le granite de la Margeride et ses bordures.

- 38 (239) — Granite porphyroïde de la Margeride [ $\rho\gamma^{3M}$ ]. Clavières-d'Outre.
- 39 (120) - Granite porphyroïde de la Margeride [ $\rho\gamma^{3M}$ ]. 700 m NW de Berc.
- 40 (340) - Granite porphyroïde de la Margeride [ $\rho\gamma^{3M}$ ]. 2,5 km SW d'Albarret-le-Comtal.
- 41 (271) - Granite porphyroïde de la Margeride [ $\rho\gamma^{3M}$ ]. 300 m Sud d'Anterieux.
- 42a (110 a) - Granite monzonitique de Chaudes-Aigues (Le Couffour) [ $\rho\gamma^3$ ]. D 921, 200 m Est du Couffour.
- 42b (110 b) - Granite monzonitique de Chaudes-Aigues (Le Couffour) [ $\rho\gamma^3$ ]- D 921, 300 m SW du Couffour.
- 43a (109 a) - Microgranite peu porphyrique, à pâte felsitique [ $\mu\gamma$ ], faciès de bordure du filon. Tranchée D 921,1 km Sud de Chaudes-Aigues, 200 m Est du Couffour.
- 43b (109 b) - Microgranite très porphyrique [ $\mu\gamma$ ]. Faciès central du même filon, *ibid*.
- F - Filons de microgranite [ $\mu\gamma$ ]. Moyenne 2 analyses, groupe I.
- G - Filons de microgranite [ $\mu\gamma$ ]. Moyenne 5 analyses, groupe II.
- H - Filons de microgranite [ $\mu\gamma$ ]. Moyenne 7 analyses, groupe III.
- I - Filons de microgranite [ $\mu\gamma$ ]. Moyenne 4 analyses, groupe IV.
- 44 (JR 394) - Leucogranite à biotite du Pont-de-Tréboul [ $\gamma^{1-2}$ ]. Virage D 56 1,2 km NE de La Belle.

•• J (JR 384) - Leucogranite à biotite du Pont-de-Tréboul [ $\gamma^{1-2}$ ]. D 56 entre Pont-de-Tréboul et le belvédère du Vezou (*feuille Vic-sur-Cère*).

— K (34) - Leucogranite de Margeride [ $\gamma^1_{\text{I}}$ ], à grain moyen, légèrement porphyroïde, à cordiérite. Carrière de la Tuile, 1300 m Est d'Aumont-Aubrac (*feuille Saint-Chély*).

— L (118 A) - Leucogranite de Margeride [ $\gamma^1_{\text{I}}$ ], aplitique, rose. Carrière de Bernardy, 2 km Ouest de Soulages-Bonneval (*feuille Entraygues*).

• M (215) - Leucogranite de Margeride [ $\gamma^1_{\text{I}}$ ], à gros grain. Tranchée D 13, à 30 m du contact avec les gneiss, 2 km au Nord d'Arzenc-d'Apcher (vallée du Bès).

•• N (372) - Leucogranite de Margeride [ $\gamma^1_{\text{I}}$ ], aplitite à grain fin. Filon isolé en bordure de RN 9,5 km Sud de Saint-Chély-d'Apcher (*feuille Saint-Chély*).

— O - Leucogranites de Margeride [ $\gamma^1_{\text{I}}$ ]. Moyenne des 4 analyses K-L-M-N.

••• P - Filons de porphyrite andésitique [ $\Sigma\alpha$ ]. Moyenne de 8 analyses, groupe I.

••• Q - Filons de porphyrite andésitique [ $\Sigma\alpha$ ]. Moyenne de 4 analyses, groupe II.

