

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## NASBINALS

par

A. DE GOËR DE HERVE

### NASBINALS

La carte géologique à 1/50 000  
NASBINALS est recouverte  
par la coupure suivante  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
MENDE (N° 196)

Vic- sur-Cère	Chaudes- Aigues	Saugues
Entraygues	NASBINALS	St-Chély- d'Apcher
Espalion	St-Geniez- d'Oit	Mende



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,  
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
NASBINALS À 1/50000**

*par*

*Alain de GOËR de HERVE*  
*avec la collaboration de*  
**B. BRIAND, J.P. COUTURIÉ, A. DELPUECH, B. DOCHE**  
**A. FEL, J. MAKHOUL, F. MERCIER-BATARD,**  
**B. MICHAËLY**

**1994**

*Éditions du BRGM*  
*Service géologique national*

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

— *pour la carte* : GOËR de HERVE A. (de), COUTURIÉ J.P. (1994). — Carte géol. France (1/50 000), feuille *Nasbinals* (837). Orléans : BRGM. Notice explicative par A. de Goër de Herve et coll. (1994), 124 p.

— *pour la notice* : GOËR de HERVE A. (de), avec la collaboration de BRIAND B., COUTURIÉ J.P., DELPUECH A., DOCHE B., FEL A., MAKHOUL J., MERCIER-BATARD F., MICHAËLY B. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille *Nasbinals* (837). Orléans : BRGM, 124 p. Carte géologique par A. de Goër de Herve, J.P. Couturié (1994).

© BRGM, 1994. 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 : 2-7159-1837-2

## SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<b>RÉSUMÉ</b>	5
<b>ABSTRACT</b>	6
<b>INTRODUCTION</b>	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	1
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	7
<i>CONDITIONS DÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	10
<i>FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES</i>	10
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES</i>	13
<i>SYSTÈMES FILONIENS</i>	19
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES TERTIAIRES     (ET SÉDIMENTS ASSOCIÉS)</i>	21
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES ET     SUPERFICIELLES</i>	68
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</b>	79
<i>ORIGINE ET MISE EN PLACE DU PLUTON     MARGERIDIEN</i>	79
<i>ÉDIFICATION DU PLATEAU BASALTIQUE     AUBRACIEN</i>	81
<b>GÉODYNAMIQUE RÉCENTE</b>	89
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE CÉNOZOÏQUE</i>	89
<i>EMPREINTE DES REFROIDISSEMENTS     QUATERNAIRES</i>	91
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	94
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	94
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	99
<i>GÉOTHERMIE</i>	101
<i>SUBSTANCES UTILES - CARRIÈRES</i>	101
<i>GITES ET INDICES MINÉRAUX</i>	103
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	104
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	104
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	105
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	105
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	111

<b>AUTEURS</b>	112
<b>ANNEXES</b>	
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i> (tableaux 1 à 8)	115
<i>INDICES MINÉRAUX</i> (tableau 9)	122
<b>ENCART</b>	
<i>COUPE DU VERSANT ORIENTAL DE LAUBRAC</i>	

## RÉSUMÉ

La feuille Nasbinals, située aux confins du Cantal, de la Lozère et de l'Aveyron, couvre une région de hauts plateaux dont l'altitude peu contrastée varie de 1 100 à 1 400 m. Cette région au climat rude, très peu peuplée, est vouée à la forêt, à l'élevage extensif et au « tourisme vert ». Elle montre la coexistence de trois entités géologiques très distinctes, représentant autant de « flashes » dans la longue histoire du Massif central français.

(1) Le substratum fondamental est constitué par l'immense lentille (laccolite) granitique « de la Margeride », d'âge carbonifère moyen (325 Ma), étendue sur 3200 km<sup>2</sup> mais épaisse de 4 à 8 km seulement. Ce granite, dit « à dents de cheval » en raison de ses mégacristaux de feldspath, a longtemps été taillé comme pierre de construction et d'apparat. Il est injecté par de nombreuses petites masses d'un granite clair (leucogranite), un peu plus jeune (300 Ma), à grain variable, généralement fin (aplite), mais parfois au contraire très grossier (pegmatite), et dont le feldspath a alors été exploité pour la céramique. Aucune minéralisation d'intérêt économique n'est ici associée à cet ensemble granitique. Son sol acide est pauvre sur le plan agricole.

(2) Vers la fin de l'ère tertiaire (Miocène supérieur : 7,5 Ma), l'ouverture de nombreuses fissures orientées NW-SE a livré passage à des magmas basaltiques fluides, édifiant l'ensemble volcanique des monts d'Aubrac, qui s'étend sur 450 km<sup>2</sup> pour une épaisseur n'excédant pas 300 m sous les plus hauts sommets. En dépit de leur monotonie apparente, ces laves dites « alcalines » se révèlent chimiquement et minéralogiquement variées. Malgré une érosion importante, il est encore possible de reconstituer la plupart des édifices éruptifs. Les basaltes sont exploités pour l'empierrement des routes. Leurs sols riches, couverts de grands herbages, sont propices à l'élevage des bovins. Ils constituent un réservoir phréatique important, fournissant des eaux potables d'excellente qualité.

(3) Lors de la dernière période froide du Quaternaire (entre 80 000 et 15 000 ans), les monts d'Aubrac et leur piémont granitique ont été recouverts par une calotte glaciaire de 520 km<sup>2</sup>, épaisse de 200 m au moins, qui a abandonné sur tout le territoire un manteau hétéroclite de matériaux morainiques. Bien que mince (quelques mètres), cette couverture blocailleuse est particulièrement continue sur la région encadrant la vallée du Bès, qui offre l'un des plus beaux paysages glaciaires du Massif central. La dissociation et la fusion sur place de la glace ont permis le comblement de certains couloirs par des dépôts fluvio-glaciaires, où sont ouvertes de grandes sablières, principal matériau de carrière de la région.

### ABSTRACT

The Nasbinals map area, located in the central part of the French Massif Central, is a high plateau area of rather monotonous landscape, at elevations of between 1 100 and 1 400 m. Three main geological units can be distinguished.

(1) The Hercynian basement, which consists mainly of a large granité pluton, the Margeride granite. This takes the form of a laccolith, with an exposed area of 3 200 km<sup>2</sup> and a thickness of 4 to 8 km. The granite was emplaced during the Namurian (at 325 Ma) in micaschist and gneiss that had been deformed during the Visean and which can be observed at the roof of the granite in places on the edges of the map area in the northwest and southwest. The granite is a coarse-grained, alumino-potassic, biotite-muscovite-cordierite monzogranite, with abundant orthoclase phenocrysts. It contains enclaves of basic rock formed from cogenetic, mantle-derived magma. The granité is cut by abundant, vertical and horizontal sheets of aplitic to pegmatitic muscovite-tourmaline leucogranite of early Stephanian âge (300 Ma). Potassic calc-alkaline microgranite and « porphyrite » were later injected into a subvolcanic vein System during a phase of extension, possibly during the late Stephanian.

(2) The Aubrac basait plateau, covering an area of 450 km<sup>2</sup>, was formed during the Late Miocene (approximately 7.5 Ma) by continental within-plate alkaline volcanism, following rifting that affected the Massif Central in the Late Eocene-Oligocene. The thickness of the volcanic rocks reaches 300 m beneath the main peaks of the N140° trending axial ridge along the former rift zone. Effusive éruption predominated, but scoriaceous pyroclastics are present in significant amounts in the central part of region, where veins and plugs are common. Phreatomagmatic and hyaloclastic structures are présent only locally. The total volume of ejected material did not exceed 60 km<sup>3</sup>, which represents a mean magmatic flow-rate of 0.2 km<sup>3</sup>/ka. The lava forms a poorly differentiated series (D.I. 15-56), in which three interdependent suites coexist : highly alkaline (basanite-tephrite), médium alkaline (alkali basait - hawaiiite - mugearite) and subalkaline (transitional basait). Mantle and base-of-crust inclusions are abundant in places.

(3) During the last Pleistocene glaciation (< 80,000 years) the Aubrac and its western granitic piedmont, like the other large volcanic édifices to the north, were covered by an ice-cap, with a total area of 520 km<sup>2</sup> and a thickness of at least 200 m. As the erosion resulting from the Pliocene-Quaternary uplift of the Massif Central has little affected this region, glacial forms and deposits are particularly well preserved. The mixture of granitic and basaltic material makes it possible to define precisely the ice-covered area. No traces of earlier glaciation can be identified. The retreat of the ice started in the granité area *in situ* breakdown, generating a prominent kame System, with fissure kame and terrace kame. The time of melting is not known precisely, but the process was complete by 15,000 years B.P. The numerous periglacial features seem to date mainly late glacial times.

## INTRODUCTION

### SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille à 1/50 000 Nasbinals est située au cœur du Massif central français, pour les trois cinquièmes orientaux de sa superficie sur le département de la Lozère, et pour sa partie occidentale sur les départements de l'Aveyron (1/5) et du Cantal (1/5). Au Sud-Ouest de la feuille, le col de la Croix-des-Trois-Évêques (1 370 m), entre les sommets de la Gudette et du Truc d'Aubrac\*, marque non seulement la limite des trois départements, mais aussi celle des trois régions : Auvergne, Midi-Pyrénées et Languedoc-Roussillon, héritage de la limite médiévale des trois évêchés de Saint-Flour, Rodez et Mende.

Au cœur d'un territoire enserré entre les vallées de la Truyère et du Lot, cette feuille couvre une région de hauts plateaux dépourvus de reliefs majeurs, drainée dans sa région médiane légèrement déprimée en cuvette par la vallée méridienne du Bès. Cette rivière prend sa source au Sud, à 1 440 m d'altitude, au pied du Signal de Mailhebiau (point culminant de l'Aubrac, 1 470 m : feuille Saint-Geniez-d'Olt), et rejoint vers le Nord la Truyère à 740 m dans la retenue du barrage de Granval (feuille Chaudes-Aiguës). Du fait du profond creusement de la Truyère, le Bès serpente en surface de plateau dans sa portion amont (région de Marchastel, dans le Sud de la feuille), avant de s'encaisser à partir du pont de Gournier, pour couler à l'aval de La Chaldette au fond d'une gorge de 150 m de profondeur.

Le cours du Bès à l'amont de Granvals marque la jonction entre deux territoires relativement contrastés :

— à l'Est, le pays de La Peyre et d'Apcher, de relief indécis, d'altitude moyenne oscillant entre 1 100 et 1 200 m, et n'excédant nulle part 1 280 m ;

— à l'Ouest, les monts d'Aubrac, organisés autour d'un lourd bourrelet allongé dont l'altitude s'élève graduellement de 1 200 m au Nord-Ouest à 1 400 m au Sud-Est.

Le coin sud-ouest de la feuille Nasbinals n'englobe que la portion haute des torrents (les « boraldes ») qui dévalent des hauteurs de l'Aubrac vers la vallée du Lot creusée 1 000 m en contrebas.

### CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Les paysages de la feuille Nasbinals reflètent assez bien sa constitution géologique en trois ensembles majeurs.

(1) Si l'on fait abstraction de la couverture glaciaire, *près des quatre cinquièmes de la surface de la feuille sont occupés par le granite de la Margeride*, l'un des plus vastes plutons du Massif central

\* orthographié *les Truques d'Aubrac* sur le fond topographique IGN à 1/50000.

(3200 km<sup>2</sup>), d'âge carbonifère. En dehors du territoire englacé où il constitue de multiples croupes très découpées, ce socle est généralement arénisé sur plusieurs mètres d'épaisseur. Le granite principal, à gros grain et largement porphyroïde, est traversé par une multitude d'injections leucogranitiques, particulièrement dans la région septentrionale où, du fait de leur moindre altération, elles déterminent la majorité des reliefs les plus élevés.

Ce n'est que très localement qu'apparaissent, aux confins nord-ouest de la feuille, les gneiss de la « série de la Truyère » qui constituent le toit septentrional du laccolite granitique (feuille Chaudes-Aigues) et, à ses confins sud-ouest, les micaschistes de la « série du Lot » qui en forment le toit méridional (feuilles Espalion et Saint-Geniez-d'Olt).

(2) Au Sud-Ouest d'une ligne Lacalm—La Trinitat—Saint-Urcize—Nasbinals, *les monts d'Aubrac constituent un vaste plateau basaltique d'âge miocène supérieur*, couvrant une superficie totale de 450 km<sup>2</sup>. La feuille Nasbinals ne comporte guère plus du quart de ce territoire, allongé NW-SE sur près de 50 km, de la Truyère (feuille Vic-sur-Cère) aux abords de la vallée du Lot (feuille Saint-Geniez). Cette couverture basaltique est mince et discontinue dans ses régions périphériques (en particulier sur toute la portion nord du plateau, feuille Entraygues). Elle s'épaissit rapidement pour atteindre 200 m selon un large bourrelet axial — pour les deux tiers représenté sur la feuille Nasbinals — et avoisiner 300 m sous les trois sommets les plus élevés de cette feuille : le puech de Roussillon, le puy de la Gudette, et le Truc d'Aubrac. Toutefois, les émissions laviques n'ont pas été l'apanage de cette échine axiale, le long de laquelle ont pu se concentrer les fissures éruptives principales ; d'autres voies d'alimentation sont observables sur toute la surface du plateau et le socle périphérique. Si un dynamisme très effusif semble avoir été prépondérant, une activité pyroclastique « strombolienne » non négligeable est attestée dans la région haute par la présence de nombreux cônes de scories démantelés (Lécuyer, 1984).

(3) Première barrière montagneuse rencontrée par les vents atlantiques, et de ce fait particulièrement arrosé, l'Aubrac, en dépit de son altitude modeste, a été l'une des régions les plus englacées du Massif central au cours des périodes froides du Quaternaire. Lors de la dernière glaciation, seule décelable, il fut recouvert par une calotte continue (ice-cap) de 520 km<sup>2</sup>, s'étendant largement sur son piémont granitique oriental, où la vallée du Bès a pu constituer l'un de ses principaux évacuateurs. Si les vallées occidentales et méridionales ont été par la suite réentaillées et en grande partie déblayées, par contre *une nappe plus ou moins continue de dépôts morainiques et fluvio-glaciaires (drift sheet) subsiste sur la cuvette du Bès*, couvrant une superficie de 250 km<sup>2</sup>, pour les trois quarts sur la feuille Nasbinals (190 km<sup>2</sup>), dont elle occupe un tiers de la surface.

## CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille à 1/50000 Nasbinals s'inscrit en totalité dans l'ancienne carte géologique à 1/80000 Mende (1<sup>re</sup> éd. ; Boule et Fabre, 1906). Depuis la parution de la deuxième édition (Lapadu-Hargues, 1949), plusieurs monographies ont été consacrées aux trois unités fondamentales observables sur cette feuille :

— pour l'ensemble granitique de la Margeride et les champs filoniens associés, par J.P. Couturié, maître de conférences à l'université de Clermont-Ferrand (thèse État, 1977). Travail complété par l'étude structurale de M. Laboue (1982) ;

— pour l'ensemble basaltique de l'Aubrac, par F. Colin, maître-assistant à l'université de Clermont-Ferrand (thèse État, 1966) ;

— pour la calotte glaciaire de l'Aubrac et de son piémont granitique, par M. Poizat (1973), M. Poizat et C. Rousset (1975). Cette étude a été reprise, avec des interprétations très différentes, dans l'ouvrage plus général de Y. Veyret (thèse État, 1978).

Les travaux de levé de la carte à 1/50 000, coordonnés par A. de Goër de Herve, maître de conférences à l'université de Clermont-Ferrand, ont été conduits de 1983 à 1986 :

— en ce qui concerne le domaine granitique margeridien, par J.P. Couturié pour la moitié sud, et par J. Galvier, étudiant de 3<sup>e</sup> cycle à l'université de Clermont-Ferrand, pour la moitié nord. Des compléments et modifications ont été ultérieurement apportés par A. de Goër sur les territoires englacés, leur périphérie, et les abords de la vallée du Bès, ainsi que sur les formations cristallophylliennes. Par rapport à la cartographie précédente, ces levés ont apporté beaucoup de précisions sur la répartition des leucogranites et la disposition des champs filoniens. Mais, en raison de la situation de la feuille au cœur du pluton, ils ne pouvaient que confirmer, sans leur apporter d'éléments fondamentalement nouveaux, les conclusions antérieures de J.P. Couturié ;

— en ce qui concerne le domaine basaltique aubracien, par F. Lécuyer, étudiant de 3<sup>e</sup> cycle à l'université de Lille (D.E.A., 1984), pour le secteur méridional de Saint-Urcize ; et par A. de Goër, pour l'ensemble, avec le concours de M. Fontaine-Vive, docteur de 3<sup>e</sup> cycle de l'université de Grenoble, et de B. Michaëly, ingénieur géologue au BRGM. Ces levés ont été complétés par une série de mesures géochronologiques effectuées par J.C. Baubron, ingénieur au BRGM, et par J.M. Cantagrel, directeur de recherche au CNRS, URA 10, Clermont-Ferrand. Conjointement aux levés de la feuille Entraygues-sur-Truyère, ils ont constitué la base d'une étude pétrologique et géochimique par J. Makhoul (thèse doctorat univ. Clermont-Ferrand, 1994). L'ensemble de ces travaux a permis un renouvellement complet de nos connaissances sur le volcanisme de l'Aubrac ;

— en ce qui concerne les formations glaciaires et périglaciaires, les levés initialement réalisés par C. Rousset ont été récusés et intégralement repris par A. de Goër, avec le concours de B. Michaëly. Confirmant et précisant les conclusions de Y. Veyret, et complété par les recherches palynologiques de J.L. de Beaulieu, ce travail a conduit à

réviser profondément nos conceptions sur les modalités d'englacement du territoire aubracien lors de la période wurmienne, seule décelable dans cette région.

## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

### **FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES**

Ne couvrant que 1 km<sup>2</sup> sur la feuille Nasbinals, l'encaissant métamorphique du granite de la Margeride n'y a donné lieu à aucune étude spécifique. Les deux lambeaux méridionaux (série du Lot) ont été raccordés aux formations qui leur font suite sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt (B. Briand, en prép.), et les deux lambeaux septentrionaux (série de la Truyère) à celles de la feuille Chaudes-Aigues (Burg et Goër, 1991).

#### **Série du Lot**

ξ<sup>2</sup>. **Micaschistes phylliteux et quartzeux.** Ces formations n'apparaissent qu'aux confins sud-ouest de la feuille, sous les basaltes de l'Aubrac, au fond des vallées des ruisseaux du Cayrel, de Dourtigouse et de Ménepeyre. Les meilleurs affleurements peuvent s'en observer dans le ruisseau de Dourtigouse sous la cascade du Devez. Il s'agit de micaschistes à grain fin, comportant une alternance de lits plus micacés (où la muscovite prédomine nettement sur la biotite), et de lits très quartzeux fréquemment boudinés. Leur altération superficielle donne naissance à un sable argileux de teinte jaune de plusieurs mètres d'épaisseur. Ils montrent un empilement de petits plis subhorizontaux avec boudinage du quartz et foliation plan-axiale. Les plans de foliation montrent des directions variant de N60 à N100, et des pendages faibles de 25 à 40° vers le Sud.

Dans le ruisseau de Ménepeyre, à 1 100 m, une coulée basaltique repose sur ces micaschistes par l'intermédiaire d'une mince semelle alluvio-colluviale à cailloux et graviers de quartz, basalte et micaschiste ; le basalte a englobé cette semelle, et la base de la coulée est truffée de fragments de micaschiste plus ou moins refondus.

Dans le ruisseau du Cayrel, à l'amont du pont de la route D 900, les micaschistes sont recoupés par un filon vertical N170 de rhyolite très altérée à microsphérolites de dévitrification (voir « Systèmes filoniens »).

Ces formations micaschisteuses montrent un très large développement vers le Sud, sur les feuilles voisines Espalion (Rousset et Becq-Giraudon, 1989) et Saint-Geniez-d'Olt (Roques, 1941 ; Lapadu-Hargues, 1947 ; Poulain, 1972 ; Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1980 ; Burg *et ai*, 1984). Il est établi qu'elles passent sur le granite de la Margeride, dont elles constituent le toit, mais cette relation est ici masquée par

la couverture basaltique de l'Aubrac. Elles sont toujours constituées d'une très étroite association de micaschistes phylliteux sombres et de bancs massifs décimétriques à métriques de micaschistes quartzeux plus clairs, ce dernier terme pouvant localement devenir prédominant. La composition minéralogique est, pour les termes phylliteux : quartz, albite-oligoclase, muscovite, biotite (localement chloritisée), grenat, staurotide, andalousite et cordiérite. Les termes quartzeux se distinguent, outre leur plus faible teneur en micas, par l'absence de grenat, staurotide, andalousite et cordiérite. Au sein des micaschistes phylliteux peuvent apparaître des lentilles décimétriques, concordantes dans la foliation, à quartz,  $\pm$  plagioclase, muscovite, andalousite en cristaux parfois pluricentimétriques ; le disthène y demeure exceptionnel.

Les formations micaschisteuses portent la marque de trois déformations, la culmination métamorphique — d'âge dévonien supérieur à viséen inférieur (350-340 Ma : Costa, 1989) — étant tardicinématique par rapport à la deuxième phase tangentielle (Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1980 ; Burg *et al.*, 1984). L'âge des métadiorites encaissées dans ces formations (Cambrien inférieur, 540 Ma : Pin et Lancelot, 1978) permet de leur attribuer un âge précambrien probable.

À l'échelle du Massif central, cet ensemble micaschisteux est à rapporter à l'« unité inférieure des gneiss » (Ledru *et al.*, 1989). Il est superposé à un « complexe autochtone relatif » représenté, sur la feuille Saint-Geniez, par un ensemble de schistes épizonaux. L'accident chevauchant séparant ces deux unités est le prolongement de celui reconnu plus à l'Ouest en Châtaigneraie (Bogdanoff *et al.*, 1989a,b) ; ce chevauchement n'a pas été directement daté, mais un âge viséen peut être proposé. Cet ensemble micaschisteux est lui-même chevauché par l'« unité supérieure des gneiss », représentée sur la feuille Mende par le « groupe leptyno-amphibolique » de Marvejols (Briand et Pi-boule, 1979 ; Pin et Lancelot, 1982 ; Bodinier *et al.*, 1988 ; Briand *et al.*, 1988). Un âge dévonien supérieur à viséen inférieur peut être attribué à ce charriage (Pin et Lancelot, 1982 ; Costa, 1989).

### Série de la Truyère

ζ. **Gneiss à biotite et sillimanite rétromorphosés.** Ces roches apparaissent dans un petit fossé tectonique près du Tioulas, au Nord de Jabrun, de part et d'autre de la route D 921, où elles prolongent vers le Sud l'ensemble gneissique des environs de Chaudes-Aigues. Dérivant d'une ancienne série sédimentaire grauwacko-pélique, leur lithologie est homogène à grande échelle mais très variée dans le détail. Elles 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 le plus répandu est un gneiss à quartz, oligoclase, orthose élastique plus ou moins transformé en microcline, biotite, sillimanite fibreuse irrégulièrement répartie, grenat peu abondant, muscovite et minéraux accessoires. L'ensemble de ces roches se trouve au niveau de l'isograde

d'apparition de la sillimanite. Elles présentent une foliation régulière orientée autour de N60, avec pendage NW modéré de 30 à 40°.

Au sein de l'ensemble métamorphique de la Truyère, les gneiss à biotite et sillimanite constituent l'« unité para-autochtone » définie par J.P. Burg (1977), ou « unité inférieure des gneiss » de P. Ledru *et al.* (1989). L'identité lithologique de la série sédimentaire originelle laisse supposer qu'ils constituent un équivalent plus métamorphique des micaschistes phylliteux et quartzeux de la série du Lot. Comme eux, ils représenteraient un ensemble d'âge antécambrien probable, structuré et métamorphisé à partir du Dévonien supérieur.

Le compartiment gneissique du Tioulas est limité latéralement par deux failles mais, du côté sud, les gneiss viennent reposer sur le granite de la Margeride dont le toit plonge selon un pendage régulier, en général plus ou moins conforme à la foliation. Cette disposition répond à la forme laccolitique du pluton granitique, qui développe dans les gneiss un métamorphisme de contact discret, sans auréole de cornéennes, consistant en une rétro-morphose généralisée sur toute la surface ici concernée. Le gneiss a perdu sa cohésion et pris 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 pé-litiques, et au contraire une induration « par recuit » des termes les plus quartzo-feldspathiques. On observe également, à proximité du contact, l'apparition de minéraux nouveaux : pyrite, tourmaline, albite. Au Nord du Tioulas, dans la tranchée de la D 921, le contact est subvertical et franchement intrusif ; les gneiss présentent ici un début d'anatexie et une foliation N60 à pendage SE de 45°.

ζλ. **Gneiss leptyniques.** Ils apparaissent comme les précédents dans un petit fossé tectonique affectant la marge nord du granite de la Margeride, au niveau du puech des Sagnes, avec, du côté sud, plongement du granite sous les gneiss selon un contact à peu près conforme à la foliation. D'origine vraisemblablement grau-wackeuse, ce sont des gneiss à grain fin, tenaces, massifs ou à débit en plaquettes d'épaisseur centimétrique, et à foliation régulière. La roche est claire, plus ou moins riche en biotite, à patine souvent jaune. Sa paragenèse comporte : quartz, microcline plus ou moins séricitisé, plagioclase (oligoclase, également séricitisé), biotite, muscovite, grenat ; il peut s'y ajouter de rares cristaux de hornblende verte et de la sillimanite fibreuse ; les principaux minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et le rutile.

Dans la série des gneiss leptyniques, qui ne constituent que le terme lithologique le plus répandu et le seul présent sur la feuille Nasbinals, s'observent ailleurs (feuille Chaudes-Aigue) de nombreuses intercalations acides (leptynites, orthogneiss œillés) et basiques (amphibolites, péridotites, métagabbros, éclogites) ; leurs paragenèses résiduelles (comportant notamment le disthène) témoignent d'une histoire métamorphique complexe, avec cristallisation initiale dans le domaine des granulites HT-HP, avant rétro-morphose et équilibre dans le

faciès amphibolite. Cet ensemble constitue le « groupe leptyno-amphibolique » (Forestier, 1961) ou « unité allochtone » (Burg, 1977) ou « unité supérieure des gneiss » (Ledru *et al*, 1989), charrié sur les gneiss à biotite et sillimanite probablement du Nord vers le Sud. Par analogie avec les formations identiques des environs de Marvejols (feuille Mende), on peut supposer que le matériel originel est d'âge ordovicien inférieur, son premier métamorphisme granulitique s'étant produit au Silurien, et son charriage dans des conditions rétro-morphiques au Viséen inférieur (Pin et Lancelot, 1982).