TABLEAU 2 : ANALYSES CHIMIQUES - GRANITES

N° ordre	38	39	40	41	42a	42b	43a	43b	F	G
Réf. éch.	239	120	340	271	110a	110b	109a	109b	Moy.I	Moy.II
SiO <sub>2</sub>	71,00	72,90	68,80	71,45	69,40	69,20	71,80	71,90	63,35	68,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,45	13,75	15,10	14,90	15,45	16,30	14,85	14,70	17,32	15,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,60	0,65	1,30	1,35	1,15	1,05	1,75	0,60	1,80	1,48
FeO	1,25	1,45	1,90	0,85	1,65	1,50	0,50	1,00	2,32	1,22
MgO	1,85	1,65	2,30	1,95	1,35	1,50	1,10	1,80	2,10	1,43
CaO	1,20	1,70	2,00	1,40	1,70	1,60	0,40	0,90	2,45	1,22
Na <sub>2</sub> O	2,90	3,10	2,95	2,90	3,20	3,20	2,40	3,30	3,62	3,01
K <sub>2</sub> O	4,05	3,80	3,75	4,15	4,05	4,15	4,75	4,50	4,55	4,36
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,30	0,50	0,50	0,40	0,40	0,40	0,25	0,52	0,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,20	0,15	0,15	0,25	0,35	0,35	0,35	0,17	0,19
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,03
H <sub>2</sub> O+	0,90	0,55	1,05	0,65	1,10	1,00	1,65	0,95	1,45	1,49
H <sub>2</sub> O-	0,15	0,10	0,05	0,25	0,20	0,10	0,15	0,20	0,27	0,38
<b>Total</b>	<b>100,00</b>	<b>100,20</b>	<b>99,90</b>	<b>100,55</b>	<b>99,95</b>	<b>100,40</b>	<b>100,15</b>	<b>100,50</b>		
Cl	< 40	30	< 25	50	70	—				
F	920	520	920	720	250	—				
Rb	268	282	269	300	181	—	313	298	182	236
Sr	95	100	198	119	172	—	74	69	319	166
Li					63,5	—	48	60	65	93
<b>Ba</b>					<b>666</b>	<b>—</b>	<b>380</b>	<b>290</b>	<b>902</b>	<b>708</b>
Quartz	36	37	33	36	32	31	39	34	19	32
Biotite	16	13	19	15	14	14	11	12	20	14
Orthose	17	16	17	18	18	20	25	22	18	21
Plagio.	31	34	31	31	36	35	25	32	42	33
% An. pl.	17,2	21,7	26,6	19,8	20,4	17,9	9,0	7,9	26,6	16,1

TABLEAU 2 : ANALYSES CHIMIQUES - GRANITES (suite)

N° ordre	H	I	44	J	K	L	M	N	O	P	Q
Réf. éch.	Moy.III	Moy.IV	JR394	JR384	34	118A	215	372	Moy. Leuco.	Moy. ΣI	Moy. ΣII
SiO <sub>2</sub>	71,60	73,31	68,00	71,90	72,25	75,10	75,20	75,70	74,55	53,46	57,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,75	14,61	17,70	14,95	14,65	13,30	13,75	13,80	13,90	16,21	16,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,11	1,06	1,05	1,20	0,65	0,30	1,00	1,00	0,75	3,35	3,11
FeO	0,57	0,33	0,55	0,10	0,45	0,45	0,05	tr.	0,25	4,49	3,24
MgO	1,16	1,01	0,25	tr.	1,55	0,95	0,55	0,20	0,80	7,00	4,84
CaO	0,88	0,42	1,70	1,40	0,80	0,55	0,70	0,80	0,70	4,26	2,50
Na <sub>2</sub> O	3,08	3,07	4,65	4,75	3,30	3,20	2,90	2,90	3,10	2,72	2,04
K <sub>2</sub> O	4,64	4,70	4,50	4,20	4,60	4,95	4,30	4,20	4,50	2,72	3,95
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,13	0,25	0,30	0,25	tr.	0,25	tr.	0,15	1,04	0,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,10	0,05	0,05	0,60	0,15	0,10	0,05	0,20	0,39	0,26
MnO	0,04	0,04	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0,12	0,09
H <sub>2</sub> O+	1,24	1,31	0,80	0,65	0,80	0,75	0,30	0,60	0,60	4,03	3,11
H <sub>2</sub> O-	0,24	0,27	0,05	0,10	0,20	0,00	0,75	0,75	0,45	0,40	1,02
<b>Total</b>			99,55	99,60	100,10	99,70	99,85	100,00	99,95		
Cl					100	135	< 30	45			
F					540	210	320	< 200			
Rb	277	224			317	303	290	258			
Sr	100	67			89	27	49	50			
Li	60	34			142	34	46	23			
Ba	447	709			264	tr.	50	tr.			
Quartz	34	36							38		
Biotite	10	08							06		
Orthose	24	26							25		
Plagio.	32	30							31		
% An. pl.	8,6	5,02			5,5	6,4	10,0	11,3	8,3		