### FORMATIONS PLUTONIQUES

La feuille Nasbinals est située dans la région centrale du massif granitique de la Margeride, auquel appartient la quasi-totalité du socle affleurant. Il s'agit de l'un des plus importants plutons du Massif central. Il forme un vaste laccolite subhorizontal, épais de 4 à 8 km (Bayer *et al*, 1982), grossièrement concordant avec la foliation des terrains métamorphiques. Ce granite porphyroïde à biotite (granite de la eMargeride *sensu stricto*), d'âge carbonifère moyen, est recoupé par des leucogranites à muscovite, à grain plus fin, et de types assez variés selon leur texture (parfois aplitique) ou leur minéralogie (présence de tourmaline ou de biotite). Ces derniers forment des amas d'extension souvent kilométrique et de nombreux filons. Sur la carte, les leucogranites occupent environ 15 % de la surface granitique et se concentrent dans la moitié nord.

$\rho\lambda^3$ . **Granite monzonitique porphyroïde à biotite (granite de la Margeride)**. Il s'agit d'un granite de teinte générale gris clair, à gros grain (3 à 12 mm), renfermant des mégacristaux d'orthose blanche, à section rectangulaire, qui présentent systématiquement la macle de Carlsbad. Leur longueur, habituellement comprise entre 5 et 10 cm, peut exceptionnellement atteindre 16 cm. Sur le plateau, en dehors des régions englacées, le granite est fortement altéré sur une épaisseur qui peut dépasser une dizaine de mètres ; aussi n'y est-il visible que sous forme de grosses boules dégagées sur les petits reliefs. Les bons affleurements sont localisés dans la vallée du Bès, ainsi que dans les régions décapées par l'érosion glaciaire, principalement au Sud d'une ligne joignant Saint-Urcize à Marchastel.

La composition minéralogique moyenne est la suivante : quartz, 35 % ; oligoclase (An 38-12), 28 % ; orthose perthitique, 27 % - dont 10 % sous forme de mégacristaux automorphes ; biotite magnésienne, 9 % ; minéraux accessoires : muscovite, cordiérite, apatite, zircon, ilménite, monazite, allanite. Cette composition est celle d'un granite monzonitique alumineux et potassique (voir annexe : tabl. 1, n° 1 à 5).

Par rapport à cette composition moyenne, qui correspond au type dominant et presque uniquement représenté sur la feuille, le granite évolue progressivement vers des faciès sombres ou clairs, plus ou moins riches en biotite. Le faciès sombre n'est présent que dans la

partie orientale du massif (voir schéma structural de la carte). Sa composition modale devient la suivante : quartz, 29 % ; andésine (An 55-25), 33 % ; orthose, 20 % — dont 16 % sous forme de mégacristaux ; biotite, 18 % ; à noter l'absence totale de cordiérite et de muscovite.

Dans le faciès clair, présent dans l'angle nord-est de la feuille (mais non distingué cartographiquement), on observe une diminution de la quantité de biotite (5 %), un peu moins magnésienne, tandis que la cordiérite et la muscovite sont un peu plus abondantes. Le plagioclase est moins calcique (An 33-8) et l'orthose, en légère augmentation, s'exprime ici principalement sous forme de petits cristaux xénomorphes, au détriment des mégacristaux, la structure porphyroïde de la roche ayant tendance à disparaître.

Dans le faciès moyen, la répartition des mégacristaux d'orthose est quelquefois irrégulière, avec des surconcentrations locales et des zones appauvries. Ils constituent de bons marqueurs de la structure magmatique qui est, au moins dans ce faciès, souvent difficile à observer directement sur l'affleurement. Les *plans de fluidalité magmatique* figurant sur la carte (Laboue, 1982) ont été déterminés sur canevas de Schmidt, après report des orientations d'une centaine de mégacristaux pour chaque station de mesure (18 sur la feuille Nasbinals). Dans le granite on observe quelques poches pegmatitiques isolées, généralement de taille décimétrique ou métrique (carrière de Bouquinan, près de Marchastel), mais pouvant atteindre une taille beaucoup plus grande permettant une exploitation en carrière.

Deux types d'enclaves, de taille centimétrique à décimétrique, peuvent être observées :

— enclaves sombres et de forme arrondie, à grain fin et composition de diorite quartzique (tabl. 1, n° 7), riches en biotite, pouvant contenir des enclaves du type suivant ou des mégacristaux d'orthose identiques à ceux du granite encaissant. Cette dernière relation (fig. 1) prouve la coexistence d'un magma basique, d'origine mantellique, avec le liquide granitique contenant déjà des phénocristaux d'orthose ;

— xénolites anguleux de cornéennes, provenant des terrains métamorphiques encaissants.

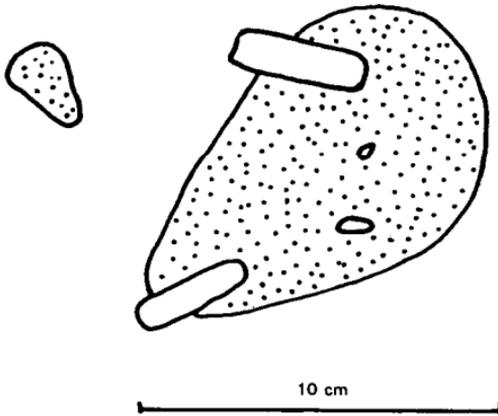
Le granite de la Margeride a été daté par différentes méthodes, qui donnent des résultats convergents (Namurien) :

— isochrone Rb/Sr sur roche totale :  $323 \pm 12$  Ma pour  $Sr.i = 0,714$  (Couturié *et al.*, 1979) ;

— U/Pb sur monazite :  $314 \pm 3$  Ma (Pin, 1979) ;

— U/Pb sur zircon :  $335 \pm 6$  Ma (Respaut, 1984).

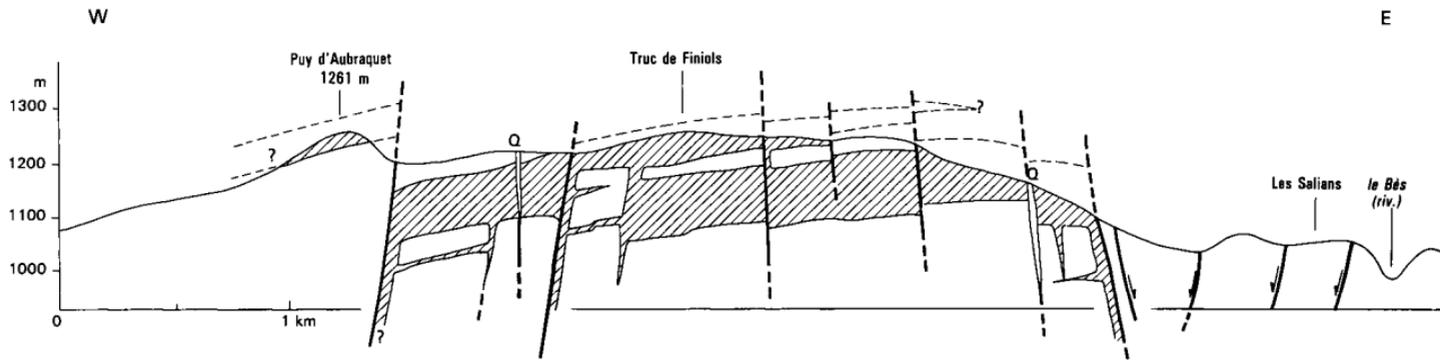
$\eta^3$ . **Diorite de Réquistat.** Signalée pour la première fois sur la carte de F. Colin (1966), cette roche à grain moyen, de teinte gris verdâtre et à mouches de hornblende verte, constitue le sommet du puy des Arbres (p.c. 1182 m), 500 m à l'Est de Réquistat (tabl. 1, n° 6). Son extension latérale n'est pas connue, en raison de la couverture morainique. Au microscope on distingue des plagioclases automorphes,



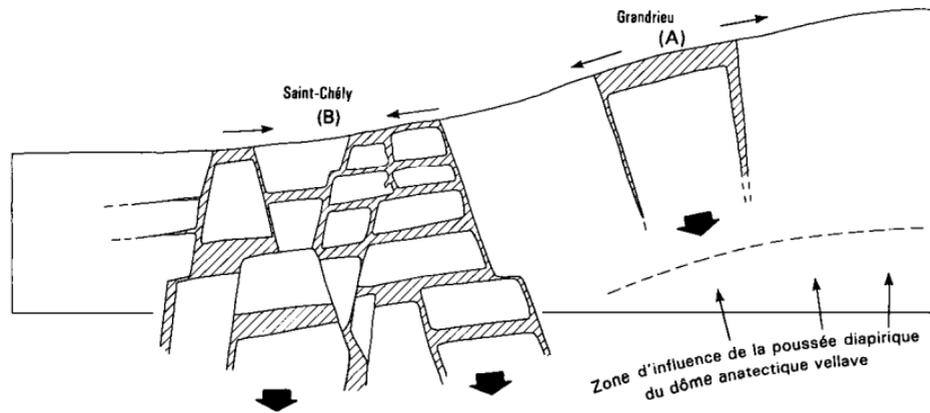
**Fig. 1 - Enclave microgrenue sombre du granite de la Margeride,** montrant ses relations avec les mégacristaux de feldspath potassique. Pierre taillée du lavoir de La Chaldette (d'après Couturié, 1977)

zonés et très altérés, de la micropegmatite abondante et un peu de quartz. Les minéraux ferromagnésiens (environ 30 %) sont constitués par de la biotite chloritisée et de l'amphibole. Minéraux accessoires : chlorite, épidote, calcite, apatite plus ou moins aciculaire, sphère et minéraux opaques. La texture à tendance doléritique et granophyrique, ainsi que le faciès paléovolcanique, rapprochent la roche de ce petit pluton des filons de porphyrites, plutôt que des vaugnérites comme cela avait été initialement proposé (Couturié, 1977). (Les vaugnérites sont des roches basiques grenues de composition à la fois potassique et magnésienne, qui forment de grosses enclaves dans la région orientale du massif granitique.)

$\gamma^1$ . **Leucogranite à muscovite et tourmaline.** Il s'agit de roches de teinte très claire, grisâtre ou beige rosé, à grain très variable d'un endroit à l'autre, voire à l'intérieur d'un même gisement. Le plus souvent le grain est moyen à fin, mais tous les intermédiaires existent entre les aplites et les pegmatites à cristaux décimétriques (parfois métriques). En raison de la finesse du grain et de leur plus grande richesse en quartz, les leucogranites résistent généralement mieux à l'érosion que le granite porphyroïde, au milieu duquel ils tendent à se mettre en relief. Ils ne forment jamais de boules, mais des blocs anguleux qui se conservent bien en « volantes » et peuvent être dispersés sur une large zone autour de leur source, dont l'importance est par suite souvent surestimée cartographiquement.



I - Coupe montrant une disposition possible des leucogranites de la région de St-Rémy-de-Chaudes-Aigues (feuille 1/50000 Nasbinals)  
 (Goër et Couturié, mai 93, inspiré de J. Galvier, inédit, modifié)



II - Modèles possibles de mise en place des leucogranites de la Margeride, par subsidence crustale en relation avec la mise en place du dôme vellave, en "cauldron" simple (A) ou "en boîte de sucre" (B) ; le second probablement seul présent sur la feuille Nasbinals (d'après Galvier, inédit)

Fig. 2

La composition minéralogique des leucogranites, selon J. Lameyre (1966), est la suivante : quartz (35 à 40 %) ; albite (20 à 37 %), zonée avec parfois oligoclase dans la partie centrale ; feldspath potassique (21 à 35 %) sous forme de micropertchite et/ou de microcline ; muscovite (2 à 13 %) en petites paillettes ou en larges taches pœcilitiques ; tourmaline, variété schorlrite (0 à 6 %) ; biotite (0 à 2 %) décolorée, verdie ou chloritisée et coexistant rarement avec la tourmaline. Minéraux accessoires : apatite globuleuse ou aciculaire, parfois bleutée ; cordiérite prismatique phyllitisée ; andalousite ; zircon très rare, opaques exceptionnels. La tourmaline, habituellement dispersée en petits cristaux, peut occasionnellement se concentrer en aiguilles jointives ou rayonnantes dans les pegmatites, ou encore former des nodules et des cocardes de diamètre pluricentimétrique, entourés par une bordure leucocrate.

Le gisement des leucogranites correspond à de nombreux filons de largeur décimétrique à décamétrique, diversement orientés, subverticaux ou subhorizontaux, impossibles à cartographier dans le détail. Ils constituent également des masses plus importantes affleurant sur des surfaces hectométriques à plurikilométriques. Dans ce cas, ces granites à muscovite remplissent des dislocations développées subhorizontalement dans le granite porphyroïde (fig. 2-1), par un processus de type « cauldron subsidence », accompagné d'un jeu complexe de dominos, que l'on peut qualifier de « tectonique en boîte de sucre » (fig. 2-II). L'épaisseur des feuillets ainsi formés ne dépasse généralement pas quelques dizaines de mètres, mais peut dans les ensembles les plus vastes atteindre 100 à 200 m.

Les leucogranites sont exploités en carrières à diverses fins économiques :

- pierres de construction, en raison de leur teinte claire, de leur bonne résistance mécanique et de leur débit facile ;
- matériaux pour l'industrie céramique, les critères retenus étant la richesse en feldspaths alcalins et la faible teneur en fer. Des processus hydrothermaux secondaires interviennent dans certains cas pour transformer et valoriser le granite (Demange, 1975) : dissolution sélective quasi totale du quartz (*épisyénitisation* : Es), éventuellement suivie par une métasomatose alcaline (*albitisation* ou feldspathisation potassique) qui modifie la composition des anciens feldspaths et entraîne le remplissage des vides existants (Y<sup>1</sup>ab : Fau de Peyre). Ces transformations peuvent affecter également le granite porphyroïde.

Sur le plan minier, les leucogranites peuvent contenir de l'uranium ; sa concentration est facilitée par leur aptitude à la fracturation, et dans certains cas par l'acquisition d'une porosité liée à l'épisyénitisation.

Des mesures géochronologiques par la méthode au strontium sur roche totale (Couturié et Vachette, 1980), ont permis d'attribuer aux leucogranites de la Margeride un âge stéphanien ( $298 \pm 2$  Ma avec

Sr.i = 0,713), âge confirmé par la méthode U/Pb sur monazite : 305 ± 9 Ma (Lafon *et al.*, 1986).

**P. Pegmatite.** De petites zones pegmatitiques, d'épaisseur centimétrique, sont quelquefois associées aux leucogranites. Des amas plus importants, de taille métrique (carrière de granite de Bouquincan) ou décamétrique, sont encaissés dans le granite porphyroïde avec lequel ils semblent en relation génétique (Teissandier, 1977 ; Galvier, inédit). Les masses les plus volumineuses ont été exploitées en carrière pour le feldspath.

L'important gisement de Noalhac (fig. 3) a été décrit par J.M. Teissandier (1977). Entièrement exploité, il correspond à une excavation inondée. La pegmatite, en contact franc avec le granite porphyroïde, présente une forme elliptique de 60 x 30 m. Elle est zonée de façon concentrique, avec, de la bordure vers le centre, la succession suivante :

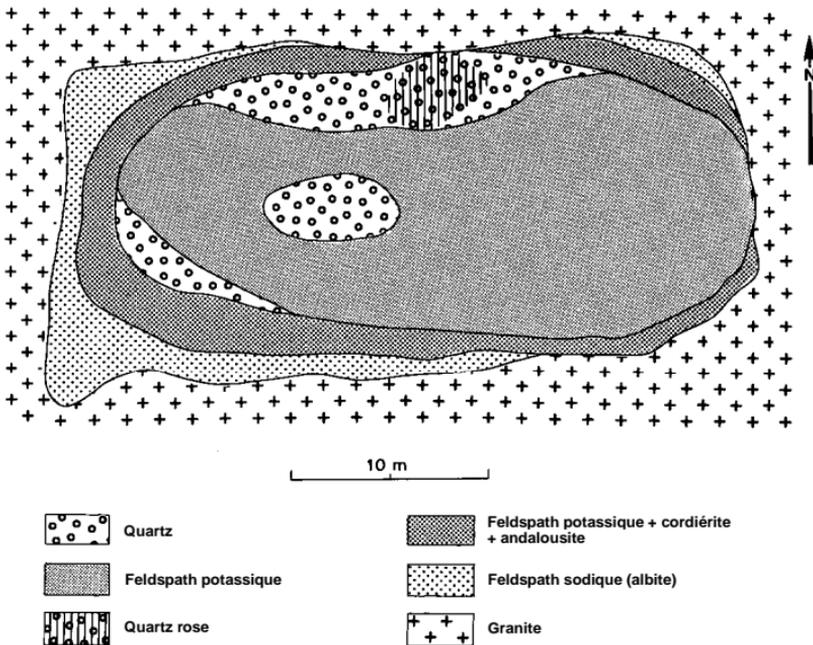


Fig. 3 - Gisement de pegmatite de Noalhac (Lozère)  
Coupe horizontale de l'ancienne carrière (d'après Teissandier, 1977)

- une couronne externe, discontinue et d'épaisseur irrégulière (1 m à quelques centimètres), constituée par du feldspath sodique qui s'enrichit en potassium à l'approche de la zone suivante ;
- une couronne continue, large de 3 m environ, contenant 50 à 60 % de feldspath potassique associé avec des minéraux alumineux : andalousite (25 à 30 %) en cristaux de longueur métrique gainés de gilbertite secondaire, cordiérite (10 à 12 %) en cristaux automorphes volumineux (40 x 20 cm) et pinitisés, tourmaline et muscovite ;
- du quartz blanc, parfois rosé, manganésifère, et par endroits à débit rhomboédrique (quartz clivable), forme des amas au Nord et au Sud-Ouest ;
- la masse principale est constituée par du feldspath potassique contenant des lames de minéraux titanés : ilménite plus ou moins transformée ;
- le cœur de la structure est occupé par du quartz minéralisé en wolframite, zinwaldite, pyrite etc., avec une géode centrale.

De l'autunite a été observée dans les fissures de toute la masse pegmatitique.

### *SYSTÈMES FILONIENS*

Les deux générations de roches granitiques sont recoupées par des filons de roches éruptives dont le caractère hypovolcanique dénote une mise en place à faible profondeur, alors que l'érosion de la chaîne hercynienne était déjà bien avancée. Toutes ces roches présentent un faciès paléovolcanique lié à une pneumatolyse hydrothermale, avec développement d'épidote, chlorite, phyllosilicates blancs et carbonates. Elles forment une série pratiquement continue à caractère potassique, qui va des trachybasaltes aux rhyolites, avec des teneurs en silice comprises entre 51 et 74 % (tabl. 1, n° 10 à 15). Cartographiquement, il est habituel de distinguer deux ensembles : l'un acide (microgranites), l'autre basique (porphyrites).

L'âge de tous ces filons, dont la direction varie entre N150 et N170°, n'est pas connu avec précision. Ils recoupent les leucogranites d'âge stéphanien inférieur, et n'ont jamais été observés dans les terrains permien et triasiques environnants. Ils représentent donc très probablement les témoins d'un volcanisme acide et basique, d'âge stéphanonien, dont les équivalents effusifs sont conservés dans les bassins carbonifères de Figeac et Decazeville (notices des cartes Figeac à 1/80000, 2° éd., et à 1/50000).

**μγ. Microgranite.** Ce sont des roches de teinte claire, généralement beige rosé, formant des essaims de blocs arrondis à patine roussâtre jalonnant les filons. Leur structure, de type microgrenu plus ou moins porphyrique (2 à 30 % de phénocristaux), varie d'un filon à l'autre. Le quartz, généralement abondant, est parfois le seul minéral visible. Il forme des cristaux (2 à 6 mm) globuleux, bipyramidés et souvent

corrodés. L'orthose, maclée Carlsbad, est souvent le minéral le plus développé ; sa taille peut atteindre 1 cm. Le plagioclase est fortement altéré. La biotite est le plus souvent entièrement chloritisée. La pâte quartzo-feldspathique contient en abondance du mica blanc secondaire.

Quelques filons de microgranite sont disséminés en divers points de la feuille Nasbinals, mais la majorité d'entre eux sont regroupés sur le territoire de Brion et Deux-Verges. Ils appartiennent à un faisceau long de 17 km, et large de 1 à 3 km, qui s'étend depuis Brion jusqu'à Chaudes-Aigues (feuille Chaudes-Aigues), jalonné par les sources thermo-minérales de La Chaldette et Chaudes-Aigues. Dans le granite, sur 13 km, ces filons, subparallèles, conservent une orientation constante N155 à 165 ; la plupart sont subverticaux.

ρ. **Rhyolite.** Caractérisés par l'absence de phénocristaux et l'extrême finesse de la pâte, les filons de rhyolite ne sont abondants que de l'autre côté de l'Aubrac, sur la feuille Entraygues. Cette différence semble indiquer que, par rapport à l'ancienne surface topographique stéphanienne, l'érosion a atteint un niveau plus profond à l'Est de l'Aubrac. Un seul filon de ce type a été observé sur la feuille Nasbinals : dans le ruisseau de Cayrel (coin sud-ouest), à l'amont du pont de la D 900, les micaschistes sont recoupés par un filon métrique vertical N170 de rhyolite très altérée, à microsphérolites de dévitrification.

Σ<sup>α</sup>. « **Porphyrite** ». Ce terme désigne des andésites à faciès paléovolcanique. De couleur gris verdâtre en raison de leur chloritisation, ces roches constituent des filons de largeur généralement inférieure à celle des filons de roches acides. En raison de l'altération superficielle, ces filons se manifestent par des alignements de blocs arrondis, à patine roussâtre et débit écaillé. La roche est souvent porphyrique, avec quelques phénocristaux de plagioclase altéré et de composition indéterminée, et de ferromagnésiens chloritisés (clinopyroxène reconnaissable dans certains cas). Des quartz globuleux, avec auréole réactionnelle de minéraux ferromagnésiens, ont été observés. La structure est le plus souvent de type doléritique, avec des cristaux (0,3 mm) d'andésine enchevêtrés. Présence de feldspath potassique interstitiel et de quartz. Autres minéraux : amphibole, chlorite, apatite aciculaire, épidote, pyrite, et carbonates. Dans les filons les plus étroits (quelques décimètres), la structure devient franchement microlitique.

Il existe sur la feuille Nasbinals quelques filons de « porphyrite » dispersés (La Trinitat, Recoules-d'Aubrac), mais leur présence caractérise principalement les environs de La Fage-Montivernoux. Il s'agit là de l'aire centrale d'un grand faisceau lâche (comportant aussi quelques filons de microgranite), 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), et prenant en écharpe la feuille Nasbinals de Lasbros à Fournels. Hors de rares petits filons croisants d'orientation N30-50, la plupart se disposent subparallèlement les uns aux autres, conformément à l'allongement général NW-SE du faisceau, selon les directions N145 à N170. Par

ailleurs, la diorite de Réquistat, qui se situe dans le prolongement du filon de porphyrite du puy du Fau, roche avec laquelle existent des analogies, pourrait représenter une accumulation locale de ce même magma.

**Q. Quartz hydrothermal.** Les filons de quartz hydrothermal, dont la largeur n'excède pas quelques mètres, présentent des orientations plus variées que celles des filons de roches éruptives. Les directions N30 et N60 sont les plus fréquentes, mais les directions N150-160 et méridiennes ne sont pas rares. Ils sont relativement bien répartis sur l'ensemble de la feuille, mais leur fréquence est toutefois supérieure en association avec les faisceaux hypovolcaniques, où ils tendent à se disposer conformément à la direction majoritaire des filons de microgranite (Deux-Verges) et de porphyrite (Fournels, Prinsuéjols). Selon P. Dutartre (1981), la plupart de ces filons seraient liés aux trois événements distensifs du Trias, du Jurassique inférieur et du Jurassique supérieur. Le quartz est généralement laiteux, à structure calcédonieuse, ou parfois brunâtre et de type haché.

### *FORMATIONS VOLCANIQUES TERTIAIRES (ET SÉDIMENTS ASSOCIÉS)*

#### **Volcanisme miocène de l'Aubrac**

**Disposition d'ensemble.** L'Aubrac est un vaste plateau basaltique de 450 km<sup>2</sup>, s'étendant principalement sur les feuilles à 1/50000 Entraygues-sur-Truyère, Nasbinals et Saint-Geniez-d'Olt, et débordant sur celles de Vic-sur-Cère et Espalion. La feuille Nasbinals est concernée pour 130 km<sup>2</sup>, comportant essentiellement sa région axiale et sa retombée nord-est. Quelques coulées morcelées et pointements disséminés le prolongent sur le territoire granitique de la Margeride. L'épaisseur de l'édifice volcanique, inférieure à 100 m sur toute la frange périphérique (*cf.* fig. 7, p. 82), peut être estimée à 300 m sous les trois sommets les plus élevés de la feuille : le puech de Roussillon (1404 m), le Truc d'Aubrac (1 440 m), et le puy de la Gudette (1 427 m). C'est autour de ces trois sommets, ainsi que du Roc de Carbonaldo (1 361 m), que s'observe l'essentiel des formations pyroclastiques — dont il est peu probable que le volume excède le quart du total. Les environs du Truc d'Aubrac se singularisent en outre par la fréquence exceptionnelle d'injections filoniennes rectilignes (remplissage de fissures) et de corps laviques cylindro-coniques (remplissage de cheminées et de cratères).

Ailleurs, les superpositions de coulées prédominent largement, et ceci jusque dans la zone axiale pour le territoire situé au Nord de la route de Saint-Urcize à Laguiolle (CD 665—CD 15). Il en est notamment ainsi dans les vallées du Rioumau et de la Selves, sous les hauteurs du Drelier (1 342 m) et du Roc de Cayla (1 298 m). Un ensemble lavique stratôïde exceptionnellement régulier peut être observé sur le flanc sud du puech du Duc (1 271 m), dans le coin sud-

ouest de la feuille (9 coulées planes empilées sur 220 m de dénivellation, par dessus une coulée basale canalisée qui comble une vallée initiale sur 65 m d'épaisseur).

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

Une nouvelle synthèse (Goër *et al.*, 1991) a été effectuée dans le cadre du levé des feuilles à 1/50000 Entraygues et Nasbinals. Basée sur 81 mesures, dont 50 nouvelles (37 sur la feuille Nasbinals), confrontées aux successions observées sur le terrain et traitées de façon statistique, elle a abouti aux conclusions suivantes : 90 % des laves de l'Aubrac ont été émises en un temps très court, de l'ordre de 250 000 ans, autour de 7,5 Ma. Un volcanisme précurseur s'est toutefois manifesté autour de 8,7 Ma aux environs de Saint-Urcize ; un temps de latence de 1 Ma a permis une érosion notable de cet ensemble précoce, en sorte que les coulées de l'ensemble principal viennent s'emboîter en contrebas. Par ailleurs, quelques éruptions plus tardives semblent s'être poursuivies localement jusque vers 6,5 à 6 Ma, principalement aux abords de la vallée du Bès. Ainsi, la quasi-totalité du volcanisme de l'Aubrac se placerait dans le Tortonien supérieur, hormis quelques récurrences durant le Messinien.

## Laves

**Principes de nomenclature et d'identification : composition et texture.** Les laves de l'Aubrac se caractérisent par leur grande monotonie apparente. Néanmoins, en dépit de leur fréquente altération, de conditions d'affleurement généralement médiocres, et de variations de faciès non négligeables, les unités d'épanchement peuvent être suivies sur le terrain à partir de caractères structuraux et macroscopiques simples : débit, couleur, type d'altération, fréquence et dimension des phénocristaux, présence d'enclaves. Toutefois, les études chimiques et minéralogiques (Makhoul, 1994) ont montré qu'en dehors des laves claires et aphyriques qui représentent les termes les plus différenciés, ces caractères apparents ne reflètent qu'assez mal la composition intime des laves. Aussi avons-nous été conduits à adopter une nomenclature d'ordre chimique, à partir de 231 analyses nouvelles des éléments majeurs (dont 134 pour la feuille Nasbinals). Les coulées ou pointements n'ayant pas fait l'objet d'analyse ont été rapportés aux classes ainsi établies, par comparaison, sur la foi de leurs caractères

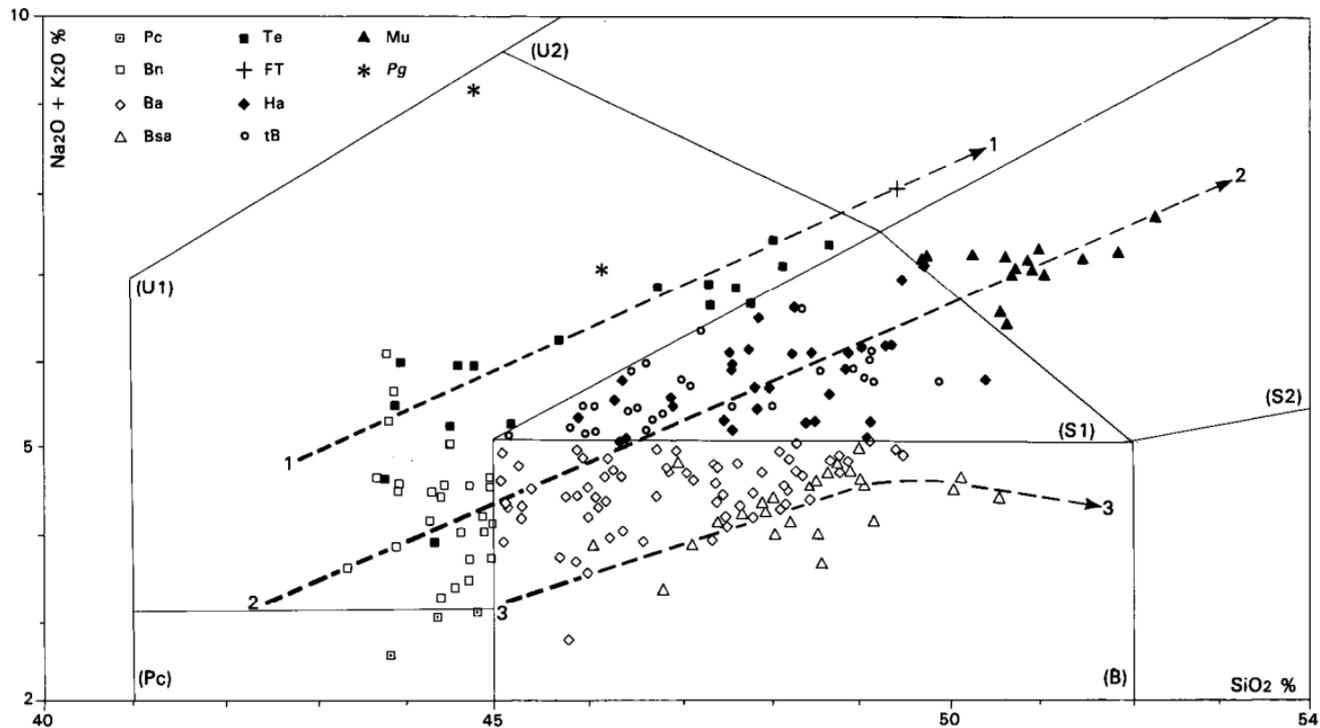
microscopiques (520 lames minces pour la feuille Nasbinals), et seulement par défaut sur la base d'analogies macroscopiques.

La nomenclature utilisée est celle de la classification internationale IUGS de M. Le Bas *et al.* (1986), basée sur le diagramme T.A.S. (total alcalins/ silice) (fig. 4), et sur le rapport K/Na. Les laves de l'Aubrac constituent une série récurrente peu différenciée, majoritairement sodique, moyennement alcaline (basaltes alcalins—hawaiïtes et trachybasaltes—mugéarites) à fortement alcaline (basanites—téphrites—phonotéphrites). Leur teneur en silice varie de 43 à 52 %, et leur indice de différenciation (D.I.) de 16 à 56. Leur degré de différenciation est totalement indépendant de leur succession chronologique. Les termes évolués (téphrites, hawaiïtes, mugéarites, ces dernières en quantité restreinte) se répartissent à peu près sur l'ensemble de l'aire volcanisée, et ne semblent pas proportionnellement occuper un volume plus important dans la région axiale. Il en est de même des termes cumulatifs : s'ils occupent souvent une position terminale sur de nombreux appareils éruptifs, cette situation n'est nullement exclusive.

La classification IUGS de M. Le Bas *et al.* permet de répartir les laves aubraciennes en 9 classes chimiques (tabl. 2, en annexe) : picrites, basanites, basaltes alcalins et subalcalins, hawaiïtes et trachybasaltes, mugéarites, téphrites, phonotéphrites, dont seule la dernière n'a été rencontrée qu'en un seul exemplaire (sur la feuille Entraygues-sur-Truyère). À l'intérieur de chaque classe, des subdivisions ont été établies en fonction de critères microtexturaux, aisément discernables en lame mince. Quatre types principaux de textures ont été distingués :

— *microlitique*. Les phénocristaux sont absents ou très rares (<1 %), dans une pâte finement cristallisée où les microlites peuvent être désordonnés, ou orientés (texture microlitique fluidale). Le verre peut être abondant, ou totalement absent (microlitique trachytique). Peu fréquente parmi les laves basiques (basanites et basaltes), banale parmi les termes intermédiaires (hawaiïtes et téphrites), cette microtexture devient exclusive dans les laves les plus différenciées (hawaiïtes évoluées et mugéarites, téphrites leucocrates et phonotéphrites), totalement dépourvues de phénocristaux, voire de microphénocristaux (type aphyrique) ;

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



Pc : picrites ; Bn : basanites ; Ba : basaltes alcalins ; Bsa : basaltes subalcalins ; Te : Téphrites ; FT : phono-téphrites ; Ha : hawaïtes ; tB : trachybasaltes ; Mu : mugéarite ; Pg : pegmatitoïdes.

1 : tendance fortement alcaline ; 2 : tendance moyennement alcaline ; 3 : tendance subalcaline

Fig. 4 - Situation des laves de l'Aubrac dans le diagramme T.A.S., Le Bas *et al.* (1986)

ridentification microscopique d'un échantillon en l'absence d'analyse demeure la plus incertaine ;

— *porphyrique*. Majoritaire au sein des laves basiques, ce type montre généralement 5 à 20 % de phénocristaux, dispersés (souvent irrégulièrement) au sein d'une pâte mal ou incomplètement (et parfois très inégalement) cristallisée. Les microphénocristaux peuvent être abondants ou absents. Le verre, en quantité variable, peut être brun ou incolore selon l'état de cristallisation des oxydes ferrotitanés. La taille des phénocristaux varie le plus souvent de 1 à 5 mm, et excède rarement 1 cm. Leur population, dominée par les clinopyroxènes dans les basaltes, se répartit de façon très variable dans les basanites entre les pyroxènes et les périclites, ces derniers parfois seuls présents. Il peut s'y adjoindre exceptionnellement quelques plagioclases dans les basaltes, mais beaucoup plus fréquemment — et seulement dans les basanites — un contingent faible à très faible d'amphiboles (kaersutite, toujours résorbée). La différence entre basaltes et basanites résidant pour beaucoup dans une variation des compositions chimiques des pyroxènes et des plagioclases, la distinction entre ces deux classes est très aléatoire en l'absence de feldspathoïdes minéralogiquement exprimés. Dans les deux, nous avons distingué par une surcharge les termes franchement cumulatifs, où la quantité des phénocristaux — essentiellement les pyroxènes — peut atteindre 40 à 50 % du volume de la lave (sans pour autant que leur calibre augmente sensiblement) ;

— *porphyroïde*. Ce dernier type, également représenté parmi les basaltes et basanites, est fréquent dans les hawaïites peu évoluées. Il diffère du précédent par une cristallisation plus large et totale de la pâte (microtexture holocristalline). Dans les cas extrêmes (signalés par une surcharge), est réalisée une texture doléritique où les plagioclases deviennent visibles à l'œil nu ; ce type, fréquent plus au Nord sur les planètes cantaliennes, n'est présent en Aubrac que dans quelques basanites et basaltes subalcalins. La population des phénocristaux des laves porphyroïdes ne se répartit qu'entre les divines et les pyroxènes (le plus souvent dominants) ; l'amphibole y est accidentelle ou très accessoire. Comme pour les laves porphyriques, la quantité des phénocristaux peut atteindre 40 à 50 % dans les termes les plus cumulatifs.

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

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

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

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

(3) La plupart des faciès texturaux sont communs à plusieurs classes. Dans les cas ambigus, en l'absence d'analyse, le choix se porte naturellement sur le terme statistiquement le plus représenté, ce qui accroît arbitrairement sa fréquence apparente (cette cause d'erreur de détermination peut être d'autant plus importante que les statistiques reflètent plus le hasard de l'échantillonnage que le volume réellement exprimé d'une classe donnée). Cette incertitude est particulièrement bien illustrée dans les champs filoniens qui encadrent le Truc d'Aubrac, au Sud de la feuille, que les seuls critères macroscopiques conduisent à attribuer majoritairement aux hawaïtes, alors que les analyses y révèlent une participation notable des mugéarites et téphrites leucocrates.

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

Pour l'ensemble de ces raisons, les seules identifications qu'on peut tenir pour rigoureuses sont celles qui résultent d'une analyse chimique au moins (le même échantillon ayant toujours fait l'objet d'une étude microscopique). Aussi, les 130 points d'échantillonnage correspondants ont-ils tous été signalés sur la carte par une croix. Toutes les autres déterminations peuvent prêter à révision.

## Picrites

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

**A<sup>0</sup>. Ankartrite (mélanéphéline).** Cette lave, la plus basique de toutes les laves analysées de l'Aubrac (D.I. = 15,7), n'a été observée qu'en un seul point : aux sources de l'Hère, au bord de la D 13, 4 km au Sud-Ouest de Saint-Urcize, à proximité du Pas de Mathieu. Très altérée, elle se singularise par la présence d'un réseau de veines et filonnets de pegmatitoïdes (Colin, 1966), à composition de téphrite très alcaline. Le gisement occupe le fond d'une dépression marécageuse empâtée et cernée par des dépôts morainiques. Il est interprété (Lécuyer, 1984) comme un lac de lave figé dans un cratère de maar dont les projections ne sont pas connues à l'affleurement.

Très porphyrique — et riche aussi bien en phénocristaux et microphénocristaux d'olivine que de clinopyroxène —, cette lave montre au microscope une pâte hétérogène et partiellement vitreuse, où le mélanosome largement prédominant est essentiellement constitué de granules pyroxéniques. Le leucosome, irrégulièrement réparti et inégalement cristallisé, est essentiellement formé par des plages où s'associent néphéline, analcime, et anorthose (Or 30) ; les plagioclases (bytownite-labrador, An 80-47) y sont minoritaires. Sa composition chimique (tabl. 2, n° 1) place cette lave dans le domaine des mélanéphélines du diagramme Ab norm./Ne norm. de M. Le Bas (1989). Son enrichissement en Ca et Mg, par rapport aux basanites habituelles de l'Aubrac, et l'appauvrissement corrélatif en alcalins, peuvent être mis au compte de l'extraction du liquide cristallisé sous forme de pegmatitoïdes (voir Pg), au cours du refroidissement du lac de lave.

**A<sup>1</sup>. Ankaramite (mélabasanite).** Ces laves ne constituent que deux coulées de volume modeste : l'une au pied nord-ouest du puy de la Gudette près du carrefour d'Embournac, l'autre dans le bois de Laguiolle sous les hawaïites du plateau des Salesses. D'aspect macroscopique tout à fait banal, leur caractère très mélanocrate n'apparaît qu'au microscope. Dans les deux cas, Polivine est présente sous forme d'une abondante population de phénocristaux (les Salesses) ou microphénocristaux (Embournac). Le pyroxène est absent parmi les phénocristaux (il ne s'agit pas de laves cumulatives) : il constitue l'essentiel de la pâte sous forme d'une mosaïque de granules, accompagnée d'un peu de verre et peu de plagioclases. Dans les deux cas on peut constater que l'émission d'une lave anormalement appauvrie en feldspath précède immédiatement une émission plus volumineuse de lave nettement évoluée : hawaïite microlitique (les Salesses) ou téphrite aphanitique (Embournac).

## Basanites

Alors que les basaltes sont nettement majoritaires sur l'ensemble de l'Aubrac, les basanites sont les laves les mieux représentées sur la feuille Nasbinals où elles constituent notamment l'essentiel du volume des laves autour des principaux centres éruptifs, tels que Drelieu, Carbonaldo, la Gudette ou Truc d'Aubrac. Elles sont définies dans le diagramme T.A.S. par une teneur en  $\text{SiO}_2 < 45\%$  pour une teneur en alcalins  $> 3\%$ , avec une quantité d'olivine normative  $> 10\%$ . Cette seule définition apparaît toutefois insuffisante, car si leur teneur en  $\text{Na}_2\text{O}$  ne varie que modérément (de 3,95 à 2,5, et descendant exceptionnellement à 2,2), par contre leur teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  varie considérablement (de 2,4 à 0,5). Aussi doit-on subdiviser les basanites en trois groupes chimiques, d'importance comparable, en fonction du rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (tabl. 2, n° 2, 3, 4) :

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

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

Toutefois, aussi fondamentale soit-elle, cette distinction chimique s'est révélée impossible à transposer en termes de cartographie, car elle n'a que peu d'incidences sur les caractères microscopiques des laves, et aucun sur leurs caractères macroscopiques. Aussi nous sommes-nous bornés à individualiser par l'exposant K ( $\beta^{\text{K}}$ ) les termes potassiques dont nous possédons l'analyse, qui apparaissent ainsi sur la carte beaucoup plus minoritaires qu'ils ne doivent l'être (et ce d'autant plus que, pour un problème d'échantillonnage, les basanites ont été sous-analysées par rapport à leur représentation volumique réelle).

Il convient enfin de remarquer que, contrairement à nombre de leurs équivalents plus septentrionaux des planètes cantaliennes ou du Cézallier, les basanites aubraciennes ne sont jamais très sous-saturées : leur taux de néphéline normative reste toujours inférieur à 10 %, et se situe le plus souvent entre 6 et 8 % dans les basanites potassiques et sodiques, pour descendre en dessous de 5 dans les basanites pauvres en K.

$\rho\beta^1$ . **Basanite porphyroïde.** Ce type, peu répandu, ne se rencontre que parmi les basanites sodiques (ou faiblement potassiques) et proches des basaltes ( $\text{SiO}_2\%$  voisin de 45). Un bon exemple en est fourni par

la coulée basale du puech de Montarquié, le long de la D 15, dans la tranchée du parking du chalet de la Source (station de ski de Laguiole) (tabl. 2, n° 3). La lave, très altérée, repose sur une accumulation de scories rouges grossières ; elle montre de rapides variations de débit, en boules, en dalles horizontales, ou en plaquettes et frites verticales. Elle est très riche en phénocristaux de 2-3 mm de pyroxène et en moindre quantité d'olivine, avec, irrégulièrement réparties, de rares amphiboles trapues (kaersutite) de 5 à 10 mm. Au microscope, il apparaît une transition presque continue des gros phénocristaux aux microphénocristaux et, pour les clinopyroxènes, aux granules de la pâte. Le plagioclase, exceptionnel en phénocristaux corrodés, est à l'état de fins microlites, ou de plages floues où il se mêle au feldspath alcalin, à la néphéline et à l'analcime. On est ici à la limite des textures porphyroïde et porphyrique, et il subsiste localement quelques facules vitreuses.

Une basanite analogue, mais plus pauvre en phénocristaux, à pâte irrégulièrement — mais souvent très largement — cristallisée, affleure sur 30 m de dénivellation au-dessus des sources de l'Hère dans le bois de Saint-Urcize. Elle constitue, dans le cratère d'un cône de tufs hyaloclastiques, un lac de lave de 600 m de diamètre, caractérisé dans sa région centrale par une spectaculaire série de cellules de convection : plusieurs dizaines de structures circulaires de 2 à 10 m de diamètre sont dessinées par des dalles centroclinales pentées à 45° ou redressées jusqu'à la verticale, à la façon d'assiettes creuses juxtaposées.

Des **termes cumulatifs** ( $pd\beta^1[2]$ ), très enrichis en phénocristaux (principalement de clinopyroxène), sont observables au contact du granité de part et d'autre de La Trinitat : bois de Fajoux, et Les Barrières où une colonnade prismatique très régulière, disloquée et fauchée, donne naissance au-dessus de la D 165 à un puissant éboulis vif.

Enfin, une exagération de la texture porphyroïde conduit localement à des **laves doléritiques** ( $pd\beta^1[1]$ ). À la lisière orientale du bois de Laguiole, au-dessus de la D 215, une telle dolérite forme une mince coulée subhorizontale sur laquelle repose la nappe de mugéarite du plateau des Salesses ; en dépit d'une assez large cristallisation des plagioclases, qui donne des lattes de 0,5 à 1 mm visibles à l'œil nu sur les faces altérées, de nombreuses petites plages de verre brun subsistent entre les granules de pyroxène. Une lave quelque peu différente constitue deux coulées superposées, d'épaisseur cumulée de 30 à 40 m, au versant nord de la haute vallée de la Selves entre Les Prunhes et Frayssinet ; finement vésiculée, elle se singularise sur le terrain par sa teinte uniformément violacée et son altération « en taches de soleil » (sonnenbrenner) à maille fine ; criblée de petits phénocristaux (0,5-1 mm) d'olivine iddingsitisée et de magnétite ajourée, elle se caractérise par une cristallisation des plagioclases en larges plages pœcilitiques (cristaux de 1-2 mm) irrégulièrement dispersées et englobant un tissu de microlites pyroxéniques.

$\beta\beta^1$ . **Basanite porphyrique.** C'est, au sein des basanites, le type à la fois le plus répandu et le plus diversifié. Les phénocristaux (5 à 20 % du volume de la lave dans le cas général) sont les suivants :

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

— *olivines*. En prismes trapus, leur composition varie de Fo 88 à Fo 66 ; leur taille est de 2 mm en moyenne, et atteint rarement 1 cm. Elles sont affectées par divers types d'altération, iddingsitisation et serpentinitisation coexistant rarement au sein d'une même coulée ; l'altération deutérique caractérise les olivines incluses dans les pyroxènes ;

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

La mésostase, finement et/ou incomplètement cristallisée, comporte, outre des microphénocristaux d'olivine (Fo 69-64) et de clinopyroxène (salite), une proportion variable de granules et microlites de pyroxène et de microlites de plagioclase, des oxydes opaques, de la néphéline et/ou de l'analcime, et du verre incolore ou brunâtre. Il peut s'y ajouter une quantité variable, et généralement faible, de feldspath alcalin et de biotite. La présence de leucite est probable dans quelques coulées, mais, contrairement à sa fréquence dans les basanites du Cantal, du Cézallier ou du Devès, ce minéral n'a été formellement identifié en Aubrac que dans des cas exceptionnels.

Les basanites porphyriques les plus banales, relativement pauvres en phénocristaux et dépourvues d'amphibole (si ce n'est accidentelle), peuvent notamment s'observer à Ginestouse, 4 km à l'WSW de Nasbinals, où elles constituent un empilement monotone de 9 coulées au moins sur 110 m d'épaisseur, issues pour l'essentiel d'une fissure érup-

tive NW-SE située au pied est du puy de la Gudette (il s'agit ici de basanites pauvres en potassium).

$\rho\beta^1$ [1]. Un **type cumulatif**, très enrichi en phénocristaux de pyroxène, s'intercale entre des hawaiiites et des basaltes vers le Nord-Est sous cet empilement. D'autres termes cumulatifs semblables pourront être recueillis en divers endroits, par exemple vers le haut des pistes de ski sous la calotte sommitale du puech de Roussillon, ou dans le parking et à la base des pistes de la station de ski du Cabrier (Nasbinals), ou encore à Redoulès dans la haute vallée de la Selves.

$\rho\beta^{1K}$ . Un **type potassique**, et assez riche en petits phénocristaux d'olivine et pyroxène, constitue le promontoire des Salces, 2 km au SSW de Recoules-d'Aubrac ; cette coulée appartient à l'épisode éruptif ancien des environs de Saint-Urcize (8,6 Ma) ; pourvue d'un entablement vitreux à faux prismes fasciculés, elle a alimenté vers l'aval un important essaim de blocs erratiques disséminés sur le granite dénudé du ruisseau de la Cabre.

$\rho\beta^1_z$ . Un type exceptionnellement **riche en zéolites** microgéodiques est recoupé par le ruisseau de Grezettes au pied nord-est du Drelier, entre les cotes 1180 et 1190.

$\rho\beta^1_a$ . Les basanites porphyriques à phénocristaux dispersés **d'amphibole** déstabilisée sont assez répandues sur l'ensemble de la feuille Nasbinals. Elles constituent notamment la majorité des coulées terminales du Roc de Carbonaldo (pauvres en K), ainsi que celles du Drelier. Dans quelques cas exceptionnels, des lamelles de **biotite** peuvent être présentes en quantité notable dans la pâte (p<sup>1</sup>bi) : culot p.c. 1283 du bois de Laguirole au Nord du puech de Montarquié.

$\rho\beta^1_c$ . L'augmentation de la fréquence et de la taille des amphiboles s'accompagne généralement de l'apparition d'enclaves grenues variées de type **cumulats** basiques, de dimensions modestes (2-4 cm). Très semblables aux enclaves décrites par P. Boivin (1982) dans les laves du Devès, ces cumulats sont essentiellement constitués par un assemblage en proportions variables d'amphibole déstabilisée, de clinopyroxène et d'olivine ; il s'y ajoute parfois des oxydes ferrotitanés et de grosses apatites brunes, et rarement quelques plagioclases ou un peu de phlogopite. Dans quelques cas (par exemple à Rigambal, au pied sud du puy de la Gudette), on peut sur le terrain constater la présence, tant parmi les cumulats que parmi les gros phénocristaux isolés, d'une quantité notable de clinopyroxènes verts (magnésiens : endiopside ou diopside) au sein d'une population majoritaire de clinopyroxènes noirs (plus riches en fer : salite ou augite).

$\rho\beta^1_{cbi}$ . Au-dessus de Panouvai-Haut, une petite coulée de basanite à amphiboles, gros pyroxènes, et cumulats à cpx+amph, montre une pâte fine riche en **biotite**, avec belles néphélines et, fait exceptionnel en Aubrac, des plages de leucite maclée, principalement développées autour des cumulats.

$\rho\beta^1$ cm. Enfin, dans les cas extrêmes, une augmentation de la fréquence et de la dimension (3-10 cm) des cumulats basiques s'accompagne d'hétérogénéités magmatiques (**mélange de magmas**), avec apparition discrète d'enclaves congénères, veinules ou plages floues, pouvant montrer diverses images de brassage et de mélange. Les deux meilleurs exemples de ces basanites hétérogènes sont fournis par :

— la petite coulée terminale du plateau des Salesses (p.c. 1342), sur la lisière orientale du bois de Laguiole, directement accessible à partir de la route de Saint-Urcize à Laguiole (D 215) (tabl. 2, n° 2) ;

— et surtout les coulées des sources de la Selves, issues de plusieurs événements locaux au pied ouest et nord-ouest du Drelhier (Prat Selves-Haut et Prat Selves-Sarrat), et constituant une nappe largement étendue vers le Nord sous le Coufinhal et dans la forêt du Prieur.

L'une et l'autre sont très pauvres en K ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  voisin de 6).

Dans les deux cas, les hétérogénéités magmatiques locales sont constituées par la coexistence de passées plus leucocrates et différenciées — de type hawaïite ou téphrite — enrichies en microlites plagioclasiques et mieux cristallisées que la basanite-hôte, et de passées plus mélanocrates à tendance picritique — de type ankaramite — enrichies en granules pyroxéniques et incomplètement cristallisées. Mais il convient de remarquer que dans ce type de lave, les enclaves les plus abondantes, de teinte brunâtre, qui présentent à l'œil nu les apparences d'une lave sombre, mal cristallisée et diversement porphyrique, sont en réalité des cumulats qui se révèlent au microscope constitués par un tissu spongieux d'énormes amphiboles pœcilitiques, complètement déstabilisées, englobant une quantité variable de cristaux globuleux d'olivine et pyroxène.

$\rho\beta^1\pi$ . Selon une règle générale dans les séries alcalines du Massif central français, toutes les basanites de l'Aubrac sont susceptibles de comporter quelques *xénolites d'origine mantellique*, de type « **nodules de pérodotite** » à composition de *lherzolite* (paragenèse : oliv+cpx+opx+spinelle chromifère), dont la présence traduit une montée rapide du magma à partir du manteau supérieur. Leur fréquence demeure toutefois généralement faible à très faible, et leurs dimensions restreinte (0,5-2 cm). Aussi n'avons-nous individualisé sous cette notation que les laves où ces nodules sont exceptionnellement abondants, et plus volumineux (2-10 cm). Ce sont des laves peu répandues sur la feuille Nasbinals, où elles ne se rencontrent que parmi les divers types de basanites porphyriques, indépendamment de la présence ou de l'absence d'amphibole et de cumulats basiques.