## ANNEXE 2 : GÉOCHRONOMÉTRIE

TABLEAU 3 : Datations K/Ar (roche totale) des basaltes

N° ordre	N° échant.	Nature de la lave	Notation	Localisation	Auteur et date de la mesure	N° réf. labo.	Age en M.a.
K1	Lou	Basanite à néphéline	$^1\text{B}_n$	Plateau de Loubresse : tranchée de la voie ferrée	H. Bellon, univ. Orsay 1979	2363 α B4 2323 α 9	11,4 ± 0,5
K2	MO	Basalte hawaïitique	$^1\text{B}_H$	Coulée Auriac-Faverolles inf. : carrière Ribassou, 2 km SW Faverolles	id.	2366 α B4	10,7 ± 0,5
K3	AU 57	Basalte hawaïitique	$^1\text{B}_H$	Coulée inf. plateau de Lieutadès : 700 m E La Sauvetat	J.C. Baubron, BRGM Orléans, 1990		8,7 ± 0,5
K4	CA 170 AU 56	Basanite à néphéline	$^1\text{B}_n$	Coulée inf. plateau d'Espinasse : ravin de Croupelle, au N du Mas	J.M. Cantagrel - UA 10 CNRS Clermont Fd, 1988	12.095	7,1 ± 0,1
K5	CH32	Basanite à leucite	$^3\text{B}_l$	Coulée du peuch de la Loubeyre (planèze de Cézens)	id.	12.288	5,2 ± 0,1
K6	CA 150	Basanite à leucite	$^3\text{B}_l$	Lac de lave sommet mont Mournac (plateau d'Espinasse)	id.	12.290	2,9 ± 0,05
K7	CA 116	Basanite à leucite	$^3\text{B}_l$	Coulée sup. plateau de Lieutadès 400 m SE Espayrac	id. 1990	12.876	4,4 ± 0,05

K1 à K4, série inférieure - K5 à K7, série supérieure.

Les numéros d'ordre correspondent aux points de prélèvement mentionnés sur la carte.

Sources. K1 et K2: Bellon H., Gibert J.P. (1979). — Aperçu géochronologique (K-Ar) du volcanisme Nord-Margeride - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 16-19.

K3 à K7: Goër A. (de), Baubron J.C., Cantagrel J.M., Makhoul J. — Synthèse géochronologique du volcanisme de l'Aubrac et des régions avoisinantes (*en préparation*).



**ANNEXE 3 : MINÉRAUX LOURDS**

**Tableau 4 : Composition quantitative (%)  
de la fraction lourde d'altérites du socle,  
sédiments oligocènes et miocènes**

*Analyses:* R. Etienne, 63190 Lezoux.

*Sources.* 1 à 4 : de Goër et Etienne, 1990.

5 à 18 : de Goër et Etienne, inédit.

(magnétite et ilménite ne sont mentionnées qu'en termes de fréquence, et non décomptées).

**Localisation des échantillons** (non reportés sur la carte)

- 1 - Miocène (sables a chailles). Anglards-de-Saint-Flour.
- 2 - Miocène résiduel. Maladet (commune de Faverolles).
- 3 - Miocène (sables sans chailles). Entre les deux coulées de basalte, près carrière de Faverolles.
- 4 - Miocène (sables à chailles). Sous lambeau basaltique entre le Terran et Clavières-d'Outre.
- 5 - Miocène. Ancienne sablière, 600 m Ouest de Faverolles.
- 6 - Miocène (sables à chailles). Pouzols (commune de Faverolles).
- 7 - Oligocène (argiles bariolées). Tranchée autoroute A 75,500 m au SE de Lair [sous 8].
- 8 - Miocène (sables à chailles). Tranchée autoroute A 75,500 m au SE de Lair (commune de Loubresse).
- 9 - Oligocène (argiles bariolées). Tranchée autoroute A 75 sous Beauregard (commune de Ruynes).
- 10 - Miocène (sables à chailles). Le Pouget (commune d'Anglards).
- 11 - Paléosol rouge (miocène ?) sous lahar. Les Ternes (bord D 921, 150 m au Sud du cimetière).
- 12 - Altérite du socle, [sous 11], *ibid*.
- 13 - Miocène. Sous le basalte de la montagne d'Arjalet, 200 m au Nord de Fridière (commune de Chaudes-Aigues).
- 14 - Miocène, *id*. Ferme de Fridière (commune de Chaudes-Aigues).
- 15 - Miocène (horizon d'aliros), *id*. 500 m Est de Boissières (commune de Chaudes-Aigues).
- 16 - Paléosol rouge sur socle, sous lahar. 600 m à l'Est d'Espinasse.
- 17 - Miocène, entre lahar et basalte doléritique. 500 m à l'Est d'Espinasse.
- 18 - Miocène, sur socle. Tranchée route, au-dessus du réservoir de Frais-sinoux (commune d'Espinasse).