Le neck de Longueroque, dans la vallée du ruisseau du Cayrel, est un culot ovoïde occupant le cratère d'un appareil phréatomagmatique presque totalement ennoyé sous des colluvions, et où l'érosion a taillé une crête linéaire à la jonction de deux séries de prismes divergeant en épi. La lave ( $\rho\beta^1\pi$ ) est d'un type pauvre en phénocristaux dispersés de pyroxène de 0,5-1 cm à pourtour arrondi. Elle est truffée de nodules de pérodotite de 2 à 10 cm, les plus gros de forme arrondie et les plus petits subanguleux.

$\rho\beta^1\pi c$ . Au-dessus de Triquette et du bois du Trap, dans la vallée du Ruols, au sein d'une basanite modérément porphyrique à phénocristaux dispersés d'olivine, pyroxène et amphibole de 3-5 mm, les nodules de péridotite de taille modeste (2-3 cm) sont accompagnés de **cumulats** polyminéraux à cpx+oliv (1-2 cm) ou plus rarement cpx+plg (2-4 cm). Deux kilomètres au Sud-Est de Lacalm, le culot du Cayla (p.c. 1 168) et la coulée qui en est issue vers le Nord, montrent une lave analogue, potassique, de porphyrisme généralement faible et très variable (oliv et cpx), localement enrichie en grosses amphiboles de 1-3 cm, où les nodules de péridotite de 1 à 8 cm irrégulièrement dispersés coexistent avec des cumulats de 2 à 10 cm d'amphibole, ou amph+oliv, ou amph+oliv+cpx.

$\rho\beta^1\pi g$ . Enfin, dans d'autres cas, aux enclaves de lherzolite empruntées au manteau supérieur s'ajoutent des enclaves empruntées à la croûte inférieure, à texture planaire (**granulite**) ou équante (charnockite), ces dernières pouvant sur le terrain être confondues avec des cumulats à clinopyroxène+plagioclase, qui éventuellement les accompagnent. Ainsi, au sein de l'empilement stratoïde du puech du Duc, au Sud-Ouest de la feuille, entre les cotes 1 170 et 1195 sur la face ouest, s'intercale une coulée de basanite à grandes amphiboles dispersées (1-3 cm), très riche en petits et grands nodules de péridotite, enclaves charnockitiques, et cumulats divers : olivine seule (dunité), clinopyroxène seul, et oliv+cpx noir et/ou vert.

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

$mp\beta^1$ . **Basanite microlitique-porphyrique** (ou microporphyrique). Bien qu'un peu moins fréquentes que les précédentes, les laves de ce type sont répandues sur toute la feuille Nasbinals. Elles constituent notamment la plupart des coulées de base du Capel de Fer et du puech de Suquet, ainsi que le plateau de Recoules-d'Aubrac — dont l'entablement nourrit le très beau tablier d'éboulis vifs de la vallée de l'Hère en face de Saint-Urcize. Elles forment aussi l'essentiel de la masse du Truc d'Aubrac, avec du côté ouest une série d'une dizaine de coulées cascading vers la vallée de Ménépeyre dans la forêt communale du Condom-d'Aubrac (quartier d'Oriobal).

Une caractéristique texturale de ces laves réside dans la cristallisation générale des péridots sous forme de microphénocristaux, qui peuvent être très abondants. Le pyroxène peut aussi présenter pour partie ce type de cristallisation, mais n'est souvent présent que sous forme de

granules ou microlites, voire seulement de germes. Les phénocristaux, de petite taille (n'excédant généralement pas 2 mm), sont dispersés en faible quantité (1 à 5 %), et principalement représentés par l'olivine. Il peut toutefois s'y ajouter quelques pyroxènes et, dans quelques coulées seulement, des **amphiboles** ( $m\beta^1_a$  : sources du ruisseau de Panouval, au pied nord-est du Carbonaldo). Les nodules de périclase y sont rares et de petite taille (0,5-2 cm) — c'est le cas au puech du Duc où ils s'accompagnent de quelques gros phénocristaux d'olivine (2-8 mm) — et les petits cumulats basiques très exceptionnels.

Les trois groupes chimiques sont représentés sous ce faciès micro-textural. On pourra prendre pour exemples :

— du groupe pauvre en K, la coulée à amphibole des sources de Panouval ;

— du groupe sodique moyen, la coulée de la grange de Gizard, exploitée pour l'empierrement des chemins 1 km au Sud-Ouest de Nasbinals ;

— du groupe **potassique**, le lac de lave du Rocher de Cheylaret ( $m\beta^{1K}$ ), qui forme sur le granite une mesa très en relief au versant droit du Bès 1,5 km au Nord-Est de La Chaldette ; nettement à l'écart de l'Aubrac, il en représente l'une des émissions tardives (6 Ma).

$m\beta^1$ . **Basanite microlitique.** Peu répandues, les basanites microlitiques (aphyriques ou subaphyriques : moins de 1 % de phénocristaux) peuvent, à l'échelle de l'ensemble de l'Aubrac, être réparties entre deux sous-faciès, différents à la fois par leur microtexture et par leur composition :

— un type à *pâte claire*, relativement bien cristallisée et parfois fluidale, où les microlites plagioclasiques sont nombreux (30 à 40 %). Les microphénocristaux d'olivine sont abondants et souvent iddingsitisés, tandis que le pyroxène est à l'état de germes, et le verre est incolore. Il s'agit généralement de basanites alumineuses, pauvres en MgO (autour de 7 %), qui constituent des termes intermédiaires avec les téphrites et les hawaïites, dont elles sont difficilement discernables sans analyse chimique. Rares sur la feuille Nasbinals, elles forment par exemple deux coulées superposées dans le lit de la Nuech près de Pascals ;

— un type à *pâte sombre*, beaucoup plus mal cristallisée, où le pourcentage des microlites de plagioclase reste inférieur à 30 %. Outre des cristaux dispersés d'olivine squelettique (Fo 78), ce faciès comporte des microphénocristaux de clinopyroxène à composition aegyrinique, disposés en baguettes et montrant souvent un léger pléochroïsme. Le verre est toujours brunâtre, abondant à très abondant (tendance fréquemment limburgitique). Les quelques analyses disponibles de ce faciès dénotent une tendance **potassique** ( $Na_2O/K_2O < 2$ ) ( $m\beta^{1K}$ ).

Ce type forme une série de petites intrusions disséminées dans le granite sur la marge septentrionale de l'Aubrac : Ouest de La Trinitat, Buffières, Sanivalo. Il constitue également l'ensemble très disloqué du plateau des Cavalettes, au-dessus du cimetière de Nasbinals, où

des reliefs laviques résiduels, dissociés sur place par la gélifraction, s'envoient jusqu'au sommet dans un puissant manteau ébouleux non surmonté par une corniche.

## Basaltes

Le terme « basaltes » *Iato sensu* (ou « laves basaltiques ») a été employé sur l'ensemble de cette notice, selon l'usage courant, pour désigner la totalité des laves de l'Aubrac quelle que soit leur composition (c'est d'ailleurs le seul terme précédemment retenu par F. Colin, 1966). Mais nous lui avons réservé dans ce chapitre de description pétrographique une acception étroite, les basaltes *stricto sensu* étant définis dans le diagramme T.A.S. de M. Le Bas *et al.* (1986) par une teneur en silice comprise entre 45 et 52 %, pour une teneur en alcalins inférieure à 5 % (fig. 4). Bien que nettement subordonnés aux basanites sur la feuille Nasbinals, ce sont les laves majoritaires sur l'ensemble de l'Aubrac, et plus particulièrement dans ses régions externes.

La classe des basaltes *s.s.* doit être subdivisée en deux sous-classes, selon que le calcul de la norme (après correction du rapport  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , selon Le Maitre, 1976) y fait apparaître soit de la néphéline (*basalte alcalin*), soit de l'hypersthène (*basalte subalcalin*). Dans cette distinction (voir tabl. 4 et 5, et tabl. 2, n° 5 à 9), la teneur en  $SiO_2$  (moyennes respectives 47 et 48,4) est plus déterminante que la teneur en alcalins, peu différente dans les deux groupes (moyenne 4,4 et 4,3). Mais, pour une même teneur en silice et alcalins, la séparation est essentiellement contrôlée par la teneur du liquide en  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$  et  $CaO$ .

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

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

Les basaltes à Ne norm. ( $\beta^2$ ) et Hy norm. ( $\beta^{2-3}$ ) sont, non seulement pour la plupart difficilement discernables au microscope, mais souvent

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

Les analyses à la microsonde font apparaître des différences statistiques dans la composition des minéraux constitutifs des deux catégories de basaltes (tabl. 4 et 5) :

— les *olivines* des basaltes alcalins sont plus magnésiennes (moyenne Fo 77,2 + 7,5) — et parallèlement légèrement plus siliceuses — que celles des basaltes subalcalins (moy. Fo 67,7 ± 10,5, cette valeur descendant exceptionnellement à Fo 57 dans le faciès doléritique) ;

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

— les *plagioclases* sont toujours des labradors, mais globalement plus calciques dans les basaltes subalcalins (moy. An 61 ± 5,5) que dans les basaltes alcalins (moy. An 57,7 ± 10,3) où l'on atteint le champ de l'andésine, et où par ailleurs le feldspath alcalin peut se rencontrer sporadiquement parmi les microlites.

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

Enfin, pour ce qui concerne les types texturaux, les laves porphyriques et porphyroïdes dominent largement parmi les deux catégories de basaltes. Par contre les termes microlitiques-porphyriques, rares parmi les basaltes alcalins, sont très exceptionnels dans les basaltes subalcalins, et les termes microlitiques n'ont été rencontrés que parmi les basaltes alcalins proches des hawaïites.

$\rho\beta^2$ . **Basalte alcalin porphyroïde.** Ces laves sont totalement cristallisées, et ce d'autant plus largement qu'elles sont plus riches en plagioclases. Parmi les phénocristaux, en pourcentage très variable et de calibre n'excédant généralement pas 2 à 3 mm, le clinopyroxène est dominant, souvent automorphe et à zonage optique et chimique. L'olivine, en phénocristaux automorphes, est pratiquement inexistante

dans la pâte. Celle-ci est constituée au moins à 50 %, et jusqu'à 70 %, de lattes de plagioclases, le reste se partageant entre les grains de pyroxène et d'oxydes opaques, auxquels s'ajoutent les accessoires : apatite (parfois globuleuse) et éventuellement biotite.

Le rocher de la Motte de Marchastel, isolé sur le granite 5 km à l'Est de Nasbinals, est un beau culot cratérique déchaussé, à prismation divergente en gerbes complexes, alimentant sur sa façade orientale un important talus d'éboulis. La lave, potassique, à tendance leucocrate (col. = 42) et proche des trachybasaltes (D.I. = 34,4), montre une pâte feldspathique largement cristallisée, presque doléritique.

Au pôle opposé, la calotte sommitale du puech de Roussillon, au-dessus de 1 380 m d'altitude, représente un lac de lave de 400 m de diamètre. La lave, plus mélanocrate (col. = 55) et proche des basanites sodiques ( $\text{SiO}_2 = 45,4$  %, D.I. = 26) (tabl. 2, n° 6), montre une pâte riche en pyroxène, à cristallisation plus fine et comportant encore quelques petites plages vitreuses. La coulée sommitale du puech du Duc, au Sud-Ouest de la feuille, est constituée d'une lave très semblable, mais dont la pâte est enrichie en petites lamelles de biotite.

Un cas particulier est représenté par la coulée qui cascade sur 80 m de dénivellation au flanc nord du Truc d'Aubrac, à la surface de laquelle le moutonnement glaciaire a révélé les vicissitudes d'écoulement en mettant en relief des figures de fluidalité horizontales à verticales diversement orientées. Le basalte se situe à la limite des deux classes, alcalin et subalcalin (norm. Ne 2,5 à Hy 2,7). Il se caractérise par une notable hétérogénéité portant à la fois sur le rapport sodi-potassique ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,9$  à 3,3), sur la richesse en plagioclases (col. = 43 à 52), sur la répartition des phénocristaux d'olivine et pyroxène (avec localement des passées aphyriques ou au contraire cumulatives), et sur le degré de cristallisation de la pâte ; celle-ci peut, par veines ou traînées nébuleuses et plages diffuses, passer d'un type trachytique fin à un type doléritique confinant aux pegmatitoïdes, avec développement des plagioclases en lattes de 2 à 4 mm.

Enfin, quelques basaltes alcalins porphyroïdes s'enrichissent en phénocristaux pour donner des **faciès très cumulatifs** (indice porphyrique pouvant atteindre 50). Le type peut en être pris sur le lac de lave de 300 m de diamètre qui forme le sommet très bosselé du Truc d'Aubrac ( $\text{pd}\beta^2[1]$ ). La lave se place aux confins des domaines basaltique, basanitique et picritique, et peut être qualifiée d'*ankaramite*. Les phénocristaux, de 2 à 5 mm, parmi lesquels le pyroxène domine très largement l'olivine, sont répartis selon une densité variable, rares sur certaines plages ou au contraire agglomérés sur d'autres ; quelques mégacristaux de pyroxène atteignent 2 à 3 cm ; quelques phénocristaux de plagioclase déstabilisé apparaissent localement, et la pâte montre par places de petites plages de feldspath alcalin.

$\rho\beta^2$ . **Basalte alcalin porphyrique.** Le faciès porphyrique, de loin le plus répandu parmi les basaltes alcalins, se révèle statistiquement un peu plus riche en phénocristaux que son équivalent parmi les basanites, et passe plus fréquemment à des termes hyperporphyriques (cumulatifs). Le clinopyroxène, dominant, présente parfois un cœur vert, et montre souvent deux générations polybariques : la première en cristaux subautomorphes résorbés, spongieux, à inclusions d'olivine ; et la seconde en cristaux automorphes et limpides. La pâte est généralement moins riche en verre et mieux cristallisée que dans les basanites porphyriques, mais la distinction des deux classes au microscope demeure le plus souvent délicate.

Ce type de basalte est bien représenté parmi la génération aubracienne précoce (autour de 8,7 Ma) des environs de Saint-Urcize. Il constitue par exemple la coulée de Montelmas, qui fossilise un cours précurseur du Rioumau, et qui domine en inversion de relief les coulées de la génération principale plus jeunes de 1,2 Ma (Goër *et al.*, 1991). Il forme aussi, à Saint-Urcize même, deux des coulées dominant le versant gauche de la vallée de l'Hère : celle de la cascade du Saut de Jujieu (sur laquelle est édifié Saint-Urcize) (tabl. 2, n° 5), et celle de l'ancienne carrière des Ourtals (et de la cascade de Panouval), l'une et l'autre reposant sur des cinérites et dépôts volcano-sédimentaires connus pour leur flore fossile. Ces deux coulées présentent un entablement de « faux prismes » beaucoup plus épais que la colonnade basale, dont la dissection en grands panneaux a alimenté une grande part des essaims de blocs erratiques disséminés loin vers l'aval jusqu'à La Roche-Canilhac.

Parmi les basaltes de la génération principale (autour de 7,5 Ma), on pourra prendre pour exemple la coulée sommitale des Plos de Lacalm, près de la D 165, 1,5 km au Sud-Est de Lacalm, qui a donné lieu à une exploitation artisanale pour l'empierrement dans deux petites carrières. Dans la région des sommets, le basalte alcalin porphyrique constitue notamment le culot sommital du puy de la Gudette et la coulée qui en descend vers le Nord-Ouest. Aux environs de Nasbinals, il forme sur le granite le lac de lave sommital du puech de la Sentinelle, dont l'âge radiogénique de 5,9 Ma (un des plus jeunes de l'Aubrac) est difficilement compatible avec sa position dominante au-dessus des coulées du Fer-à-Cheval plus âgées de 1,5 Ma.

Les basaltes alcalins **très porphyriques (cumulatifs)** ( $\rho\beta^2(1)$ ) ont alimenté des coulées de volume modeste et de nombreuses petites intrusions, principalement dans les régions internes de l'Aubrac ; ils sont notamment bien représentés dans le champ filonien du pied oriental du Truc d'Aubrac. Généralement associés à des hawaiiites, ce sont des laves très enrichies en phénocristaux de clinopyroxène de 1 à 8 mm, mais dont la pâte claire se révèle essentiellement constituée de lattes feldspathiques, en sorte que l'indice de coloration global n'excède pas 55. Un exemple particulièrement représentatif peut être observé au Bouyssou (station de ski de Laguiole) où il constitue, à proximité de la D 15, un petit culot bien en relief (p.c. 1329), intrusif

dans les scories rouges qui forment tout le replat bâti du Bouyssou. Un type un peu différent donne des coulées de volume plus important sur les flancs ouest (la Croix du Pal) et sud (plateau de la Pujade) du puech de Roussillon : la lave est moins densément porphyrique, mais l'olivine y est nettement plus abondante, et si l'on fait abstraction des phénocristaux, la pâte est typiquement celle d'une hawaïite.

Il convient aussi de mentionner l'essaim des laves orientées N30 qui flanquent du côté ouest le lac de lave sommital du Truc d'Aubrac. La lave (qui montre quelques amphiboles accidentelles résorbées) est moins cumulative que celle du lac de lave, et sa pâte plus finement et incomplètement cristallisée. Le poli glaciaire en met en évidence les particularités structurales : alors que les portions ouest et sud des intrusions montrent un classique débit en dalles parallèle à leur allongement et à leurs bordures (N30), leur portion nord-est est tronçonnée par un débit en dalles N150 (soit à 60° de l'allongement), débit dont on ne voit d'autre explication qu'un cisaillement tectonique postérieur à leur mise en place.

Enfin, nous avons individualisé sur la carte deux coulées de basalte porphyrique présentant une particularité minéralogique

— l'une (p<sup>2</sup>bi) est issue d'un petit évent sur le granite à l'Ouest de la cascade du Saut du Loup, dans la vallée du Ruols, et passe sous les coulées du Confinhal. Outre des olivines centimétriques, quelques petits cumulats à oliv+cpx, et de rares phénocristaux de plagioclase, le basalte se singularise par la cristallisation de la **biotite** en microphénocristaux (en quantité toutefois modeste). Chimiquement, la lave est à la frontière des deux classes de basaltes ;

— l'autre (PB<sup>2</sup>PL) forme la colline de la Chicane, entre Mouilhac et le ruisseau des Bastits, au Sud-Ouest de la feuille. Proche des hawaïites, qui sont largement dominantes dans ce secteur, la lave montre une pâte trachytique criblée de petits phénocristaux de pyroxène et olivine de 1-2 mm, auxquels s'ajoute une quantité, faible mais néanmoins inhabituelle, de **phénocristaux de plagioclase** à bordure déstabilisée, par places regroupés en petits cumulats.

*mpβ*<sup>2</sup>. **Basalte alcalin microlitique-porphyrique** (ou microporphyrique). Ce type textural, très commun dans les basanites, est rare dans les basaltes. Nous ne l'avons rencontré que dans deux coulées, dans le Sud-Ouest de la feuille :

— la première se situe entre 1 280 et 1 290 m d'altitude à mi-versant entre le Roc du Cun et le ruisseau de Dourtigouse, dans la forêt domaniale d'Aubrac. C'est une lave pauvre en phénocristaux, à pâte feldspathique incomplètement cristallisée, très riche en microphénocristaux de pyroxène ;

— la seconde sort au pied d'un cône de scories, au-dessus de la D 164, en lisière ouest de la forêt domaniale de la Roquette-Bonneval. La lave, à cassure noire lorsqu'elle est fraîche, présente une altération en boules à desquamation écaillée, dont les produits de désagrégation garnissent abondamment le versant. Elle montre de gros phénocristaux

dispersés d'olivine de 3 à 10 mm, et de rares cristaux de pyroxène de 2-4 mm, avec de place en place quelques petits cumulats basiques (1-3 cm) et amphiboles centimétriques incomplètement résorbées. Cette lave atypique se situe chimiquement près de la jonction des quatre domaines des basaltes alcalins, basanites, hawaiiites et téphrites. Au microscope, elle se révèle assez riche en microphénocristaux d'olivine, et surtout hétérogène, avec une pâte fine mal et irrégulièrement cristallisée, où apparaissent des bouffées plagioclasiques et des facules de cristallisation tardive à zéolites, analcime et leucite maclée.

$m\beta^2$ . **Basalte alcalin microlitique.** Ce type est moins rare que le précédent et, comme lui, surtout présent dans le Sud-Ouest de la feuille. L'exemple peut en être pris dans la forêt de la Roquette-Bonneval, dans la tranchée de la D 164, 200 m à l'Est du p.c. 1254 (tabl. 2, n° 7). Il s'agit d'une coulée puissante de 40 m, constituée d'un basalte généralement altéré et subaphyrique (rares phénocristaux irrégulièrement dispersés de pyroxène et olivine de 2-5 mm). Au microscope, des microphénocristaux d'olivine et pyroxène et des microlites feldspathiques baignent dans une pâte sombre constituée d'un très fin tissu de cristallites de pyroxène et plagioclase.

Une coulée analogue, irrégulièrement mais mieux cristallisée, constitue toute la lande d'Embournac, autour des sources du Rioumau. Son débit en caillasse a permis son extraction pour l'empierrement à côté de la D 15, carrière ultérieurement transformée en étang artificiel.

Enfin, un autre basalte microlitique à pâte fine constitue, sur le territoire granitique du Nord-Ouest de la feuille, le petit culot de Montgros, et le lambeau de coulée de Richardès, qui en est probablement issue et qui repose sur quelques mètres de sables et graviers quartzeux miocènes (voir ms). Cette coulée, empruntant un ancien cours du Lebot, est venue s'étaler 5 km plus au Nord dans la paléovallée de la Truyère aux environs de La Sauvetat (feuille Chaudes-Aigues : notation  $1\beta^H$  = basalte alcalin mésocrate à tendance hawaïitique). Son âge ( $8,7 \pm 0,4$  Ma) permet de la rapporter à la génération précoce de l'Aubrac.

$po\beta^{2-3}$ . **Basalte subalcalin porphyroïde.** Ce type pétrographique, généralement pauvre en K et proche des hawaiiites, présente beaucoup d'analogies avec les basaltes doléritiques fréquents plus au Nord sur les planèzes cantaliennes. Il apparaît souvent en tant que faciès localisé dans les hawaiiites magnésiennes hétérogènes (voir  $\beta^H$ ). Il constitue au Sud de Saint-Urcizé deux coulées successives d'extension notable, prenant naissance au pied nord-est du puy de la Gudette dans la haute vallée du ruisseau de la Cabre, et dont l'inférieure vient s'étaler sur la surface légèrement déprimée du plateau de Recoules-d'Aubrac (la Vaissière) (tabl. 2, n° 8). Comme toutes les laves de ce type, ces coulées présentent d'importantes hétérogénéités chimiques et texturales, en sorte qu'aucun échantillon pris isolément ne peut en être tenu pour représentatif. La pâte holocristalline, très feldspathique, montre généralement une texture trachytique à microdoléritique (lattes de

plagioclases demi-millimétriques). Les microphénocristaux et petits phénocristaux d'olivine et pyroxène de 1-2 mm sont généralement abondants ; les gros pyroxènes dispersés (2-4 mm) sont toujours spongieux (partiellement résorbés), de même que les rares phénocristaux de labrador. L'olivine est souvent très serpentinisée, le produit de cette serpentinisation envahissant toute la trame jusqu'aux microfissures des microlites ; la teinte habituellement gris perle vire alors au noir ou au gris verdâtre sombre avec patine d'altération rousse, et la roche devient particulièrement dure et résistante à l'érosion. Par places, et de façon diffuse, tous les phénocristaux disparaissent, la texture devient microlitique, la teneur en alcalins augmente, et l'on passe à une hawaïite.

Un type franchement **doléritique** (plagioclases millimétriques) est représenté au Sud-Ouest de la feuille par une intrusion elliptique de 100 x 200 m, affleurant au lieu-dit Mon-Plaisir sur 40 m de dénivellation entre la D 164 et le chemin de Longueroque ( $\rho\beta^{2-3}$ [1]). Très altérée et désagrégée en gravillons, la lave est régulièrement affectée par une diaclasation verticale méridienne. Une cristallisation grenue, accompagnée d'un enrichissement cumulatif en phénocristaux de pyroxène, lui confère localement un faciès de gabbro à grain fin. Il y apparaît des veinules à tendance pegmatitoïde, caractérisées en lame mince par l'abondance des grandes aiguilles d'apatite incolore.

$\rho\beta^{2-3}$ . **Basalte subalcalin porphyrique.** Aussi répandu que le précédent (ex. : Pas de Mathieu, Trap-Nalt dans la vallée du Ruols, Ségaliès dans la vallée de la Nuech), ce type en diffère par une pâte plus riche en granules pyroxéniques et plus finement cristallisée. Il constitue principalement, au Sud de Nasbinals, une nappe de grande étendue, enserrant en fer à cheval tout l'amphithéâtre de tête du ruisseau de Nasbinals, et alimentant pour l'essentiel l'épaisse couverture morainique qui l'empâte (tabl. 2, n° 9). Sur toute la surface du plateau du Buisson, à la limite des deux feuilles Nasbinals et Saint-Geniez, entre l'amphithéâtre du ruisseau de Nasbinals et la grande tourbière des Moussous, le défonçage par la glace (quarrying) a donné naissance à un paysage chaotique, jonché de gros blocs déchaussés, dressés et déplacés. Le basalte, à pâte claire, est criblé de petits phénocristaux de 2 à 4 mm (localement plus abondants et plus gros) d'olivine claire et de clinopyroxènes spongieux ; il passe par places à un faciès hawaïitique appauvri en phénocristaux.