**TABLEAU 4: COMPOSITION QUANTITATIVE (%)  
DE LA FRACTION LOURDE, ALTÉRITES ET SÉDIMENTS (suite)**

N° ordre	11	12	13	14	15	16	17	18
<b>Apatite</b>								
<b>Zircon socle</b>	68,0	98,0	27,5	25,9	17,8	25,5	22,3	12,0
<b>Tourmaline</b>	12,2		58,7	63,7	17,8	59,4	29,5	79,2
<b>Monazite</b>	0,5							
<b>Corindon</b>								
<b>Oxydes de titane</b>	1,1		1,8	1,0		4,4	2,0	0,8
<b>Topaze</b>							0,5	
<b>Grenat</b>				1,4	4,9		2,0	
<b>Andalousite</b>			0,9	2,4		8,3	2,6	4,8
<b>Sillimanite</b>	0,5		4,5	2,0	+			
<b>Staurodite</b>	15,7	2,0				+	1,5	2,8
<b>Disthène</b>	0,5						0,5	
<b>Amphibole du socle</b>						?		
<b>Epidote</b>			0,9					
<b>Zoïsite</b>			3,6	0,5		0,5		
<b>Minéraux volcaniques</b>	0,5	0,0	1,8	2,9	59,3	0,5	38,6	0,0
<b>Augite</b>			0,9	0,5	6,1		2,0	
<b>Amphibole brune</b>								
<b>Amphibole brun-vert (1)</b>				0,5			0,5	
<b>Diopside</b>								
<b>Olivine</b>			0,9	1,4	2,4	?		
<b>Bronzite</b>				0,5	1,8	?	6,7	?
<b>Hypersthène</b>								
<b>Sphène</b>	0,5				49,0	0,5	1,5	
<b>Zircon volcanique</b>				+			27,9	
<b>Magnétite</b>	xxx		x	x	xxx	x	xxx	
<b>Ilménite</b>							xxx	

(1) L'analyse à la microsonde électronique révèle que ces amphiboles, caractéristiques de certains horizons pyroclastiques cantaliens, se situent à la limite des champs de la kaersutite, de la magnésio-hastingsite et de la paragiste ± ferrifère.

**ANNEXE 4. TABLEAU 5 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX**

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Sieujac	2.4001	Fe	Quartz Sidérite	Filon	Migmatite	Indice du 320 000° non retrouvé.
Lavastrie	2.4002	W	Scheelite	Disséminé	Leptynite Amphibolite	Dispersion dans les niveaux amphibolitiques. Prospection alluvionnaire et lampe U.V.
Grandval	3.4001	Pb	Quartz Galène Cérusite Anglésite Pyrite	Filon 135°	Migmatite	Indice, découvert au cours des travaux de construction du barrage, noyé.
Le Terran	4.4001	As, U	Quartz Mispickel Pyrite Marcassite Chalcolite Autunite	Filon 140° Puissance 1 m	Gneiss	Une ancienne galerie à flanc de coteau, 35 m - Sondages CFMU.
Loubaresse-ruisseau	4.4002	U	Autunite Chalcolite	Filon Amas	Micaschiste	Zone minéralisée de 3 m de puissance. Ressources estimées à 25 t U - Exploitation possible par lixiviation
Loubaresse	4.4003	U	Autunite Chalcolite	Filon Amas	Micaschiste	L'un des principaux gîtes potentiel du secteur, ressources estimées à 200 t U.