$mp\beta^{2-3}$ . **Basalte subalcalin microlitique-porphyrique.** Ce type exceptionnel, subleucocrate (col. = 39 à 46) et proche des hawaïites, n'a été rencontré qu'en une seule coulée, 2,5 km au Sud-Ouest de Nasbinals : dans le talus du chemin de Pascalet (GR 65), et dans le lit du ruisseau de Chambouliès qui la recoupe en cascade juste à l'aval du pont de ce chemin. La lave, généralement de teinte noire, parfois gris perle et à débit laminaire, peut être subaphyrique ou plus ou moins riche en petits phénocristaux globuleux d'olivine et pyroxène à bordure résorbée-arrondie. Le pyroxène est principalement présent sous forme de germes et granules dans une trame de microlites plagioclasiques,

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

### Téphrites

Dans le diagramme T.A.S. de M. Le Bas *et al.*, les téphrites occupent le même champ que les basanites, la séparation entre les deux classes s'effectuant par la richesse en olivine normative, inférieure ou supérieure à 10 % ; celle-ci étant principalement conditionnée par la teneur en magnésium (MgO % étant le plus souvent inférieur à 8 dans les téphrites et supérieur à 8 dans les basanites). La figure 4 montre qu'en fait ces deux classes se recouvrent peu sur le diagramme, les téphrites étant exceptionnelles pour un taux d'alcalins inférieur à 5 %, et au contraire seules représentées à partir de valeurs supérieures à 5 % d'alcalins et 44,5 % de silice. Elles constituent un trend sensiblement parallèle à la lignée hawaïite-mugéarite, mais le champ des phonotéphrites n'est atteint que dans un seul cas (aux Aliats, sur la feuille Entraygues). En ce qui concerne les éléments mineurs, les teneurs des téphrites en Ni et Cr sont globalement inférieures à 50 ppm, et leur concentration en alcalino-terreux élevée (Sr > 1000 ppm, Ba > 600 ppm). Leur minéralogie est voisine de celle des hawaïites, mis à part une plus grande fréquence des amphiboles déstabilisées (tabl. 6). Leur taux de néphéline normative varie de 5 à 12 %, mais les feldspathoïdes y sont rarement décelables au microscope. Pour ce qui est des types texturaux, on constate une évolution comparable à celle des hawaïites, conduisant depuis des faciès légèrement porphyriques dans les termes mésocrates proches des basanites, vers des faciès totalement aphyriques et à pâte fine dans les termes évolués, leucocrates et proches des mugéarites.

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

Le type sans amphibole est en général chimiquement proche des trachybasaltes. Un exemple peut en être pris sur la butte de Montfermier, 1 km au Nord de Saint-Urcize (tabl. 2, n° 10). La lave, très noire, ne montre à l'œil nu que quelques petits phénocristaux d'olivine et pyroxène. Cette coulée présente ici un entablement épais, très riche en verre brun, qui alimente du côté oriental un important éboulis mêlé à de grands panneaux écroulés (c'est cet éboulis qui a été exploité en carrière au-dessus de la D 13). Dans le talus de la D 13 au Sud du

cimetière de Saint-Urcize, on peut observer la même coulée descendant sur un paléoversant, et se résolvant en une accumulation de pillow-lavas au contact de cinérites et dépôts volcano-sédimentaires.

mpTa. Le type à **amphibole** montre souvent une composition chimique proche des basanites (hormis un taux d'alumine élevé, de l'ordre de 16 %), en dépit d'une texture qui est plus typiquement celle des hawaiites. C'est le cas de la coulée de Prat-Selves qui, prenant naissance au pied ouest du Drelier, vient mourir vers le Nord-Ouest sous le Roc de Cayla. Il s'agit d'une lave relativement hétérogène, à pâte finement mais très irrégulièrement cristallisée. Elle ne montre le plus souvent que quelques phénocristaux dispersés de 2-6 mm d'olivine, pyroxène, amphibole résorbée et plagioclase. Les mégacristaux d'amphibole de 2 à 3 cm, incomplètement déstabilisée, n'y sont pas exceptionnels. Par place, la densité des phénocristaux augmente sensiblement, et il apparaît des pyroxènes verts et quelques petits cumulats basiques de même nature que ceux qui caractérisent la coulée basanitique surincombante.

mpTm. Cette hétérogénéité (**mélange de magmas**) est beaucoup plus marquée dans la coulée qui, au Nord du Drelier, s'étend du Lacasfsou à la forêt du Prieur. Les fantômes d'amphibole résorbée y sont généralement petits (1-3 mm), mais localement très abondants. Outre quelques enclaves sombres et petits cumulats, la lave se singularise par la fréquence des taches nébuleuses et traînées diffuses, avec figures de mélange de liquides magmatiques plus ou moins basiques ou différenciés, plus ou moins leucocrates, et très inégalement cristallisés. Certaines plages sont exceptionnellement riches en biotite.

mpTc. Le lac de lave (500 x 750 m) qui forme la masse principale du Roc de Cayla (en dehors du culot sommital très en relief, hawaiitique) est constitué par une téphrite à pâte fine, assez évoluée, proche des hawaiites et relativement pauvre en olivine. Sur sa moitié sud-est, le rebord du lac de lave forme à altitude constante (1 260 à 1 265 m) un épaulement bien dessiné, une serpentinisation généralisée et pénétrative lui conférant à la fois une teinte noire à verdâtre (avec patine d'altération rousse) et une grande résistance à l'érosion. Sur la moitié nord-ouest au contraire, l'épaulement s'émousse en raison d'une désagrégation sur plusieurs mètres d'épaisseur en un gravillon ténu, qui colluvionne abondamment en empâtant le versant en contrebas. La lave, subaphyrique (petits phénocristaux de 1-2 mm d'olivine, pyroxène, magnétite et plagioclase), montre presque partout quelques cristaux dispersés d'amphibole partiellement ou totalement déstabilisée de 5 à 10 mm, et des **cumulats** basiques de 2 à 7 cm constitués en proportion variable de clinopyroxène et olivine.

mpTpl. Une lave très comparable constitue au Sud-Ouest de la feuille le culot sommital du puech des Mires (1 278 m) et l'une de ses coulées subterminales, au-dessus de la D 164 en lisière de la forêt de la Roquette-Bonneval. Ici l'olivine n'est présente qu'en microphénocristaux iddingsitisés, mais absente parmi les phénocristaux. Les petits

phénocristaux de clinopyroxène de 1-3 mm sont par contre nettement plus abondants, de même que les fantômes spongieux d'amphibole résorbée. Il s'y ajoute des apatites brunes millimétriques, et de petits agglomérats de microcristaux d'olivine iddingsitisée disposés en auréole réactionnelle autour d'orthopyroxènes résiduels. Mais cette téphrite se caractérise surtout par une fréquence exceptionnelle des **phénocristaux de plagioclases** de 2-5 mm, parfois totalement troubles, déstabilisés « en empreinte digitale », en général au contraire limpides et seulement à bordure résorbée-arrondie, et pouvant alors atteindre 2 cm. Les petits cumulats dispersés de 1-3 cm sont essentiellement constitués d'un assemblage cpx+plg, et exceptionnellement cpx +plg+amph (+ opx inclus dans les amphiboles).

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

*mT*. **Téphrite microlitique mésocrate**. Ce faciès est caractéristique des téphrites peu différenciées, proches des basanites, dont elles diffèrent par un taux d'alumine plus élevé (de l'ordre de 16 %) et un taux de magnésie plus bas ( $MgO < 7\%$ ). Ce sont des laves aphyriques (les rares petits phénocristaux d'olivine et pyroxène n'excèdent pas 1 % du volume de la roche), de teinte gris acier à noire, se débitant souvent en dalles et plaquettes du fait de la texture fluidale. La pâte est constituée par un assemblage de fins microlites plagioclasiques et de germes ou granules pyroxéniques, ponctué de grains d'oxydes opaques, où flottent des microphénocristaux peu abondants d'olivine, parfois globuleux, souvent squelettiques et allongés en baguettes disposées selon la fluidalité générale. L'indice de coloration reste voisin de 45.

Le type peut en être pris dans le lit de l'Hère, peu à l'amont de la station de départ du télésiège de Saint-Urcize ; ou encore dans la vallée du ruisseau de Chambouliès, au Sud-Ouest de Nasbinals, où la lave, en dépit d'un faciès typiquement hawaïitique, se révèle étonnamment peu évoluée ( $SiO_2\% = 43,9$  ; D.I. = 33). La coulée affleurant longuement dans le lit de la Selves sous Redoulès est beaucoup plus largement cristallisée (texture microporphyroïde) ; celle de la vallée du ruisseau de Nasbinals au Sud de la grange du Four est au contraire très riche en verre brun.

*aT*. **Téphrite aphyrique à pâte fine, leucocrate**. Ce sont des laves totalement aphanitiques (hormis dans quelques cas l'apparition de

petits fantômes d'amphibole résorbée). La teinte est gris foncé à noire, et le débit en plaquettes très général, en raison d'une pâte fluidale à cristallisation très fine, et souvent incomplète. Dans les coulées riches en verre (ex. : haute vallée du Ruols, en lisière de la forêt du Prieur), la fluidalité s'accompagne d'un rubanement très visible sur les faces patinées, en relation avec une cristallisation inégale des divers filets d'écoulement. Ces laves sont à peu près dépourvues de microphénocristaux, à l'exception d'opaques losangiques probablement hérités d'une oxydation de l'olivine (celle-ci n'est d'ailleurs pas toujours absente), et exceptionnellement de quelques apatites brunes. La pâte trachytique est essentiellement constituée de microlites de plagioclase, souvent très fins, de cristallites et microlites de pyroxène, de granules d'olivine et sporadiquement de microlites de feldspath alcalin. Le verre peut être prédominant ou totalement absent. La présence de calcite n'est pas exceptionnelle.

Ce faciès est caractéristique des téphrites différenciées (D.I. = 43 à 49,5), avec des teneurs en  $\text{SiO}_2$  de 47 à 48,5 %, en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 17 à 18 %, en alcalins de 6,3 à 7,3 %, et un indice de coloration de 31 à 37. Il est présent aussi bien chez les termes sodiques que potassiques, ces derniers se singularisant par la teinte souvent brunâtre du verre. Un exemple du type sodique ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,3$ ) pourra être prélevé dans une coulée affleurant le long de la D 665 près du départ du chemin du Fau (p.c. 1225), 3 km à l'Ouest de Saint-Urcize (tabl. 2, n° 11). Et un exemple du type potassique dans la forêt de la Roquette-Bonneval, dans un filon recoupé par le ruisseau de Dourtigouse juste à l'amont du pont de la D 164 (p.c. 1244).

En dehors des téphrites, ce faciès n'est représenté que dans quelques mugéarites ; deux analyses effectuées dans la coulée du Plo, au Nord de Saint-Urcize, sont d'ailleurs respectivement tombées dans le champ des téphrites et dans celui des mugéarites (c'est la notation  $\alpha\text{M}$  qui a été adoptée sur la carte) ; la consanguinité de ces deux classes ne semble guère faire de doute.

Ces téphrites évoluées sont, à l'égal des mugéarites, bien représentées dans la région axiale de l'Aubrac, en filons comme en coulées, du Roc de Cayla au Truc d'Aubrac. Elles n'y ont généralement donné que des épanchements de faible extension ou / et de faible épaisseur. Une exception notoire est toutefois fournie par la coulée épaisse de 40 à 50 m qui forme le versant droit de la Selves sous Les Prunhes et Fraysinnet ; la structure de cette coulée montre de fréquentes figures d'auto-injection, où les dalles et plaquettes se redressent à la verticale en mimant des filons.

Des téphrites aphanitiques sont observables sur tout le pourtour du Carbonaldo, principalement du côté ouest. À l'instar des coulées basanitiques qui les coiffent (ou parfois alternent avec elles), la plupart d'entre elles se caractérisent par la présence sporadique de **fantômes d'amphibole** (aTa), totalement déstabilisée et à pourtour résorbé, mais qui dans ces laves évoluées sont toujours de très petite taille (0,5-

1 mm, exceptionnellement 3 mm) et ne se décèlent le plus souvent qu'au microscope.

### Hawaïites et trachybasaltes potassiques

La classification IUGS recommande l'utilisation générale du terme « trachybasalte » pour désigner l'ensemble des laves incluses dans le triangle S1 (45-5 ; 52-5 ; 49,4-7,3) du diagramme T.A.S. (fig. 4). Cette classe étant subdivisée en deux sous-ensembles en fonction du rapport sodi-potassique :

- trachybasaltes potassiques pour  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \% < 2$  ;
- trachybasaltes sodiques = hawaïites pour  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \% > 2$ .

Le terme « hawaïite » étant largement passé dans l'usage, et les laves sodiques étant les plus fréquentes en Aubrac, nous avons réservé le terme « trachybasalte » aux seules laves potassiques, d'où l'adoption pour ces dernières de la notation  $H^K$  (= hawaïite potassique, selon la terminologie adoptée par R. Maury, 1976, pour les laves de la chaîne des Puys, des monts Dore et du Cantal).

La plupart des faciès texturaux (sauf le type porphyrique, que nous n'avons pas rencontré dans les hawaïites) se retrouvent à l'identique dans les deux sous-classes, et c'est seulement la composition chimique des feldspaths et du verre qui les sépare. Il en résulte qu'elles peuvent rarement être discriminées sur les seuls critères microscopiques. Aussi, à quelques exceptions près, la notation  $H^K$  n'a-t-elle été adoptée qu'au vu d'une analyse chimique, les laves non analysées étant arbitrairement rapportées aux hawaïites ; la fréquence apparente sur la carte des termes sodiques est par suite artificiellement exagérée par rapport à celle des termes potassiques. Compte tenu de cette restriction, il apparaît que les trachybasaltes potassiques ( $H^K$ ) sont essentiellement exprimés dans les régions externes et périphériques de l'Aubrac, et exceptionnellement dans la région axiale ; cette disposition était déjà valable (bien que moins tranchée) pour les basanites, et se retrouvera chez les mugéarites, toutes sodiques et absentes des régions externes.

La majorité des hawaïites et trachybasaltes sont des laves légèrement sous-saturées, avec un taux de néphéline normative généralement compris entre 0,5 et 6 (exceptionnellement jusqu'à 10) ; quelques unes toutefois tendent vers la saturation, avec un taux d'hypersthène normatif de 1 à 11. L'indice de différenciation (D.I.) varie de 34 à 51. Par ailleurs, la famille des hawaïites montre des variations chimiques importantes qui échappent au diagramme T.A.S., portant sur les taux d'alumine (14,3 à 17,9) et de magnésie (3,8 à 8,3). Or, il existe une corrélation entre les variations des éléments de transition, en particulier Ni et Cr, et celles des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{MgO}$ . Il convient ainsi de distinguer des *hawaïites magnésiennes*, dont le faciès textural est généralement porphyroïde ou microlitique-porphyrique, et des *hawaïites alumineuses* — les plus proches des mugéarites — dont le faciès est généralement microlitique-aphyrique : il existe donc chez

les hawaïites une bonne corrélation entre la chimie et l'indice porphyrique.

La minéralogie de ces deux catégories est assez similaire (tabl. 7), sauf en ce qui concerne l'olivine, de composition moyenne Fo 67 dans les hawaïites alumineuses (où elle est à l'état de granules ou de microphénocristaux), alors qu'elle atteint Fo 78 dans les phénocristaux des hawaïites magnésiennes. Le clinopyroxène est une salite riche en titane. Le plagioclase est généralement du labrador, et le feldspath alcalin est présent parmi les microlites.

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

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

Le Roc de Carbonaldo constitue un cas intermédiaire, où l'amphibole coexiste avec l'olivine.

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

*pdHo*. Le type **sans pyroxène** constitue, entre les vallées du Ruols et du Lebot, le plateau sur lequel est édifié Lacalm (tabl. 2, n° 12). Les phénocristaux, peu nombreux et de petite taille (1 mm), y forment une transition continue avec les microphénocristaux, les uns et les autres exclusivement constitués d'olivine. Le pyroxène n'est présent qu'à l'état de granules abondants dans une trame microdoléritique (lattes plagioclasiques < 0,5 mm).

*pdHp*. À l'opposé, un type **riche en phénocristaux de pyroxène** est représenté à la Devèze de la Combe (1 190 m), entre Montmaton et Redouls, dans la vallée de la Selves, en limite de la feuille Entraygues. Le clinopyroxène, non seulement y constitue de nombreux phénocristaux de 1 à 4 mm, toujours déstabilisés-spongieux (certains à cœur d'orthopyroxène), mais est aussi bien représenté parmi les microphénocristaux. L'olivine est rare parmi les phénocristaux (1-2 mm), et surtout présente en microphénocristaux. La pâte est ici partiellement doléritique, avec d'abondantes lattes plagioclasiques millimétriques, mais celles-ci en génération continue jusqu'à de fins microlites.

La plupart des hawaïites porphyroïdes se situent entre ces deux extrêmes. Les phénocristaux n'y sont jamais nombreux, toujours petits, et se répartissent entre l'olivine et le pyroxène. La pâte montre souvent,

à l'intérieur d'une même coulée, tous les degrés intermédiaires entre une cristallisation subdoléritique et une cristallisation microlitique (d'où un choix souvent arbitraire entre les notations *pdH* et *mpH*). C'est par exemple le cas des coulées du pied oriental du Drelrier, dans les hautes vallées du Lacassou et du ruisseau de Grezettes. Celles-ci présentent en outre une particularité : localement, une chute de 1 % du taux d'alcalins (portant principalement sur  $K_2O$ ), compensée par un gain de 1 % de  $SiO_2$ , a pour résultat de faire passer la composition dans le **champ des basaltes subalcalins** ( $\beta H$ ). Les autres caractères chimiques, mineralogiques et texturaux de la lave demeurant constants, cette variation locale ne se répercute que sur la composition des feldspaths.

*pdH*oa. Un cas particulier est représenté par le Roc de Carbonaldo, l'un des principaux sommets de la feuille (1 361 m), 4 km au Sud-Ouest de Saint-Urcize, dont le culot cratérique sommital a protégé de l'érosion un volumineux cône de scories comportant de gros cristaux libres d'amphibole à cœur non déstabilisé. La lave de ce culot est une hawaïite porphyroïde où coexistent, parmi la population des phénocristaux, le **pyroxène** (majoritaire), l'**olivine**, et l'**amphibole** résorbée de 3-5 mm à pourtour arrondi. Par ailleurs, et bien que cette lave soit peu différenciée (D.L = 34), l'olivine est fréquente en granules dans la pâte — ce qui est habituellement un caractère des laves évoluées.

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

*mpH*. **Hawaïite microlitique-porphyrrique.** Ce type textural caractérise les hawaïites peu à moyennement évoluées. Il se rencontre principalement parmi les hawaïites magnésiennes, comme le précédent dont il ne diffère que par une cristallisation plus fine (et parfois incomplète) de la pâte. Les phénocristaux constituent 1 à 5 % du volume de la roche, se répartissant en proportion variable entre l'olivine et le clinopyroxène, auxquels peut s'ajouter l'amphibole déstabilisée. Banal parmi les coulées de l'ensemble de la feuille (mais exceptionnel en

filons : ruisseau de Ménepeyre), nous y avons distingué divers sous-types en fonction de particularités locales.

Le type moyen, mésocrate, peut être pris 2,5 km au Sud-Ouest de Nasbinals, dans le talus de la D 987 au niveau du parking de la station de ski du Fer-à-Cheval. La lave, assez altérée, montre un faciès très banal, commun à de nombreux basaltes, basanites et téphrites, avec phénocristaux épars de clinopyroxène et olivine de 2-4 mm. L'olivine est essentiellement présente sous forme de microphénocristaux, passant aux granules de la pâte ; le clinopyroxène est au contraire peu représenté parmi les microphénocristaux et surtout à l'état de granules disséminés dans une trame feldspathique fluidale bien cristallisée. Un autre exemple de ce type moyen détermine, près de la base de la coupe du ruisseau de la Cabre (Lécuyer, 1984 ; voir encart), la cascade du Bouchabès, où elle repose sur 15 m de cinérites et dépôts volcano-sédimentaires (voir fig. 5, p. 64). La pâte de cette lave, incomplètement cristallisée, montre fréquemment de petites olivines squelettiques, en baguettes creuses ou « en pince à linge ».

De part et d'autre de ce type moyen :

— le *pôle basique* est représenté par le Truc du Cocut, culot isolé sur le granite 2 km au Sud-Ouest de Prinsuéjols, taillé en pain de sucre à belle prismation très régulièrement rayonnante, et bien en relief au-dessus de l'épandage morainique. La lave, très fraîche, noire à la cassure, montre — outre de multiples minéraux granitiques résorbés — d'assez nombreux petits phénocristaux d'olivine de 1-2 mm (+ quelques pyroxènes et plagioclases). La pâte comporte d'abondants granules et microlites de pyroxène noyés dans un verre brun où s'ébauchent les microlites de plagioclase. Cette lave, peu évoluée (D.I. = 34, col. = 49), proche des téphrites, est la plus sous-saturée des hawaiiites analysées (Ne norm. = 9,4 %) ;

— le *pôle évolué* pourra être prélevé parmi les coulées de la base orientale du Drelhier, au-dessus du Berthot (p.c. 1 238), 2,5 km à l'Ouest de Saint-Urcize près de la D 665. La lave, de teinte gris clair, forme une colonnade irrégulière plus ou moins bulleuse, ou à débit en dalles à fluidalité très apparente. Leucocrate (col. = 34) et peu sous-saturée (Ne norm. = 2,7 %), elle s'achemine vers les mugéarites (D.I. = 44). L'olivine, relativement fréquente en phénocristaux, montre une génération continue des microphénocristaux à des granules disséminés dans la pâte. Celle-ci est essentiellement constituée de microlites feldspathiques bien cristallisés, enserrant une poussière peu abondante de granules et germes pyroxéniques.

*mpHπ*. Les hawaiiites magnésiennes peu différenciées, très proches des basaltes, microporphyriques ou légèrement porphyriques, sont particulièrement abondantes dans le coin sud-ouest de la carte. Les petits phénocristaux dispersés (1-2 mm) y sont essentiellement constitués par l'olivine (+ un peu de pyroxène) ; ils s'accompagnent fréquemment par l'apparition de **petits nodules de péridotite** (0,5-1 cm générale-

ment, et jamais plus de 2 cm) de type dunite (olivine seule, bien que quelques cristaux de cpx ou opx puissent y être présents) ; ce ne sont vraisemblablement — au moins pour la plupart — que de petits cumulats d'olivine. Ces laves constituent notamment un puissant empilement au flanc sud du puech du Duc, à la limite de la feuille Saint-Geniez-d'Olt. L'une de ces coulées, reposant sur les micaschistes, est franchie en une cascade de 20 m de haut (cascade du Deveze) par le ruisseau de Dourtigouse, dans la forêt domaniale d'Aubrac.

Une autre lave de ce type doit à sa désagrégation facile en graviers d'être activement exploitée pour les granulats par la commune de Curières dans la carrière du puech de la Rode. Elle forme, dans le cratère d'un cône de scories, un petit lac de lave de 250 m de diamètre. Subaphyrique et franchement hawaïitique pour la plus grande part du volume (où l'olivine est essentiellement présente en granules dans la pâte bien cristallisée), elle s'enrichit considérablement vers la base, vitreuse et hétérogène, en phénocristaux et surtout microphénocristaux, principalement d'olivine et en moindre quantité de pyroxène, et sa composition tombe alors nettement dans le champ des basaltes.

*mpHa*. Ces laves ne diffèrent des précédentes que par la présence, généralement discrète, de phénocristaux **d'amphibole** déstabilisée, à bordure résorbée-arrondie. Nous citerons pour terme basique proche des basanites (D.I. = 34), le lac de lave de 650 m de diamètre qui scelle le maar de Reboulet, dans la haute vallée de l'Hère 3 km au Sud de Saint-Urcize (Lécuyer, 1984) ; olivine et pyroxène s'y partagent aussi bien les phénocristaux que les microphénocristaux.

À l'opposé, un terme différencié, proche des téphrites évoluées, affleure à 1 300 m d'altitude vers le haut des pistes de ski du Pal (les plus occidentales de la station de Laguiole). La lave est subaphyrique, mais les baguettes allongées d'amphibole y atteignent 6 mm. L'olivine n'y forme (à côté de la magnétite et du plagioclase) que quelques phénocristaux millimétriques ; elle a principalement cristallisé sous forme de granules, dispersés dans une trame trachytique de fins micro-lites feldspathiques, où le pyroxène ne constitue qu'une poussière de germes interstitiels.

*mpHac*. Les hawaïites peu évoluées, magnésiennes, à phénocristaux dispersés de 2-5 mm d'olivine, clinopyroxène et amphibole déstabilisée, peuvent montrer en outre — comme les basanites et les téphrites — de gros cristaux arrondis centimétriques **d'amphibole**, totalement spongieuse ou à cœur préservé, et quelques petits **cumulais** basiques (1-2 cm) où s'associent en proportions variables les trois types de phénocristaux (amph+cpx+oliv). Ce type est principalement représenté de part et d'autre du col des Troubadés (carrefour D 15—D 215), au Nord du puech de Roussillon. Du côté ouest, il forme un verrougradin barrant la haute vallée du ruisseau du Vayssaire. Du côté est, il affleure largement sur toute la surface moutonnée des Landes du Puech, au-dessus du coude du Rioumau.

*mpHm*. Au Sud des Landes du Puech, sous Le Bouyssou, la butte moutonnée p.c. 1 291 est constituée par une lave subissant une belle altération en boules à desquamation en écailles concentriques. Il s'agit d'une hawaiiite hétérogène, proche des basaltes alcalins, subaphyrique (rares et très petits phénocristaux de 1-2 mm : olivine, clinopyroxène et plagioclase), où par contre l'olivine est abondante en microphénocristaux. Les faces patinées y montrent des figures de **mélange** et de diffusion entre deux magmas chimiquement peu contrastés, et différant surtout par leur degré de cristallisation.

Une lave beaucoup plus hétérogène constitue une petite coulée dans le bois de Laguiole 1 km au Nord-Est du chalet de la Source. Les plus beaux échantillons peuvent être recueillis parmi les blocs de la moraine dans la tranchée de la D 15, blocs dont la patine fait apparaître les figures les plus démonstratives de *brassage entre magmas contrastés*. Les liquides mélangés, très diversement cristallisés et inégalement chargés en petits phénocristaux (oliv, cpx, plagioclase désstabilisé), couvrent ici une gamme dont la composition varie d'un basalte porphyroïde doléritique à une mugéarite aphanitique-vitreuse.

*mpHbi*. Une lave assez semblable aux précédentes, légèrement hétérogène et un peu plus différenciée, et comportant accidentellement quelques petits cumulats de pyroxène ou olivine, constitue le culot terminal du Roc du Cayla (1 298 m). La mise en relief de ses deux cornes sommitales est en relation avec la serpentinitisation pénétrative d'un faciès noir, subaphyrique (petits phénocristaux d'olivine et clinopyroxène corrodé), riche en microphénocristaux d'olivine. L'ensellement entre ces deux rochers livre une hawaiiite grise plus évoluée, à débit en dalles fluidales, nettement appauvrie en olivine, et dans la pâte de laquelle apparaissent par places d'assez nombreux microphénocristaux de **biotite**. Une lave comparable, à biotite et olivine serpentinisée, forme le culot du buron de la Cazelle, qui domine le Rioumau 1,5 km au Sud-Est du Bouyssou.