**TABLEAU 5 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Montchanson	4.4004	<b>U</b>	Pyrite Chalcolite	Amas stratiforme	Micaschiste	LV.F. et sondages percutants ont déterminé 2 niveaux : le premier en surface, long de 200 m titré 0,15 % U, le second à 25 m de profondeur est plus pauvre.
Malineux	5.4001	<b>As</b>	Quartz Mispickel	Filon	Migmatite	Indice, signalé dans les anciens ouvrages pour recherches de mispickel aurifère, non retrouvé.
Auzolles	5.4002	<b>Pb</b>	Quartz Galène	Filon 70° Puissance 0,3 à 0,4 m.	Mylonite Migmatite	Structure découverte par un habitant, prospection BRGM.
Espayrac	5.4003	<b>U</b>	?	?	Gneiss ou Micaschiste	Indice de la carte géologique 1/80000 3 <sup>e</sup> édition.
Lagarde	5.4004	<b>W</b>	Scheelite	Placer	Gneiss ou Micaschiste	Indice alluvionnaire, prospection marteau, géochimique.
Sansard	6.4001	<b>As</b>	Quartz Pyrite Mispickel Marcassite Chalcopyrite Pyrrhotite	Filons	Gneiss	Champ filonien complexe dans les gneiss encadré par deux failles. Malgré une recherche importante, 10 galeries, la production a été de 30 t de minerai de 7 à 22 % As.
Peret	6.4002	<b>Pb</b>	Galène Pyrite	Placer	Migmatite	Indice alluvionnaire, puis prospection marteau et géochimique.

**TABLEAU 5 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Jarrigue-Haute	6.4003	Cu	Chalcopyrite	indéterminé	Gneiss et dyke de Microgranite	Une tranchée, 200 m, recoupant l'anomalie géochimique.
Le Couffour	6.4004	U	?	?	Gneiss Microgranite	Indice de la carte géologique prospection CFMU?
Vedrine	6.4005	Sn,W	Cassitérite Wolframite	Placer	Gneiss Migmatite	Indice alluvionnaire, confirmé par des volantes de quartz
La Vergne	6.4006	U	?	?	Leucogranite	Indice de la carte géologique 1/80000 3 <sup>e</sup> édition.
Rioussalat	6.4007	U	?	?	Granite	Dans le granite près du contact, par faille, avec le leucogranite.
Anterrieux	6.4008	U	?	?	Granite	Indice de la carte géologique.
Prade	6.4009	U	?	?	Granite	Indice de la carte géologique.
La Vialle-Morte	6.4010	U	?	?	Granite	Contact granite/leucogranite, liaison possible avec failles N-S.
Valiette-Chazal	7.4001	U	Quartz Autunite Chalcolite Coffinite	Filon N-S	Leucogranite	Exploité par puits et galeries jusqu'au niveau -30 m. Production 3 t d'uranium, minerai à 0,43 %.
Delboutier Le Chambon	7.4002	As, U	Quartz Mispickel Minéraux d'U	Filon 310°	Gneiss Granite	En 1912, une galerie de 20 m, à flanc de coteau. Zone anormale 199 ppm Pb et S, 46 ppm Zn.

**TABLEAU 5 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX**

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Magnac	7.4003	Pb, Zn, Ba	Quartz Barytine Galène Blende Chalcopyrite Pyrite Marcassite Mispickel	Champ filonien. Puissance : 0,2 à 0,6 m.	Gneiss	2 Puits dont 1 de 40 m - 5 galeries à flanc de coteau. Production 1884/1891 : quelques centaines de t Pb/Zn. Teneur Ag : 600 à 800 gr/t galène, 150 gr/t blende ; travaux noyés, haldes au bord du lac.
Le Villaret	7.4004	U, Pb	Quartz Autunite Chalcolite Galène Pyromorphite	Filons	Granite	Groupement de 3 indices en liaison avec une structure quartzreuse. Travaux CFMU en 1956/1968.
Montclergues	7.4005	Pb, As, U	Quartz Galène Pyrite Mispickel	Filon 220°	Gneiss	Prospection marteau, géochimique et alluvionnaire, BRGM 1978. Géophysique et sondages CFMU. 1 000 à 2 500 c/s en surface.
La Chambre-d'Eau	7.4006	U, As	Quartz Mispickel Autunite	Filon 345°	Granite Schiste	Prospection CFMU, 1956/1968, puis C.F.M. (Mokta) 1977/1981.