*mpHpl*. Enfin, la lave du culot cratérique sommital du Capel de Fer (1 245 m) se singularise par une texture trachydoléritique, avec **cristallisation en deux temps des plagioclases** ; les premiers constituent une trame de lattes de 1 à 3 mm bien visibles à l'œil nu, alors que les derniers forment l'essentiel d'une pâte microlitique fine (voire incomplètement cristallisée), pauvre en germes de pyroxène. Cette lave montre en outre une importante hétérogénéité dans la distribution des phénocristaux d'olivine et pyroxène (1-3 mm), concentrés par places — le faciès devenant alors franchement porphyrique — et presque absents ailleurs. La composition du faciès subaphyrique est proche des mugéarites (D.I. = 46) (tabl. 2, n° 14).

*mH*. Hawaiiite microlitique. C'est le faciès le plus répandu dans cette classe, où il est très représentatif des termes alumineux, évolués, leucocrates, s'acheminant vers les mugéarites. Il constitue notamment de nombreux filons aux alentours du Truc d'Aubrac. Les microlites

de feldspath sont généralement bien cristallisés, et représentent 60 % environ de la roche. Les phénocristaux sont absents ou rares (< 1 %). Olivine, pyroxène et opaques sont présents sous forme de microphénocristaux et de granules dans la pâte. Celle-ci est généralement fluidale, ce qui détermine un débit en plaquettes.

Le type peut en être pris à la cascade du Saut du Loup, dans la vallée du Ruols, 2 km au Sud-Ouest de La Trinitat. Cette cascade franchit un verrou-gradin déterminé par un lac de lave de 400 m de diamètre (et observable sur 45 m de dénivellation), emplissant un cratère entaillé dans le granite et dont les projections sont inconnues. La lave, homogène, évoluée (D.I. = 45), bien prismée, est de teinte gris clair et totalement aphyrique (tabl. 2, n° 13).

**$\beta H$** . Une telle homogénéité est fréquemment mise en défaut dans les émissions d'un certain volume. Ainsi en est-il de la coulée que l'on peut suivre dans le fond de la vallée du Rioumau depuis le pont de la D 665, 1 km à l'Ouest de Saint-Urcize, jusqu'à 4 km vers l'aval. Le terme hawaïitique standard a été exploité dans l'ancienne carrière du pont de Grezettes, en bordure de la D 65, où s'observe une belle colonnade dont les prismes sont disjoints par un fauchage selon le versant, aboutissant localement à un effondrement chaotique. Un kilomètre au Sud-Est, près de Montelmas, on voit cette lave, un peu plus largement cristallisée, s'enrichir en microphénocristaux d'olivine et en phénocristaux millimétriques de clinopyroxène ; sa composition, appauvrie en alcalins et alumine, mais enrichie en silice, magnésie et chaux, tombe alors dans le **champ des basaltes** subalcalins. Un phénomène analogue se produit sous le pont de la D 665, avec au contraire une cristallisation de la pâte beaucoup plus fine et incomplète : 300 m à l'aval du pont, le passage basalte—hawaïite s'effectue en quelques mètres, l'affleurement continu dans le lit du Rioumau permettant d'affirmer l'unicité de l'épanchement.

**$mH^M$** . L'hétérogénéité chimique peut, à l'inverse, se traduire par l'apparition, au sein d'une coulée hawaïitique, de passées plus évoluées, atteignant le **champ des mugéarites**. Le cas s'en produit dans la vallée de la Selves sous les ruines du buron du Crès. La pâte devient franchement trachytique, l'olivine et le pyroxène n'y subsistent plus qu'à l'état de granules dispersés dans la trame feldspathique.

Les *deux évolutions en sens inverse* peuvent d'ailleurs coexister au sein d'une même épanchement. C'est le cas, dans la haute vallée de la Selves, de la coulée de la Font du Pouget. Alors que la composition mugéaritique est représentée de façon diffuse au-dessus de Bel-Air, près de l'extrémité aval de la coulée, la composition de basalte subalcalin est atteinte au-dessus des Landes du Clapier (p.c. 1 304) dans sa portion amont. Le passage de l'hawaïite microlitique banale à un basalte porphyroïde caractérisé, largement cristallisé (subdoléritique),

s'effectue en quelques mètres. L'ensemble de la coulée représente donc la vidange progressive d'une colonne magmatique différenciée.

*mHπ*. Dans la vallée du ruisseau du Cayrel (angle sud-ouest de la feuille), en rive gauche juste à l'amont du pont du Duc, affleure une hawaïite aphyrique, partiellement imprégnée de produits serpentineux, assez riche en **nodules de péridotite** de type lherzolite de 1 à 5 cm, plus ou moins anguleux et irrégulièrement répartis. La pâte, très feldspathique, est totalement cristallisée, pauvre en granules de pyroxène mais riche en microphénocristaux d'olivine plus ou moins serpentinisés. La présence d'enclaves mantelliques non résorbées dans une lave relativement différenciée est tout à fait inhabituelle.

800 m au Sud-Ouest, à l'aval, au versant droit sous le Cayrel, une grosse lame orientée N170, intrusive dans les micaschistes, est constituée par une lave aphyrique à cassure noire, qui montre également — outre de nombreuses petites enclaves du socle — de fréquents nodules de lherzolite de petite taille (1 cm) ; il s'agit d'une hawaïite évoluée, à pâte fine, pauvre en microphénocristaux d'olivine ; les petites enclaves de péridotite montrent ici une déstabilisation partielle, avec une bordure résorbée soulignée par une auréole réactionnelle constituée d'olivine et de calcite.

*mHa*. Contrairement à ce qui se produit dans les hawaïites légèrement porphyriques (voir *mpHa*), la présence de fantômes **d'amphibole** est exceptionnelle dans les hawaïites aphyriques. Nous ne l'avons rencontrée que dans une petite coulée intercalée dans un cône de scories vers le haut des pistes de la station de ski du Cabrier (4 km au Sud-Ouest de Nasbinals), aux confins de la feuille Saint-Geniez.

*mHbi*. 750 m au Nord-Ouest de la précédente, en rive droite du ruisseau de Chambouliès, affleure en banquette une hawaïite aphyrique altérée, dont la pâte hétérogène montre des plages appauvries en microphénocristaux et granules d'olivine, et caractérisées par l'apparition d'assez nombreuses petites paillettes de **biotite**. Un phénomène comparable est observable au puech des Mires (coin sud-ouest de la feuille) dans une coulée, également hétérogène, associée à des mugéarites et téphrites ; il s'agit ici d'une hawaïite magnésienne peu évoluée, mésocrate, où les microphénocristaux d'olivine sont abondants et où les granules de pyroxène constituent une part importante de la pâte ; la biotite, très irrégulièrement disséminée, a cristallisé assez largement, en lamelles pouvant atteindre 0,5 mm.

*mHpl*. Au pied nord-est du Roc de Cayla (burons de la Branque) et du Coufinhal (burons du Cayla), de part et d'autre de la haute vallée de l'Argence-Vive, formant respectivement replat à 1 230 et 1 220 m, deux coulées hawaïtiques se caractérisent par une texture semi-doléritique à **deux temps de cristallisation des plagioclases** nettement séparés. La première génération est faite d'une trame lâche de lattes

plagioclasiques de 0,5 à 1 mm, accompagnées de microphénocristaux d'olivine de même dimension, trapus ou en baguettes et très souvent squelettiques (+ de rares pyroxènes). La seconde est une très fine mosaïque constituée de verre, de granules, microlites et cristallites de plagioclase et pyroxène.

$pH^K$ . **Trachybasalte porphyroïde.** Ce type n'a été rencontré qu'en deux endroits :

— Un kilomètre et demi à l'Est de Réquistat, d'un mamelon conique bien en relief part vers l'Ouest une petite coulée de 500 m de long. Bien que sa composition chimique la place parmi les trachybasaltes, cette lave peu évoluée (D.I. = 34), mésocrate (col. = 45), présente les caractères microscopiques des basaltes et basanites porphyroïdes. Elle est nettement sous-saturée (Ne norm. = 7,6), et la néphéline  $y$  est exprimée minéralogiquement dans une pâte largement cristallisée, subdoléritique (où subsiste toutefois un peu de verre brun). Olivine et clinopyroxène (dominant) sont abondants principalement en phénocristaux, mais constituent l'un et l'autre une génération continue depuis des phénocristaux de 1 à 2 mm jusqu'à des granules interstitiels dans la trame feldspathique.

Un kilomètre et demi plus au Sud-Est, une petite cheminée de la même lave traverse le granite sur la croupe des Abuels, qui domine La Roche-Canilhac ;

— Deux kilomètres à l'ESE de Nasbinals, le puech de Montgrousset est constitué par un lac de lave subcirculaire à toit plan de 500 m de diamètre, totalement enseveli dans la moraine du côté sud et abondamment éboulé du côté nord. La lave en a été exploitée sur la face est, dans une ancienne carrière dominant la D 900 (tabl. 2, n° 16). Elle est nettement plus évoluée (D.I. = 41), leucocrate (col. = 36), et moins sous-saturée (Ne norm. = 0,3) que la précédente. Comme elle, mais en moindre quantité, l'olivine  $y$  est présente selon une série relativement continue depuis les phénocristaux millimétriques jusqu'aux granules de la pâte. Le pyroxène, au contraire, constitue deux générations très distinctes : d'une part des phénocristaux de 1 à 4 mm, assez nombreux, souvent spongieux, et d'autre part des granules peu abondants interstitiels dans la trame plagioclasiique.

$pH^K$ . **Trachybasalte porphyrique.** Ce type est principalement représenté sur la marge orientale de l'Aubrac en limite sud de la feuille Nasbinals. Il constitue notamment, en terrasse au-dessus de la Gambaïse, la coulée de la cascade du Déroc près du lac des Salhiens. Cette coulée très enrobée de moraine, considérée par F. Colin (1966) comme l'une des plus anciennes de l'Aubrac parce qu'en apparence située à la base de l'empilement lavique, s'est révélée au contraire l'une des plus jeunes (6,5 Ma) ; elle est donc vraisemblablement emboîtée en contrebas de l'empilement (il est probable que le replat des Salhiens est constitué par le socle granitique). Sous Montgrousset, en contrebas de la D 900, une carrière a exploité pour l'empierrement un lambeau de poussée très disloqué arraché par les glaces, avec les

sédiments sous-jacents, au front nord de cette coulée. À la cascade du Déroc, elle montre une courte colonnade basale surmontée par un puissant entablement à faux prismes dont le basalte est très mal cristallisé (limburgitique) et riche en verre.

Une lave très semblable constitue à l'Est de Marchastel deux culots et une série de lambeaux de coulées émergeant mal d'une couverture morainique très continue. Toutes ces laves, sombres, incomplètement cristallisées, montrent une quantité modérée de phénocristaux d'olivine (peu) et surtout de pyroxène (+ plagioclases déstabilisés à bordure corrodée), de 1 à 3 mm (mais pouvant atteindre 1 cm). Au microscope, elles se révèlent assez riches aussi bien en olivine (principalement en microphénocristaux, souvent très serpentinisés) qu'en pyroxène (principalement en granules et microlites). Des phénocristaux d'apatite brune, accidentels, y excèdent 2 mm. Très peu différenciées (D.I. = 34), elles se situent chimiquement à la limite des basaltes, avec une teneur en alcalins voisine de 5 pour une teneur en silice de 46,5.

Aux confins de la feuille Chaudes-Aigues, 1 km à l'Est de la gorge du Bès, une lave également proche des basaltes mais légèrement plus différenciée (D.I. = 38,4) constitue la lame N60 intrusive dans le granite du Monte Bédel (p.c. 1023). Cette lave, bien en relief, doit sa teinte noire à sa richesse en verre brun violacé. Elle montre d'assez nombreux phénocristaux, souvent très corrodés, de 1-3 mm, de clinopyroxène (majoritaire), d'olivine et **d'amphibole** déstabilisée ( $pHa^K$ ). Certains fantômes d'amphibole sont presque totalement résorbés et opacifiés par une poussière d'oxydes ; d'autres montrent de beaux assemblages de rhônite disposée en grille selon les plans de clivage de l'ancienne kaersutite, sur fond symplectique de pyroxène et plagioclase.

$mpH^K$ . **Trachybasalte microlitique-porphyrique.** Ce type a été rencontré en deux localités :

— au-dessus du lac des Salhiens où il forme, autour de 1250 m, la coulée moyenne de l'empilement de la Picade. Le basalte, à cassure noire et débit fréquemment laminaire, n'y montre à l'œil nu que quelques phénocristaux millimétriques dispersés d'olivine (souvent serpentinisée) et plus rarement de pyroxène. Au microscope, il révèle une pâte trachytique principalement constituée de plagioclase, avec microphénocristaux d'olivine et cristallites interstitiels de pyroxène en faible quantité. Cette lave est chimiquement peu différenciée (D.I. = 36,5), faiblement potassique, et à mi-chemin entre les termes magnésiens et alumineux ;

— une lave de composition très voisine constitue dans le Nord-Est de la feuille la petite coulée de Toularic, isolée sur le granite entre La Trinitat et Jabrun, en position interfluviale entre les vallées du Tail-ladès et du ruisseau de Liourte. Olivine, pyroxène et opaques s'y côtoient aussi bien parmi les quelques phénocristaux (1-2 mm) que parmi les microphénocristaux et les granules ; du verre interstitiel subsiste entre les microlites bien cristallisés de la trame feldspathique fluidale.

Cette coulée est probablement issue d'une petite cheminée située juste au Sud (p.c. 1 109), ultérieurement remplie (avec débordement vers le Sud) par un culot de lave plus vitreuse et porphyrique ( $\rho H^K$ ), très enrichie en phénocristaux d'olivine et pyroxène de 2-4 mm, accompagnés de quelques cristaux composites de 5-10 mm où un grand pyroxène subautomorphe englobe des olivines globuleuses.

**$mH^K$ . Trachybasalte microlitique.** Ce type constitue la grande coulée, reposant sur le granite, à l'extrémité nord de laquelle est édifié La Trinitat (tabl. 2, n° 15). La lave, à débit en dalles, a été exploitée en carrière au bord de la D 565 sous le village. Localement serpentinisée, elle est généralement de teinte claire, bien cristallisée, et totalement dépourvue de phénocristaux. L'olivine y est présente en microphénocristaux, et le pyroxène en granules assez abondants dans les interstices de la trame plagioclasique. Peu évoluée (D.I. = 37), elle est chimiquement proche des basaltes alcalins (aie. = 5,3 % pour  $SiO_2 = 46,9$ ).

### Mugéarites

Dans le diagramme T.A.S. (fig. 4), M. Le Bas *et al.* (1986) désignent les roches du champ S2 par l'appellation générale de « trachyandésites basaltiques », au sein desquelles ils distinguent en fonction du rapport sodi-potassique :

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

Contrairement à ce qui se produit dans le champ des trachybasaltes, nous n'avons pas rencontré de termes potassiques dans cette classe, où toutes les laves analysées se placent parmi les mugéarites ( $Na_2O / K_2O = 2$  à 3,5).

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

La composition chimique est relativement constante, avec un taux de silice de 49,6 à 52 % pour un taux d'alcalins de 6,4 à 7,6 %. Ces laves demeurent pour la plupart légèrement sous-saturées (Ne norm. = 0,3 à 5,1) ; seul fait exception un filon de la vallée de Ménépeyre (Hy norm. = 1,1). Les teneurs en titane sont les plus basses des laves de l'Aubrac (moyenne  $TiO_2$  % = 2,4), et les teneurs en phosphore les plus élevées (moy.  $P_2O_5$  % = 1). Pour ce qui est des oligo-éléments, les alcalino-terreux dépassent rarement 1 000 ppm pour Sr et 600 ppm pour Ba, tandis que les teneurs en éléments de transition, Ni et Cr, tendent vers zéro (2 à 10 ppm).

Par rapport aux hawaïites, la composition minéralogique quantitative montre essentiellement un enrichissement relatif en feldspath, et un appauvrissement en olivine et surtout en clinopyroxène, ces laves étant toujours leucocrates (col. norm. = 23 à 35). Par contre, la composition qualitative de chaque espèce minérale ne montre guère d'évolution (tabl. 8). S'il existe de rares phénocristaux d'oligoclase, le plagioclase moyen reste un labrador (An 56). Du feldspath alcalin est toujours disséminé parmi les microlites. La biotite n'est guère plus fréquente que dans les basanites, basaltes ou hawaïites. Par contre, il n'y a jamais été observé de fantômes d'amphibole. La présence de cristaux d'apatite brune de 0,2 à 1 mm, qui ne survient qu'accidentellement au sein des autres classes, est relativement banale parmi les mugéarites — bien que leur fréquence y demeure très faible (0 à 5 cristaux sur l'étendue d'une lame mince).

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

Absentes des régions externes et périphériques, les mugéarites constituent sur la feuille Nasbinals 24 unités laviques répertoriées (dont 10 analysées), la plupart de volume modeste, représentées aussi bien parmi les coulées (en général minces et de faible extension) que parmi les culots et filons (ceux-ci particulièrement nombreux au Sud de la feuille, dans la forêt de Condom-d'Aubrac). Pour l'essentiel, elles sont situées sur la périphérie du Drelier et du puech de Roussillon, sur la retombée nord-est du Carbonaldo et au pied ouest du Truc d'Aubrac. L'exemple du Drelier montre que ces laves différenciées peuvent survenir aussi bien à la base qu'au sommet d'un même empilement.

La mugéarite la plus évoluée repose sur le granité au pied nord-est du Drelier. Elle pourra être recueillie à la cote 1 200 près du confluent du Lacassou et du ruisseau de Grezettes (tabl. 2, n° 18). Avec des taux de 52 % de silice, 18,4 % d'alumine et 7,6 % d'alcalins, pour 2,8 % de magnésie, elle représente la lave la plus différenciée que nous ayons rencontrée en Aubrac (D.I. = 56). L'olivine n'y est présente qu'en granules minuscules, mêlés au pyroxène lui-même en très faible quantité.

La lave du culot sommital du Drelier (tabl. 2, n° 17) est un peu moins évoluée (D.I. = 52) ; de teinte gris perle et se débitant en fines plaquettes, elle se caractérise par la présence de phénocristaux de plagioclase limpides (1-3 mm) à pourtour résorbé totalement arrondi.

Celles des vacheries de la Matte et de Carteyrel, de part et d'autre de la vallée du Rioumau, montrent une fréquence exceptionnelle des apatites brunes millimétriques. Enfin celle du Plo, au Nord de Saint-Urcize, proche des téphrites aphanitiques (voir *aT*), outre qu'elle est en maints endroits serpentinisée et envahie par de la calcite, se singularise par la cristallisation des oxydes opaques en microphénocristaux.

Enfin il faut signaler que certaines coulées de mugéarite peuvent, comme les hawaïites, montrer de notables *hétérogénéités*. C'est le cas aux sources du ruisseau de Dourtigouse, près du buron de la Poujade, où une mugéarite, par ailleurs banale et assez évoluée (D.I. = 54), passe par places à une hawaïite microlitique-porphyrrique caractéristique, riche en petits phénocristaux d'olivine et localement très serpentinisée.

Dans quelques mugéarites, qui par ailleurs ne présentent aucune particularité chimique, la pâte s'enrichit par plages (jamais de façon homogène) en paillettes de **biotite** ( $\alpha_{Mbi}$ ). C'est le cas du culot sommital de la station de ski du Fer-à-Cheval (p.c. 1 321), au-dessus de la D 987, 2,5 km au Sud-Ouest de Nasbinals, dont la composition est encore proche des hawaïites (D.I. = 49,3). C'est aussi le cas de la coulée, plus évoluée (D.I. = 53,2), qui affleure à mi-pente (autour de la cote 1 300) sur les pistes de ski du puech de Roussillon (station de Laguiole). Mais c'est dans la lave d'une des coulées subterminales du puech des Mires, au Sud-Ouest de la feuille, que la biotite, sans être plus abondante, est la plus largement cristallisée, sous forme de microphénocristaux.

### **Roches remarquables en gisement ponctuel**

**Pg. Pegmatitoïdes.** 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 toujours chimiquement de la lave congénère par une chute spectaculaire de la teneur en MgO, souvent accompagnée d'une diminution de CaO ; et par un enrichissement notable en alcalins, portant surtout sur K<sub>2</sub>O, généralement accompagné d'une légère augmentation de SiO<sub>2</sub>. Cette variation se traduit dans la composition minéralogique par un appauvrissement en olivine, 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 en surface, lors du refroidissement de la lave, selon des processus comparables à ceux qui provoquent l'apparition de défauts de cristallisation dans les lingots métalliques. Le lac de lave intracratérique représente le gisement le plus courant des pegmatitoïdes, et le

seul dans lequel leur genèse ait été observée — voire provoquée — dans le volcanisme actuel (Makaopuhi, Hawaï ; Wright et Okamura, 1977).

Sur la feuille Nasbinals, des pegmatitoïdes ont été observées en deux points :

— les unes (Colin, 1966 ; Lécuyer, 1984) sont associées au lac de lave des sources de l'Hère à proximité du Pas de Mathieu, 4 km au Sud-Ouest de Saint-Urcize le long de la D 13 (tabl. 2, n° 19). Leur composition est celle d'une *essexite* très alcaline (alc. % = 9, Ne norm. = 22,5, D.I. = 49), assez riche en sanidine. La lave congénère est une mélanéphéline (ankaratrite) à pâte très riche en pyroxène (voir A<sup>0</sup>) ;

— les autres n'ont été trouvées qu'en blocs dispersés sur une aire restreinte dont le substrat est totalement masqué par un mince recouvrement morainique, au lieu-dit le Suquet, 500 m au Nord de la D 15, aux confins occidentaux de la feuille, entre les cotes 1 180 et 1 190. La lave congénère et le type de gisement ne sont pas connus. Très variées par leur faciès, leur composition est toujours celle d'une *essexite* peu à modérément alcaline (alc. % = 4 à 7) (tabl. 2, n° 20). Bien que nettement moins évoluées que les précédentes (D.I. = 28 à 44), elles sont beaucoup plus spectaculaires par leur cristallisation : les faciès les plus mélanocrates peuvent montrer des pyroxènes (titaugites) squelettiques de 1 x 2 à 3 cm, et des olivines aciculaires de 5 à 8 cm de long ; les lattes de plagioclases n'excèdent guère 5 mm.

### ***Pyroclastites***

L'ancienne carte géologique à 1/80000, feuille Mende, présentait l'Aubrac comme un ensemble fissurai quasi exclusivement effusif, de « type hawaïen », où tufs et projections étaient « rares et localisés vers le centre du massif ». À l'inverse, F. Colin (1966) estime que les tephra constituent la moitié du volume de l'Aubrac. La réalité se situe probablement entre ces deux conceptions. L'étude des pyroclastites se révèle généralement délicate, en raison d'une part de la couverture morainique et périglaciaire, et d'autre part d'une argilisation assez généralisée qui, si elle affecte préférentiellement les projections, ne leur est pas spécifique, puisqu'elle concerne aussi les gaines scoriacées des coulées — voire les laves massives elles-mêmes — et le socle granitique sous-jacent. C'est d'ailleurs l'assimilation trop rapide de tous les produits argileux à l'altération d'anciens tufs qui a conduit F. Colin à une surestimation de leur volume.

§β. **Projections scoriacées.** Longtemps considérés comme relativement exceptionnels en Aubrac, les produits dits « stromboliens » s'y révèlent au contraire d'une grande banalité, et constituent l'essentiel des pyroclastites ; mais ils apparaissent rarement à l'affleurement, du fait d'une argilisation plus ou moins poussée affectant préférentiellement les fractions fines. Il s'agit d'accumulations plus ou moins rythmiques de

lapillis et blocs scoriacés (gouttes et lambeaux de lave éjectés à l'état liquide), comportant en quantité variable des bombes fuselées (ou plus rarement des bombes « en ruban » ou « en bouse de vache »). Le plus souvent altérées sur plusieurs mètres d'épaisseur, ces projections se manifestent en surface par une terre argileuse rouge. Leur épaisseur excède rarement quelques dizaines de mètres, mais elle peut atteindre 150 m dans la forêt de la Roquette-Bonneval au versant gauche du ruisseau de Ménepeyre.

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

- faciès proximal dit « de cœur de cône » (matériaux grossiers en vrac, non granoclassés, pouvant comporter des bombes métriques, de teinte générale rougeâtre) ;
- faciès intermédiaire dit « de bas de cône » (matériaux moins grossiers et mieux classés, à stratification fruste, de teinte noirâtre à bleuâtre à l'origine mais devenant jaunâtre par altération limoniteuse) ;
- faciès distal dit « de saupoudrage » (matériaux fins, peu épais, plus ou moins lités, et toujours les plus affectés par l'argilisation).

Les meilleures reconstitutions de ce type ont pu être effectuées sur les quatre appareils évidés qui se succèdent le long du ruisseau de la Cabre, au pied nord-est du puy de la Gudette (Lécuyer, 1984 ; *cf.* encart).

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

Très hétérométriques, les produits phréatomagmatiques sont le plus souvent bien stratifiés, voire lités, et généralement très indurés. Ils peuvent montrer des figures d'impact, ou des perturbations telles

qu'antidunes ou chenaux radiaires, caractéristiques des « nuées déferlantes basales » qui accompagnent toujours ce type d'explosion. Litage et stratification, proches de l'horizontale dans l'anneau de tufs externe, peuvent acquérir dans le diatrème des pendages variés, généralement centroclinaux et faibles, parfois quelconques et forts, en raison des phénomènes de subsidence.

En Aubrac, comme dans la plupart des régions de socle granitique et métamorphique, où les réserves d'eau souterraine sont modestes et localisées, les produits phréatomagmatiques ne représentent qu'un faible pourcentage des pyroclastites. Sur la feuille Nasbinals, ils concernent principalement la vallée de l'Hère à l'amont de Saint-Urcize, au même titre que les hyalotufs (voir *hβ*) avec lesquels il existe d'ailleurs des faciès intermédiaires, partiellement palagonitisés. La seule bonne coupe en est offerte par la tranchée de la D 13 à la cote 1 230, près de la ferme de Reboulet : sur 2,5 m de hauteur affleure un dépôt lité, de teinte jaune brunâtre, partiellement argilisé, dont la stratification régulière est localement perturbée par des antidunes ou déformée par des cuvettes d'impact dissymétriques sous les blocs ou les bombes « en chou-fleur ». Les xénoclastes sont empruntés pour partie minoritaire au granite de la Margeride, et en majorité aux basaltes des coulées sous-jacentes, attestant un niveau d'explosion assez superficiel. Ces tufs constituent un anneau haut de 40 m au moins, dont le cratère (maar de Reboulet ; Lécuyer 1984) est scellé par un lac de lave de 650 m de diamètre.

***hβ*. 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 hydraté jaune (palagonite). Les interstices sont remplis par des cristallisations de zéolites, parfois de carbonates. Le substratum fournit un contingent de xénolites (granite et minéraux granitiques, basaltes antérieurs) en quantité beaucoup plus faible que dans les projections phréatomagmatiques *s.s.* Sauf dans le cœur des appareils où ils passent à des brèches assez grossières (cascade de Gouteille, 1 km au Sud de Saint-Urcize), ces produits constituent généralement des accumulations de tufs fins (granulométrie centimétrique à millimétrique) et très bien lités, attestant une longue série d'hydroexplosions rythmiques. Cette activité, dite « surtseyenne » (du volcan Surtsey, Islande, 1963), 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 dans un diatrème conique relativement restreint.

Sur la feuille Nasbinals, ces hyalotufs sont plus fréquents que les précédents. Principalement représentés dans la vallée de l'Hère entre Saint-Urcize et le Pas de Mathieu, ils nécessitent d'invoquer dans ce secteur l'existence d'un (ou plusieurs) lac(s), probablement recréés à diverses reprises par des barrages volcaniques successifs. Les produits

fins distaux, étalés sur de vastes superficies, s'associent fréquemment à des sédiments lacustres pour constituer les « cinérites » décrites plus loin sous l'appellation générale « volcano-sédimentaire ».

*Remarque.* Dans la mesure où l'hydromagmatisme résulte d'une déviation vers un type explosif d'une activité magmatique « normale », par intervention d'un facteur externe (eau), il n'existe pas de frontière tranchée entre les divers types de pyroclastites : il n'est pas exceptionnel de voir s'intercaler une brève séquence phréatomagmatique dans un édifice « strombolien » (infiltration d'eau momentanée), ou au contraire une strate de produits scoriacés au sein d'un ensemble de brèches de maar ou de hyalotufs (cessation momentanée de l'alimentation en eau). Dans ces cas, seul le type dominant a pu être mentionné sur la carte.

### †β. **Tufs basaltiques indifférenciés, horizons rouges inter-coulées.**

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

En raison de l'argilisation, ces pyroclastites distales sont souvent indiscernables des scories de progression marquant la base et surtout le sommet des coulées qui les encadrent. Les tufs les plus fins revêtent une teinte rouge vif et une consistance de brique (« horizon rouge compact ») lorsqu'un thermométamorphisme par la coulée sus-jacente a suivi une phase d'argilisation. Sur les versants, les horizons rouges inter-coulées sont fréquemment jalonnés par une série de petites sources, la circulation de l'eau s'effectuant dans les fissures de la coulée surincombante.

### **Dépôts sédimentaires et volcano-sédimentaires associés au volcanisme de l'Aubrac**

vs. **Hyalocinérites et dépôts volcano-sédimentaires.** Il s'agit d'ensembles stratifiés, épais de quelques décimètres à 20 m, où peuvent se succéder ou alterner :

— des *cinérites massives* (« orthocinérites » de F. Colin, 1966), en gros bancs compacts, à granulométrie de silt ou de grès fin, avec

quelques intercalations de lapillis millimétriques. De teinte brun sombre à noire à la cassure fraîche (on peut alors les confondre avec un basalte), elles deviennent jaunes à l'altération. Ces roches se révèlent constituées, en moyenne, pour 85 % de petits lapillis et cendres basaltiques vitreuses hydratées (palagonite), 10 % de minéraux basaltiques libres (olivines et clinopyroxènes, parfois plagioclases basiques), et 5 % d'éléments étrangers (xénoclastes : quartz ou feldspaths d'origine granitique, fragments cristallisés de basaltes antérieurs). Il s'agit donc de pyroclastites, *d'origine directement éruptive*, qui représentent les faciès distaux des tufs hyaloclastiques h $\beta$  ;

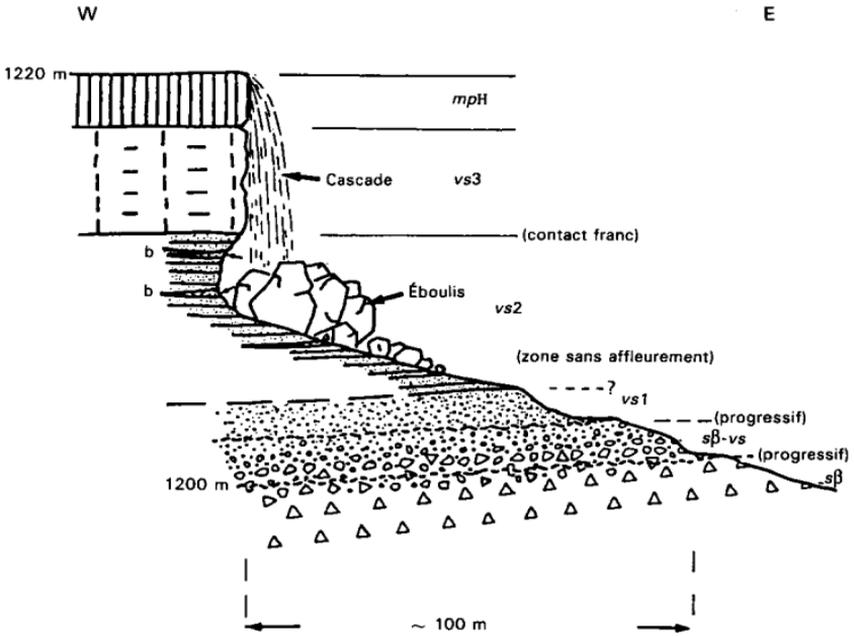
— des *cinérites feuilletées* (« stratocinérites » de F. Colin, 1966), lithologiquement plus variées, de teinte généralement plus claire, et de caractère plus franchement sédimentaire, pouvant comporter :

- des lits de hyalocinérites identiques aux précédentes,
- des lits de lapillis scoriacés,
- des lits détritiques (silts ou sables fins, parfois graviers, pouvant comporter en proportions variables des éléments d'origine granitique ou basaltique),
- des lits argileux, voire de fines passées de diatomites.

Ces *dépôts lacustres* — dont les cendres basaltiques, remaniées ou non, ne constituent qu'une fraction — sont connus de longue date pour leur flore (diatomées, pollens, débris de gymnospermes, feuilles d'angiospermes, bois de conifères), à laquelle peuvent s'associer quelques insectes et écailles de poissons. La macroflore des gisements de Panouval et du Saut de Jujieu, 500 m au Sud-Ouest de Saint-Urcize, a été étudiée par A. Lauby (1910), et leur contenu pollinique par F. Colin (1966).

Les cinérites de la feuille Nasbinals sont essentiellement localisées dans la vallée de l'Hère de part et d'autre de Saint-Urcize, et la vallée du ruisseau de la Cabre à l'amont de Recoules-d'Aubrac. Dans les deux cas, l'ambiance lacustre est soulignée par le fait que les coulées basaltiques qui les recouvrent peuvent voir leur semelle débitée en coussins (pillow-lavas), localement accumulés sur 20 m d'épaisseur (au Sud du cimetière de Saint-Urcize le long de la D 13, et au Rescos 1,5 km au SSW de Recoules). D'autres cinérites, accompagnées d'argiles à végétaux et bois carbonisés, ont été observées en gisement ponctuel à la grange de Gizard, 750 m au Sud-Ouest de Nasbinals, ainsi qu'à Pennaveyre, 2 km à l'WSW de La Roche-Canilhac. Ces gisements reposent en majorité directement sur le granite, ou s'intercalaient entre les formations volcaniques les plus anciennes.

La meilleure coupe d'un ensemble volcano-sédimentaire (fig. 5) peut être observée sur 15 m de dénivellation sous la cascade de Bouchabès, dans le ruisseau de la Cabre (Lécuyer 1984 ; cf. encart) ; les formations détritiques de base reposent sur les scories rouges d'un « cœur de cône » strombolien par l'intermédiaire d'un horizon dont tous les interstices sont colmatés par des argiles smectiques.



sβ - scories basaltiques grossières, rouges, à faciès de "cœur de cône", avec bombes en fuseau (observables sur 20 m de dénivellation).

sβ-vs-scories argilisées et remaniées (2 m) : à la base, scories rouges anguleuses, non classées, emballées dans une matrice crème d'argile smectique ; au milieu, scories roulées mêlées à des graviers basaltiques et quartzo-feldspathiques, dans une matrice argileuse ; au sommet, gravier argileux mixte granoclassé et stratifié.

vs1 - série détritifique grossière (1,5 m) : gravier mal consolidé, non classé ni stratifié, à éléments granitiques (majoritaires) et basaltiques.

vs2 - série détritifique fine = "cinérîtes feuilletées" (7 m) : siltites, grès à stratification entrecroisée, lentilles d'argilites sombres à fragments de bois carbonisés (b) - Composition : minéraux granitiques 80 % (quartz, feldspath, chlorite), éléments volcaniques (scories, basalte, olvine, pyroxène), argiles (smectite, illite, interstratifiés).

vs3 - hyalocinérîtes massives (5 m).

mpH - coulée de lave (hawaïite microlitique-porphyrrique).

**Fig. 5 - Complexe volcano-sédimentaire de la cascade de Boucabès**  
(ruisseau de la Cabre : altitude 1 200 à 1 220 m)  
(d'après Lécuyer, 1984)

Au versant gauche de la vallée de l'Hère, la formation volcano-sédimentaire inférieure (dont le type peut être pris sous la cascade du Saut de Jujieu) constitue un horizon continu sur 2,5 km, depuis les hyalotufs proximaux de la cascade de Gouteille (dont le substrat est inconnu), jusqu'aux dépôts les plus distaux de Soucharaldès (qui reposent directement sur le granite). L'altitude de son toit, qui décroît du Nord au Sud de 1 135 à 1 120 m, implique un lac issu du barrage par des coulées volcaniques d'un cours d'eau s'écoulant en sens inverse de l'Hère actuelle.

*P.* **Paléoaltérites granitiques.** Sur le versant oriental de l'Aubrac, les coulées basaltiques basales reposent presque toujours directement sur le granite, le plus souvent par l'intermédiaire d'un horizon d'arènes plus ou moins argileuses, thermométamorphisées au contact. Ce contact est toutefois rarement visible en raison de la couverture morainique ou périglaciaire. Seule fait exception la région s'étendant de Lacalm à La Trinitat, située aux marges du territoire englacé. Aux environs de Lacalm on observe localement, sous les basaltes, des poches d'argiles quartzieuses versicolores, grises ou rouge vineux, parfois rouge vif — éventuellement colluvionnées et alors enrichies en micas mordorés — qui ont été confondues par F. Colin avec les dépôts oligocènes présents plus à l'Ouest dans le fossé de Graissac— Sainte-Geneviève (feuille Entraygues). Il s'agit de vieilles altérites *in situ*, de type fersiallitique, vraisemblablement beaucoup plus anciennes que le Miocène, plus fréquentes sur le versant occidental (région de Laguiole), et dont le remaniement a précisément alimenté le fossé de Graissac.

m5. **Tortonien. Alluvions sous-basaltiques.** Ce n'est qu'en quelques points de la feuille Nasbinals que l'empilement basaltique est séparé du socle granitique par une mince semelle alluviale jalonnant le réseau hydrographique pré-volcanique. Dans la plupart des cas, ces formations, trop minces et localisées, n'ont pu être figurées sur la carte. C'est le cas aux Chazals, 750 m au Sud-Ouest de Recoules-d'Aubrac (sable micacé fin en semelle d'un panneau glissé) ; ou encore sous la cascade du Déroc, 2,5 km au Sud-Est de Nasbinals, où l'on peut observer, au fond d'un abri sous roche, 1 m de sable noir et argile ligniteuse à débris végétaux (Lauby, 1910) intercalés entre deux coulées basaltiques encaissées dans le granite (Colin, 1966). Dans la moraine de poussée de l'ancienne carrière de Montgrousset, sous les panneaux basaltiques décrochés de la coulée du Déroc, des paquets d'argile blanche diatomifère à débris végétaux bruns se mêlent aux argiles micacées sombres à débris végétaux noirs.

Nous n'avons figuré de sédiments miocènes qu'en deux points de la carte :

— à Baboyères (2,5 km au Nord-Est de Nasbinals), en rive droite du Bès, une coulée basaltique probablement issue du puech de Montgrousset, et canalisée selon un paléocours du Bès, repose localement sur quelques mètres de sables granitiques à intercalations de lits

graveleux ou argilo-silteux, dont le contact inférieur avec le granite est masqué par des dépôts morainiques ;

— à Richardès (coin nord-ouest de la feuille) un lambeau de basalte à débit en galettes — butte-témoin d'une coulée issue du sommet p.c. 1036 de Montgros et jalonnant le cours d'un affluent de la paléo-Truyère (voir feuille Chaudes-Aigues) — repose sur le granite arénisé par l'intermédiaire de sables et graviers argileux à galets de quartz très roulés, que l'on peut regarder comme le témoin le plus méridional des sédiments miocènes de la région de Chaudes-Aigues (Goër *et al.*, 1991).

### Volcanisme pliocène dispersé

Les mesures géochronométriques K-Ar ont conduit à placer à part quelques intrusions et coulées basaltiques dispersées sur le socle granitique dans le quart nord-est de la feuille, loin des marges aubraciennes. D'âge inférieur à 5 Ma, ces laves sont contemporaines des planèzes cantaliennes. Nous considérons qu'elles doivent être rapportées, non à l'Aubrac, mais à une génération plus récente qualifiée par J.M. Cantagrel et J.C. Baubron (1983) de « volcanisme régional pliocène » : il s'agit d'émissions basaltiques, généralisées plus au Nord entre 6 et 3 Ma, depuis les abords de la vallée de la Truyère jusqu'aux environs de la chaîne des Puys, et concernant simultanément les planèzes cantaliennes, la majeure partie du Cézallier, le substratum des monts Dore, le Sillon houiller et la vallée de la Sioule. Sur le plan minéralogique, ces laves ne diffèrent pas fondamentalement des basanites de l'Aubrac *s.s.* ; mais sur le plan chimique, elles se caractérisent par une forte sous-saturation (Ne norm. > 12), inconnue dans les basanites de l'Aubrac, mais par contre fréquente parmi leurs contemporaines des planèzes cantaliennes et du Cézallier. Il ne subsiste aucune formation pyroclastique associée.

La *dépression cratériforme* circulaire de Brion-Vieux (700 m de diamètre), dont seule une prospection géophysique du fond permettrait de confirmer l'origine éruptive, pourrait représenter un maar foré lors de cet épisode volcanique pliocène. Toutefois, sa relative fraîcheur morphologique ne permet pas d'écarter l'éventualité d'un événement encore plus récent.

**$\beta^1$ . Basanite microporphyrrique.** Ces laves constituent deux ensembles géographiques, de composition très voisine (tabl. 2, n° 21).

Le premier se place en marge orientale de la vallée du Bès, sur la commune de Chauchailles. Il comporte une ancienne coulée de vallée, longue de 2,5 km, en inversion de relief, probablement épanchée selon un paléocours du Bès. Elle pourrait être issue sur place de son point le plus élevé, le puech de la Recoulière (p.c. 1 141), plutôt que du lac de lave du mont Gourgon (1 164 m) qui domine directement son tronçon aval. Nous avons rapproché de cet ensemble les deux culots du puech de Chauchaillettes. La coulée a été datée à 4,8 ± 0,1 Ma.

La lave de cette coulée, le plus souvent altérée et désagrégée en gravillons, est d'un type banal, très riche en petits phénocristaux, la plupart de 0,5-1 mm, quelques-uns jusqu'à 2 mm, se partageant pour moitié entre olivine et pyroxène. L'olivine est partiellement serpentinisée, les pyroxènes sont fréquemment groupés en rosettes. La pâte, fine, incomplètement cristallisée, est constituée de microlites plagioclasiques et granules pyroxéniques, avec quelques facules de zéolites. Par sa composition chimique, avec 44 % de silice pour 6 % d'alcalins et un rapport  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  voisin de 2, elle se révèle relativement évoluée (D.I. = 34) et nettement sous-saturée (Ne norm. = 14). La lave du mont Gourgon et des culots de Chauchaillettes n'en diffère que par une mauvaise cristallisation, la pâte riche en verre brun étant brouillée par un fin saupoudrage de granules opaques.

Le second se situe plus à l'Est, sur les communes de La Fage-Montivernoux et du Fau-de-Peyre. Il comporte aussi une ancienne coulée de vallée, longue de 5,5 km, tronçonnée par l'érosion, en position interfluviale entre les ruisseaux de la Narce et de Rimeyzenc ; elle est dominée vers l'amont par le lac de lave (400 x 500 m) qui forme le sommet du puy de Montivernoux (1 289 m), dont elle est nécessairement issue. La coulée est exploitée pour l'empierrement dans deux grandes carrières aux Chirouzes, au-dessus de Rimeyzenc. Elle a donné un âge de  $4,1 \pm 0,1$  Ma.

Minéralogiquement très comparable à la précédente, et chimiquement identique, la lave de cette coulée n'en diffère à l'œil nu que par la présence de quelques grosses olivines claires de 3 à 5 mm. Sa pâte montre de nombreuses plages limpides constituées de verre incolore, néphéline et analcime.

La lave du puy de Montivernoux, très analogue par son porphyrisme, montre une pâte plus mal et inégalement cristallisée, où se manifeste une tendance à la séparation entre leucosome et mélanosome. Sa composition chimique ne diffère de celle de la coulée que par une augmentation de 0,7 % de silice, compensée par une diminution de 0,8 % de magnésie, en sorte qu'un taux de 9,2 % d'olivine normative la fait tomber dans le champ des téphrites ; cette différence est trop faible pour justifier une notation distincte. L'âge isotopique de  $3,3 + 0,3$  Ma est certainement trop jeune, car il est peu vraisemblable que le remplissage du cratère corresponde à un événement nettement plus récent que l'émission de la coulée.

*Remarque.* Un problème est aussi posé par l'âge obtenu au rocher de Cheylaret ( $6,0 \pm 0,3$  Ma), lac de lave formant mesa perchée au-dessus de la vallée du Bès juste au Sud de la coulée de Chauchailles. Cet âge serait intermédiaire entre ceux de l'Aubrac et de la génération pliocène. Or, la basanite qui le constitue est aussi sous-saturée que celle des coulées de Chauchailles et de Montivernoux (Ne norm. = 11), dont elle ne diffère que par son caractère potassique ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,3$ ). Il ne serait pas surprenant que cet édifice doive être rapporté au « volcanisme régional pliocène » (sans pour autant que son âge ne soit remis en question, l'édification des planètes cantaliennes débutant autour de 6 Ma).

## FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES

Une particularité de la feuille Nasbinals (qui ne se retrouve que sur la feuille Saint-Geniez-d'Olt, en continuité vers le Sud) est que plus de la moitié de sa superficie est couverte de matériaux d'origine glaciaire. Si cette couverture reste relativement discrète et discontinue sur l'Aubrac basaltique, il en va différemment sur son piémont granitique où les dépôts morainiques et fluvio-glaciaires constituent, de part et d'autre de la vallée du Bès, une nappe étalée sur 200 km<sup>2</sup>. L'analyse détaillée des marges de cette nappe, parfaitement circonscrite, nous conduit à contredire les interprétations polyglacialistes de G. Fabre (1896), Y. Boisse de Black (1936), M. Poizat et C. Rousset (1975), et à nous rallier à l'opinion émise par Y. Veyret (1978) : *la totalité des dépôts doit être rapportée à la seule dernière glaciation (würm)*, et l'on ne décèle nulle part de témoins conservés des périodes froides antérieures. Aussi, en dehors de la problématique terrasse pré-wurmienne (?) de la Rimeize à la Folle (Fx), la chronologie du Quaternaire de la feuille Nasbinals se limite-t-elle à une succession de formations pléniglaciaires, tardiglaciaires et postglaciaires ; succession au sujet de laquelle la seule documentation disponible est fournie par les recherches pollenanalytiques de J.L. de Beaulieu *et al.* sur le comblement de quelques dépressions tourbeuses.

*Remarque.* En dehors des formations glaciaires et des dépôts associés, la lecture de la carte pourrait laisser croire à un comportement fondamentalement différent des substrats basaltique et granitique vis-à-vis des agents de la dynamique externe, et notamment des actions périglaciaires. Si cette différence est pour partie réelle, elle est pour l'essentiel une fiction répondant aux conditions dans lesquelles les levés de la carte ont été effectués. Sur le territoire volcanique de la feuille, les formations superficielles ont fait l'objet sur le terrain d'une étude interprétative et d'un inventaire systématique. Par contre, sur le territoire granitique, en dehors des marges immédiates de la nappe morainique, leur représentation a pour la plus grande part été réalisée en photo-interprétation. Par suite, elle se limite essentiellement aux dépôts inféodés au réseau hydrographique : colluvions et alluvions, à l'exclusion des dépôts de versants, dont l'absence apparente ne reflète le plus souvent qu'un manque de documentation. Il convient d'ailleurs de souligner que le boisement généralisé du domaine granitique, en dehors de la zone englacée, y rend très difficile l'étude et la cartographie des matériaux déplacés en surface sur un substratum lithologiquement peu diversifié.

**Fx. Alluvions fluviales préwurmienne (?).** À l'aval du moulin de la Folle, 2,5 km à l'ENE de Malbouzon, les méandres de la Rimeize offrent une coupe verticale dans les produits d'une belle terrasse à toit plan, dominant de 5 m la plaine alluviale actuelle Fz, et interprétée par C. Rousset (1970) comme « sandur » wurmien. Il s'agit d'alluvions fluviales incontestables, comportant des sables, graviers et galets bien roulés, constituées à 100 % d'éléments du socle (granite, aplite, quartz très abondant), à l'exclusion de tout élément volcanique ma-

croscopique, et ceci dans toutes les classes granulométriques. Or, on se situe exactement sur la marge glaciaire : cette terrasse s'appuie contre le pied est (c'est-à-dire du côté aval) de la colline de la Fouolle, colline granitique totalement nappée d'une moraine dont la caractéristique réside précisément dans le mélange des produits granitiques et basaltiques. Un lac d'obturation latérale étant exclu (il nécessiterait l'inversion du cours de la Rimeize), la composition holo granitique de ces alluvions ne nous semble explicable que par un dépôt antérieur à la nappe morainique. Toutefois, l'absence d'altération ou rubéfaction des matériaux, et le faible perchement de la terrasse, ne parlent guère en faveur d'un âge ancien. Et l'élément le plus contradictoire réside dans le fait que la surface de cette terrasse ne porte pas trace de produits de lavage de la moraine qui la domine altimétriquement de 15 à 20 m.

**Gy. Würm. Dépôts morainiques.** Présents sur plus de la moitié de la feuille, les dépôts morainiques y constituent une couverture plus ou moins dispersée ou continue, d'épaisseur variable (quelques mètres en moyenne), témoignant de l'ennoïement total, lors de la dernière glaciation, de l'Aubrac et de son piémont oriental sous une calotte de plateau (ice-cap) de 200 m d'épaisseur au moins (Rousset, 1970 ; Veyret, 1978). La géométrie et les courants internes de cette calotte peuvent être relativement bien précisés par l'extension et la composition d'un épandage représentant pour l'essentiel une moraine de fond (basal till). Il convient toutefois d'envisager séparément le territoire volcanique aubracien, où les altitudes sont maximales et les dénivellations notables, et le territoire granitique margeridien, où la topographie est peu différenciée.

Sur *l'Aubrac basaltique*, l'interprétation des dépôts pose les mêmes problèmes que sur les planèzes cantaliennes (Goër, 1972) : difficulté de discerner les actions glaciaires et périglaciaires, déblaiement et remaniement fréquent des produits morainiques par les agents intervenus après la fusion totale de la calotte. L'échine axiale et les plus hauts plateaux basaltiques, aire d'alimentation, sont à peu près dépourvus de couverture (si ce n'est périglaciaire) ; toutefois, certains territoires peuvent avoir subi un défonçage généralisé (quarrying), et offrent une topographie chaotique jonchée de gros blocs déplacés mais non transportés. Les accumulations se sont produites dans les vallons et les portions amont des vallées, où elles peuvent subsister sur des épaisseurs importantes ( $> 5$  m), masquant totalement le substrat.

Il s'agit de matériaux hétérométriques et hétéroclites, non stratifiés ni classés, dont les caractéristiques reflètent le comportement propre des divers types de basaltes vis-à-vis des agents de l'altération et de la désagrégation : matrice argileuse brune, quasi-absence de la classe granulométrique « sable », prédominance des graviers et blocs de dimension modeste. Le contingent « blocs » montre toujours la coexistence d'éléments subanguleux (minoritaires), émoussés, et arrondis-patinés. Les stries y sont exceptionnelles, le matériel volcanique s'y

prêtant mal faute d'un contraste suffisant de dureté. L'absence, du côté occidental, de coulées de lave à entablement de faux prismes, a pour conséquence l'inexistence sur ce versant des mégablocs qui caractérisent les moraines du piémont oriental.

Les rares bonnes coupes, offertes par les tranchées routières ou les rigoles de ravinement, montrent que bien souvent seule la partie inférieure du dépôt présente strictement les caractères des dépôts sous-glaciaires directs (basal till), notamment une intense compaction pouvant lui donner la consistance d'un béton, et rendant difficile son creusement à la pelle mécanique. Au-dessus, les produits sont à la fois plus hétérométriques, plus meubles et plus lavés, les blocs nettement émoussés, les galets roulés plus fréquents ; il peut y apparaître une ébauche de stratification, voire s'y intercaler des lentilles sablo-graveleuses bien triées, traduisant une participation notable des eaux de fusion. Cette « moraine d'ablation » (ablation till), beaucoup plus sensible aux sollicitations ultérieures — et notamment aux eaux de ruissellement —, est fréquemment remaniée, tendant à s'épaissir au bas des versants, et donne facilement prise à la solifluxion.

*Remarque.* Sur le versant occidental de l'Aubrac, la calotte glaciaire a pu se prolonger latéralement par de courtes langues évacuatrices dans les vallées affluentes de la Truyère et du Lot (Poizat et Rousset, 1975). Mais les dépôts correspondants ont été dégagés par l'érosion ultérieure, de telle sorte que les placages résiduels (souvent remaniés et d'interprétation délicate) ne permettent guère de situer avec précision la limite extrême d'englacement. Celle-ci a dû pour l'essentiel se situer aux confins des feuilles Nasbinals et Entraygues, ne débordant guère sur cette dernière que dans la vallée de la Nuech aux abords de Laguiole (et peut-être dans celle du Ruols à l'aval de Lacalm).