**TABLEAU 5 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)**

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Beumas-Nord	7.4007	U	Autunite	Amas Stockwerk	Granite Leucogranite	Travaux CFMU, puis Mokta petit gîte, 10 t U, minerais 0,4 % exploitables par lixiviation.
Beumas-Sources	7.4008	U	Autunite	Amas Stockwerk	Granite Leucogranite	33 000 t de minerais à 0,6 %
Beumas-Centre	7.4009	U	Autunite	Amas Stockwerk	Granite Leucogranite	28 000 t de minerais à 0,5 ‰.
Beumas-Sud	7.4010	U	Autunite	Amas Stockwerk	Granite Leucogranite	6 000 t de minerais à 0,5 ‰, exploitables comme les précédents, par lixiviation.
Montfol-Sud	7.4011	U	Autunite	Amas Stockwerk	Micaschiste	Constellation d'indices liés à une paléosurface oligocène et à un accident N-S qui jalonnent d'autres indices
Montfol-Est	7.4012	U	Autunite	Amas Stockwerk	Micaschiste	Constellation d'indices liés à une paléosurface oligocène et à un accident N-S qui jalonnent d'autres indices
Montfol	7.4013	U	Autunite	Amas Stockwerk	Granite	Constellation d'indices liés à une paléosurface oligocène et à un accident N-S qui jalonnent d'autres indices



**TABLEAU 5 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Chazal-Sud	7.4014	U	Autunite Minéraux primaires d'U	Filon Amas	Granite Leucogranite	Zone broyée en rapport avec un remaniement de l'horizon oligocène. Minerai à 0,54 ‰
Valiette 1	7.4015	U	Autunite Chalcolite Coffinite	Filon Amas	Granite Leucogranite	11 000 t de minerai à 0,9 ‰
Valiette 2	7.4016	U	Autunite	Amas	Leucogranite	Indice lié à un petit batholite de leucogranite.
Valiette-puits	7.4017	U	Autunite Chalcolite Coffinite	Filon Amas	Épisyénite	Colonne d'épisyénite dans le leucogranite, minéralisée sur 25 m, Production 3,5 t U, extension estimée à 50 t U.
Albaret-le-Bas	7.4018	U	?	?	Granite	Indice en liaison probable avec une structure quartzéuse.
Les Plagnes	7.4019	U	Autunite	Filon	Granite Leucogranite	Gîte enraciné sur 20 m de profondeur, ressources estimées à 8 500 t de minerai titrant 0,6 ‰.
Le Vergne	7.4020	U	Autunite	Amas	Granite	Zone radioactive importante dans un granite porphyroïde mélangé à du leucogranite avec présence de minette en filon.
Montaigut	7.4021	U	?	?	Granite	Indice de la carte géologique 1/80 000 3 <sup>e</sup> édition.
Rochinière	7.4022	U	Autunite	Filon Amas	Granite	Ressources estimées à 18 750 t de minerai à 0,8 ‰. Exploitation par lixiviation.

**TABLEAU 5 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX**

<b>Nom du gîte</b>	<b>Indice de classement national</b>	<b>Substance</b>	<b>Minéraux</b>	<b>Forme du gîte</b>	<b>Roche encaissante</b>	<b>Remarques</b>
Puech d'Arzenc	7.4023	U	Autunite	Filon 40°	Granite Leucogranite	Indice lié à des structures NE dans le granite.
Le Bès	7.4024	U	Autunite Oxydés noirs Pyrite	Filon Amas	Granite Leucogranite	Le plus important des gîtes liés à remaniements oligocènes. Ressources : 137 500 t de minerai à 0,8 ‰.
Pouchastrin	7.4025	U	?	?	Leucogranite Granite	Groupe de 3 indices de la carte géologique, 3 <sup>e</sup> édition (1/80 000).
La Vacherie	7.4026	U	?	?	Granite	Indice en liaison possible avec une faille régionale.
Les Travers	8.4001	FEL	Feldspath	Amas	Granite	Exploitation d'une lentille dans le granite, découverte 0,5 à 1 m, profondeur 20 m, production 4 à 5 000 t/an.
Le Saladou	8.	FEL	Quartz Feldspath	Amas	Granite	Lentille pegmatitique du granite porphyroïde. Volume exploité : env. 10 m <sup>3</sup> .
La Fage	8.	FEL QZ	Quartz, Feldspath Apatite, Mispickel Autunite	Amas	Granite	Lentille pegmatitique du granite porphyroïde. Volume exploité : env. 250 m <sup>3</sup> .
Fenestres	8.	QZ	Quartz	Filon	Granite	Quartz entrant dans la composition des aciers spéciaux fabriqués par la Société métallurgique de St-Chély (exploitation actuellement abandonnée).