Sur le **piémont granitique margeridien**, les caractères du dépôt sont quelque peu différents, et beaucoup plus constants. On pourra notamment les observer sur 4 m d'épaisseur dans la petite carrière de Ville-Vieille, 4 km au Nord-Ouest de Saint-Urcize le long de la D 65, un des rares endroits où la moraine ait été exploitée pour les besoins de l'empierrement. Il s'agit en quasi-totalité d'une moraine de fond (Veyret, 1978), mais elle reste presque partout meuble, le contingent argileux étant trop faiblement représenté pour permettre une bonne compaction. Ce caractère reflète la structure largement grenue du granite de la Margeride, dont les produits d'arénisation ont alimenté une matrice sablo-graveleuse. Les blocs montrent systématiquement un mélange d'éléments granitiques et basaltiques, ces derniers plus fréquemment striés grâce à l'abondance des gros grains de quartz.

L'hétérométrie très poussée se manifeste par l'apparition de mégablocs (plusieurs dizaines de mètres cubes), très inégalement répartis. Les cas d'énormes boules de granite déposées sur un support basaltique restent relativement exceptionnels (2 km au Sud de La Trinitat). En revanche, l'existence, aux environs de Saint-Urcize et au Sud-Est de Nasbinals, de coulées basaltiques à entablement mal cristallisé se débitant en « faux prismes » fascicules et solidaires, a permis la dis-

persion dans toute la cuvette du Bès de gigantesques panneaux basaltiques : ils constituent des essais spectaculaires aux environs de Nasbinals (Le Baulès, Baboyères), Saint-Urcize (Peyrebesse) et La Roche-Canilhac où les plus volumineux atteignent la centaine de mètres cubes. Si en quelques endroits ces mégablocs basaltiques reposent directement sur le granite affleurant (blocs erratiques vrais : vallée du ruisseau de la Cabre à l'amont de Recoules-d'Aubrac), la plupart restent enchâssés dans une couverture morainique continue ou émergent d'une terrasse fluvio-glaciaire, voire de la plaine alluviale actuelle. L'allongement général subméridien de ces essais traduit l'écoulement de la glace du Sud vers le Nord dans la cuvette du Bès (ce sont ces alignements de mégablocs allochtones qui ont été interprétés par F. Colin, 1966, comme des dykes démantelés, dans lesquels J. Rouire et C. Rousset, 1973, ont vu l'indice d'une distension E-W tardi-aubraccienne).

L'écoulement S-N de toute la portion axiale de la calotte est encore attesté par la large dissémination des roches métamorphiques affleurant aux environs du lac de Saint-Andéol (feuille Saint-Geniez), aire d'emprunt d'un contingent de blocs de leptynite, orthogneiss et amphibolite à grenats, mêlés en proportion variable aux éléments granitiques dans les moraines de Marchastel à Malbouzon.

Sur un substrat granitique au relief peu différencié, l'action du glacier a principalement consisté à nettoyer (souvent incomplètement) la couverture d'arènes, à déplacer et disséminer les boules résiduelles, à décaper et à mettre en relief les portions les plus saines. Il s'en suit que les paysages morainiques ne diffèrent pas toujours fondamentalement des paysages granitiques classiques en dehors de toute action glaciaire. Mais toute ambiguïté est ici levée par le mélange systématique des éléments granitiques et basaltiques : si les premiers sont souvent quasi exclusifs dans la matrice sableuse, il n'en va pas de même dans la classe « blocs », où les basaltes peuvent localement demeurer majoritaires même très loin de tout affleurement basaltique, comme c'est le cas au Sud-Est de Prinsuéjols.

C'est ce mélange qui, plus que toute autre considération, permet de tracer les contours de la nappe morainique avec une précision qui peut être de quelques mètres seulement, entre Ferluguet et Les Allatieux par exemple. La disparition totale et brutale de ce contingent basaltique sur toute la périphérie de la nappe atteste que l'érosion postglaciaire y a été négligeable, et que l'extension actuelle des dépôts morainiques reflète exactement celle de la calotte glaciaire. Ainsi tracé, le contour de celle-ci se révèle très peu festonné du côté est et nord (*cf.* fig. 8, p. 88) : en particulier, alors que la vallée du Bès passe pour avoir canalisé vers le Nord la principale langue évacuatrice de la calotte (Rousset, 1970), on constate que l'on y perd toute trace des produits allochtones au-delà des Salians, 800 m seulement à l'aval d'une ligne Saint-Rémy—La Chaldette qui figure l'extension générale. Il en est de même plus à l'Ouest, où la « langue » du Tailladès à l'aval de Réquistat n'a guère dépassé Le Fau (les blocs basaltiques dispersés à l'aval de Sanivalo ne sont que les produits colluvionnés du démantèlement sur place de deux petits culots basaltiques autochtones).

$G/\gamma^1$  ;  $G/p\gamma^3$ . **Substratum granitique subaffleurant sous couverture glaciaire discontinue.** Ce figuré n'a été adopté qu'en quelques points de la carte, où un semis morainique résiduel, mais encore relativement continu, laisse transparaître le substratum granitique (région de Grandvals). Au Sud-Ouest de Saint-Rémy-de-Chaudes-Aiguës, cette représentation permet de suggérer la limite vraisemblable d'extension de la calotte glaciaire, limite au-delà de laquelle on ne décèle plus d'éléments allochtones, la couverture superficielle — lorsqu'elle existe — n'étant plus imputable qu'aux seuls agents périglaciaires.

FGy. **Würm. Alluvions fluvio-glaciaires.** Hormis le cas de la vallée du Ruols sous Lacalm, où ils prolongent de 1,5 km vers l'aval l'aire d'extension des produits morainiques, les dépôts fluvio-glaciaires sont toujours inclus à l'intérieur de la zone occupée par la calotte glaciaire, dont ils témoignent de la fusion et de la dissociation sur place. Comme pour les moraines, leur extension et leurs caractères sédimentologiques sont très différents sur les territoires basaltique et granitique.

Sur **l'Aubrac basaltique** (vallées du Ruols, de la Selves, du Rioumau et de Vayssaire), ils constituent des banquettes de superficie restreinte flanquant latéralement le ruban alluvial actuel (Fz) qu'ils ne dominent le plus souvent que de 1 à 3 m. Les produits n'y sont observables qu'à la faveur de leur recoupement par un méandre. La fraction sableuse y est généralement minoritaire, et les galets s'y caractérisent par leur forme parfaitement roulée, contrastant avec celle beaucoup moins évoluée des alluvions plus récentes.

Sur **la Margeride granitique** au contraire, où leur volume est important, les dépôts fluvio-glaciaires ont donné lieu à l'ouverture de nombreuses sablières, et constituent le principal matériau de carrière de la feuille Nasbinals. On pourra notamment en observer d'excellentes coupes, sur 4 à 7 m de hauteur, à la faveur des exploitations qui jalonnent la vallée du Bès de Marchastel à La Chaldette. Non figurés sur les cartes géologiques antérieures, ces produits ont fait l'objet d'études sédimentologiques détaillées de M. Poizat (1973) et M. Poizat et C. Rousset (1975), qui les englobent sous l'appellation générale de « dépôts glacio-lacustres », et auxquels nous emprunterons une partie de leur description.

Ils se présentent généralement sous la forme d'alternances d'horizons de sables gris plus ou moins fins, très souvent inclinés suivant un angle de 20 à 25°. L'inclinaison des bancs, l'édification de certains d'entre eux par des microlits à pendage oblique par rapport à l'inclinaison générale, et la stratification entrecroisée qui affecte quelques autres couches, conduisent à mettre ces formations en parallèle avec des accumulations de type deltaïque, à niveaux inclinés de foreset et niveaux superposés horizontaux de topset. Ces derniers peuvent être localement très enrichis en graviers et galets grossiers, bien roulés et calibrés. La présence de gros blocs de granite, de l'ordre du mètre cube, piégés dans ces dépôts sableux, signe un transport par des

radeaux de glace libérés en période de dégel. Des structures de chenaux, discordantes sur l'ensemble du dépôt et recouvertes par un mince manteau morainique (ce qui atteste leur évolution sous-glaciaire), prouvent l'instabilité de la zone marginale glaciaire, soumise lors de la récession à des oscillations progressives ou régressives.

Des *structures périglaciaires* affectent fréquemment ces dépôts fluvio-deltaïques : figures de plication et d'injection résultant de phénomènes de cryoturbation ; fentes en coin ; rides nivéo-éoliennes correspondant à des dunes de granulométrie homogène très fine (où le sable est particulièrement enrichi en micas) ; concentrations ferromanganiques en écharpes, nids, lisérés ou microfailles minéralisées.

Consolidés en pergélisol, les dépôts fluvio-glaciaires ont pu supporter de nouvelles avancées du glacier sans être détruits. De telles avancées se traduisent par des *figures glacio-tectoniques* en compression, qui affectent une partie des formations sableuses : rebroussement de couches, cisaillements, chevauchements, écailles et plis couchés d'ordre métrique, accompagnés par un réseau de failles et de fractures. Le phénomène de récurrence peut être confirmé par la présence de blocs erratiques en position sommitale, ou par un niveau de moraine de fond disposé en couverture (Les Levades). Enfin, on peut aussi observer des systèmes de failles, microfailles et flexures de tassement, réalisés en extension. Certaines sont liées à la fusion de lentilles de glace morte piégées dans les sédiments et ayant donné naissance à des kettles.

La répartition spatiale des dépôts fluvio-glaciaires a été gérée par la dissociation sur place d'une calotte glaciaire initialement continue, ménageant localement aux eaux de fonte de larges chenaux, dont la disposition ne reflète pas nécessairement celle du réseau hydrographique actuel (ainsi l'axe N-S de Brameloup à Rieutortet). Dans la vallée du Bès entre Grandvals et La Roche-Canilhac, ils occupent le fond d'un fossé tectonique traversé en diagonale par la rivière, et où une langue glaciaire a pu subsister plus longtemps qu'ailleurs (ainsi qu'en atteste la présence d'un arc morainique — *vallum* — à hauteur de Longevialle). Mais la même vallée, de Marchastel à Grandvals, se caractérise surtout par la présence de longs replats correspondant à des accumulations juxta-glaciaires (*terrasses de kame* ; Veyret, 1978) : la plus belle de ces terrasses de kame, à l'aval de Costeraste, frange la rive droite, qu'elle domine de 10 à 15 m, sur 2 km de longueur pour 50 à 250 m de largeur. Localement, le même matériau sableux peut s'épaissir en un bourrelet transverse à la vallée, de morphologie comparable à un arc morainique (*kame-ridge* : Grandvals, moulin de Sarrals).

Inégalement répartis sur l'ensemble du territoire englacé, les dépôts fluvio-glaciaires comblent fréquemment (*kames d'alvéoles*) des dépressions actuellement mal drainées, préalablement affouillées par la glace nettoyant les altérites, et cernées de cloisons granitiques plus ou moins empâtées de matériel morainique. Enfin, une mention spéciale doit être faite de petites collines sableuses de forme ramassée, circulaires ou elliptiques (*kames*), résultant du comblement par les

eaux de fusion de cavités glacio-karstiques. Parfois associées aux dépôts précédents, le plus souvent dispersées au sein de la nappe morainique (ex. : Magazonne, ou versant droit du ruisseau de la Peyrade), les kames se distinguent dans le paysage des accumulations morainiques ou des reliefs granitiques résiduels, par l'abondance des déblais de terriers animaux facilités par les possibilités d'affouillement d'un matériau uniformément sableux.

**LGy. Würm. Dépôts limno-glaciaires.** Cette mention n'a été portée que sur critère morphologique, pour désigner *a priori* le comblement supposé : dans quelques cas, d'ombilics sur le cours des vallées aubraciennes (Ruols, Selves, Vayssaire) ; le plus souvent, de dépressions fermées ou mal drainées qui ne diffèrent pas fondamentalement des « kames d'alvéoles » ci-dessus signalées. Aucune coupe n'a été observée dans ces produits supputés glacio-lacustres. Leur distinction chronologique des dépôts lacustres plus récents (Lz) est probablement arbitraire, la plupart de ces dépressions ayant pu connaître un comblement assez rapide lors de la fusion de la calotte glaciaire, mais ne le parachever qu'ultérieurement.

**Fy. Alluvions fluviales : basse terrasse.** Nous avons supposé contemporaines de la glaciation wurmienne les alluvions constituant quelques lambeaux de terrasses perchés 5 à 10 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle, le long du cours de la Crueize et de la Rimeize, à l'Est du territoire englacé.

**GP. Épandages périglaciaires.** Nous avons regroupé sous cette notation une gamme variée de formations blocailleuses, dont le déplacement sur des pentes modérées à faibles a nécessairement impliqué la neige ou la glace interstitielle : éboulis flués, tabliers et coulées de blocs, dallages niveaux, rivières de pierres, etc. Bien que des actions cryo-nivales actuelles, modestes, soient encore perceptibles sur les hauteurs déboisées de l'Aubrac, il semble que l'essentiel des épandages périglaciaires soit hérité de la période tardi-wurmienne, antérieurement à l'installation d'une couverture végétale continue. La dynamique de ces dépôts est bien connue sur l'ensemble du Massif central, tant granitique que volcanique (Valadas, 1984), mais n'a pas donné lieu à des études spécifiques sur l'Aubrac basaltique.

Ces formations peuvent se présenter en « *open work* » en surface, mais une matrice fine est toujours présente au moins en semelle. Autour des reliefs les mieux dessinés, elles peuvent relayer vers le bas ou latéralement des éboulis gravitaires ou assistés. Leur structure interne et leur aspect extérieur varient beaucoup selon que le débit de la lave s'effectue préférentiellement en blocs polyédriques ou en dalles. Dans ce dernier cas, la plupart de ces dalles sont disposées à plat les unes sur les autres (tête du ruisseau de Grezettes) ; en raison de leur richesse en feldspath qui détermine une texture fluidale, ce débit caractérise principalement les laves les plus évoluées (hawaiïtes, mugéarites, téphrites, trachybasaltes). Ces épandages ne constituent le

plus souvent qu'un revêtement localisé ; toutefois, certaines têtes de vallées en sont intégralement garnies sur les deux versants (ainsi PArgence, le Lacassou, le ruisseau de Grezettes), et le cours d'eau peut recouper l'accumulation sur 3 à 4 m de hauteur sans en atteindre le fond.

Les *convois limoneux géliflués à blocs* constituent les formations de pente les plus diffuses dans l'espace, et les moins faciles à caractériser : ce sont des revêtements peu épais, de quelques décimètres en haut de versant à quelques mètres au pied, formés d'un matériel en vrac mêlant des fines et des blocs de toute taille, dont l'origine se situe sur le versant lui-même (sauf lorsqu'il s'agit de produits morainiques remaniés) ; leur distinction avec les moraines de fond est souvent délicate.

Ces formations n'ont fait l'objet d'un inventaire cartographique que sur l'Aubrac basaltique. Mais, contrairement à ce que pourrait laisser supposer la lecture de la carte, des dépôts analogues sont présents sur la majeure partie de la Margeride granitique, à l'extérieur de l'aire englacée où les conditions périglaciaires se sont perpétuées durant une période beaucoup plus longue. Il convient notamment de souligner qu'un étalement généralisé de blocaille anguleuse constitue, autour des reliefs leucogranitiques, un manteau mince mais très continu, qui aboutit à une exagération cartographique de l'extension de ces masses intrusives.

#### **GPQ. Épandages périglaciaires de blocs et cailloutis quartzeux.**

Dans le coin sud-est de la feuille, en bordure de l'aire englacée au Sud de Masseloup, entre 1 135 et 1 195 m d'altitude (et 1 230 m plus au Sud sur la feuille Saint-Geniez), la surface granitique disparaît sous un manteau continu de débris de quartz filonien dispersés sur une superficie de 1 km<sup>2</sup>. Manifesté en surface par un épandage de gros blocs de quelques décimètres cubes, ce recouvrement est constitué d'un cailloutis quartzeux anguleux emballé dans une matrice argilo-sableuse de teinte jaunâtre. Son épaisseur varie de 1 à plus de 3 m. Il est alimenté pour partie par un gros filon bien apparent plus au Sud sur la ligne de faîte, mais traduit aussi 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 nombreux ensembles quartzeux hydrothermaux de la Margeride (feuilles Saugues, Saint-Chély, Saint-Geniez, Chaudes-Aigues), une telle formation doit représenter pour l'essentiel un héritage de la dernière période froide, dont la nivation actuelle perpétue tout au plus la lente reptation vers les fonds colluviaux.

**E. Éboulis et formations ébouleuses** (essentiellement basaltiques). Nous avons regroupé sans distinction toutes les formations blocailleuses, classées ou non, souvent épaisses, qui encombrant les versants en forte pente. Principalement développées 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 cryo-nivales (« éboulis assistés », voir GP) ou par des coulées de solifluxion. Les granites constituent rarement des reliefs assez accusés pour donner naissance à d'authentiques talus d'éboulis. Les hautes croupes leucogranitiques du Nord de la feuille n'en sont toutefois pas exemptes.

Ce sont les basaltes qui fournissent l'essentiel des dépôts notés E. 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 laves 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 se produit principalement au pied des coulées présentant un entablement de faux prismes, comme l'exemple le plus spectaculaire peut s'en observer au versant droit de l'Hère en face de Saint-Urcize (où il permet de comprendre l'essaimage d'énormes blocs erratiques basaltiques dispersés vers l'aval sur la nappe morainique).

Les éboulements actifs semblent exceptionnels. Les éboulis sont en grande majorité stabilisés, et diversement colonisés par la végétation. Liés à la gélifraction (alternances gel-dégel), ils pourraient représenter pour l'essentiel la signature des actions climatiques tardiglaciaires. Dans la région de Nasbinals et Montgros, nombre de reliefs basaltiques résiduels se comportent comme dissociés sur place, et s'envoient jusqu'au sommet dans un puissant manteau ébouleux non surmonté par une falaise ou une corniche ; ce manteau a pu être exploité en carrière.

**Fz. Alluvions fluviales récentes et actuelles.** Cette notation a été affectée à tous les remblaiements à toit plan occupant le fond des vallées ou vallons drainés par des cours d'eau permanents. Leurs composition, structure, granulométrie et répartition varient beaucoup d'un point à l'autre de la feuille. Dans les vallées aubraciennes occidentales, de caractère torrentiel, elles ne constituent que d'étroits rubans discontinus, alors qu'elles sont plus largement développées sur la façade est (le Rioumau et l'Hère). Très discrètes dans le cours inférieur du Bès en raison de son profond encaissement à l'aval de La Chaldette, elles revêtent dans son cours moyen un plus large développement, principalement entre le pont de Gournier et Grandvals où leur caractère très grossier contraste fortement avec la dominante sableuse des terrasses fluvio-glaciaires. Ce caractère grossier se retrouve à l'Est de la feuille, le long du cours moyen de la Rimeize et de la Crueize, et au Nord le long de la Bédaule. Au contraire, sur une partie du plateau granitique (vallée du Lebot) et du territoire englacé (cours supérieur du Bès et de la Rimeize) où, sur des superficies beaucoup plus vastes toutes les transitions existent avec les formations

colluviales ou glacio-lacustres, la matrice sablo-limoneuse peut devenir prédominante. Il convient toutefois de remarquer que les alluvions postglaciaires restent toujours moins classées et beaucoup moins évoluées que leurs prédécesseurs alimentés par la fusion de la calotte glaciaire (d'où il résulte que sur la feuille Nasbinals aucune sablière ou gravière n'est ouverte dans les alluvions actuelles).

CFz. La mention CFz (**dépôts mixtes** et de transition) a été adoptée, sans contours ni teinte spécifique, dans quelques cas où, en l'absence de coupe ou de cours d'eau permanent, une morphologie suffisamment indéfinie ne permet pas d'estimer quelle part majoritaire revient aux apports transversaux (colluvions) et longitudinaux (alluvions).

Fy-z. Cette notation mixte (**alluvions syn- et postglaciaires**) n'a été utilisée que pour désigner le comblement de la vallée du Tailladès à hauteur de Sanivalo, où le large fond alluvial, sur 2 km de longueur à l'aval de la nappe morainique, se présente logiquement comme un comblement fluvio-glaciaire, mais n'est pas du tout réentaillé par le cours d'eau actuel. En l'absence de coupe, il est impossible de connaître l'épaisseur et la constitution de ce remblaiement, qui ne diffère guère morphologiquement des comblements d'alvéoles observables en dehors du territoire englacé. En toute rigueur, la même notation mixte Fy-z aurait pu être adoptée aussi dans la vallée du Ruols sous Lacalm, où la disposition du fond alluvial aux marges de la moraine se pose en termes comparables.

Lz, FLz. **Dépôts lacustres et fluvio-lacustres récents.** Comme pour les dépôts limno-glaciaires (LGy), en l'absence de coupe, ce n'est que sur des critères morphologiques qu'a été supposé « lacustre » le remplissage de diverses dépressions plus ou moins fermées, toutes situées sur les territoires préalablement englacés. À l'exception possible du lac des Salhiens au Sud-Est de Nasbinals, seul susceptible de se situer sur une coulée basaltique, toutes ces aires déprimées sont aménagées sur un substrat granitique. Elles peuvent correspondre soit à des alvéoles nettoyées par la glace, sur des territoires mal drainés (Lz : Brameloup, Sogno-Verdo), soit à des zones surcreusées le long de cours d'eau constitués (FLz : ruisseaux de Nasbinals et de la Cabre, l'Hère à Saint-Urcize). « Le Lac » de Pratviala, au Nord de Prinsuéjols, en marge de la nappe morainique, a vraisemblablement été à l'origine un petit lac d'obturation latérale. Enfin, une mention spéciale doit être faite de la dépression circulaire de Brion, non sondée, creusée à faible distance mais à l'extérieur de la nappe morainique, et dont — en dépit de l'absence de pyroclastites — la morphologie suggère un cratère d'explosion de type « maar » de 700 m de diamètre.

La distinction chronologique LGy-Lz est probablement arbitraire dans la plupart des cas. Bien qu'aucun forage n'ait atteint le substratum, les recherches pollenanalytiques de J.L. de Beaulieu *et al.* (1985) permettent d'affirmer que l'Aubrac était totalement et définitivement déglacé au moins dès la fin du Pléniwürm (15 000 ans B.P.) (Etlicher

et Goèr, 1988) : la dissociation de la calotte a dû laisser place à un paysage abondamment pourvu de lacs peu profonds, dont le comblement a dû débiter rapidement dès la phase de fusion, pour se poursuivre dans les temps tardi- et postglaciaires. Dans les sondages les plus profonds (Les Salhiens, Brameloup, La Chaumette), il apparaît qu'à une sédimentation d'argiles inorganiques durant la fin du Pléniwûrm et le Dryas ancien (> 13 000 B.P.), succèdent à partir du Bølling (13000 B.P. env.) des vases riches en matière organique (*gyttja*) épaisses de 1,5 à 5 m, qui font place à des tourbes à partir du Préboréal (10 000 B.P.).

**T. Tourbe** (sur Fz, Lz, Cz, LGy). La présence de tourbe holocène est très générale sur la feuille Nasbinals, sur tous les types de substrat, aussi bien sur les versants humides que sur les bas-fonds marécageux. Mais il s'agit le plus souvent d'une formation superficielle pelliculaire (quelques décimètres), non cartographiable à l'échelle du 1/50000. Aussi ce matériau n'a-t-il été mentionné par une surcharge que sur les dépressions dont le drainage le fait apparaître sur une épaisseur supérieure à 1 m, et pouvant atteindre 7 m dans le forage de Brameloup. Les analyses polliniques (Beaulieu *et al.*, 1985) révèlent que l'accumulation tourbeuse peut débiter, selon les sites, dès le début du Préboréal (10 000 B.P. : La Chaumette, Brameloup) ou seulement au début de l'Atlantique (8 000 B.P. : Montgros). Une seule tourbière fait actuellement l'objet d'une exploitation : Sogno-Verdo, près de Marchastel.

**Jz. Cônes de déjection.** Des petits cônes torrentiels occupent fréquemment le débouché de petits affluents ou de vallons latéraux au fond des vallées principales, essentiellement en territoire granitique ; Tailladès, Hère, Gazelle, Cruize, et surtout Bès, le long duquel s'observent les plus volumineux. Ils peuvent indifféremment être recoupés par le remblai alluvial récent (Fz) ou le recouvrir. Le long de certains cours d'eau non régularisés du territoire englacé, présentant un profil longitudinal en escalier bien marqué (Rioumau, Hère, ruisseau de la Cabre), de tels cônes peuvent s'observer indépendamment de tout confluent à l'aval d'une gorge de raccordement entre deux paliers successifs. La plupart de ces cônes semblent stabilisés, et certains sont déjà profondément réentaillés. Mais il en existe d'actifs, tel celui qui interrompt transversalement la plaine alluviale du Bès au Sud de Granvals, au débouché du gradin de raccordement du Rioumau.

**Cz. Colluvions.** Sous cette appellation très générale sont englobés tous les dépôts qui garnissent et colmatent les dépressions mal drainées, entonnoirs de sources, talwegs, bas de versants etc., ainsi que ceux qui comblent le cours amont des ruisseaux où les apports latéraux prédominent largement sur les apports longitudinaux (dans ce dernier cas, la transition aux alluvions Fz est la plupart du temps très progressive, et l'absence de coupe rend fréquemment nécessaire le recours à la mention mixte CFz). L'épaisseur observée peut varier de 1 à 5 m.

Si les blocs n'en sont pas exclus (ni même les grosses boules en pays granitique), ces formations se caractérisent généralement par une prédominance de la matrice fine, terreuse, limono-argileuse en terrain basaltique et argilo-sableuse sur substrat granitique. Cette matrice retient l'humidité, en sorte que les colluvions se manifestent 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 (basaltes, granites) ou par la remobilisation sur un court trajet de dépôts antérieurs (moraines, alluvions fluvio-glaciaires), nous n'avons pas jugé utile de surcharger la carte en distinguant par des indications spécifiques les diverses natures de ces produits.

Notons que si le ruissellement est le moteur essentiel du colluvionnement, les actions cryo-nivales ont joué et jouent encore un rôle important dans le déplacement des matériaux sur les pentes (notamment sur l'Aubrac basaltique), en sorte qu'il existe toutes les transition entre les formations qualifiées de « colluviales » et de « périglaciaires ». En outre, du fait de leur hygromorphie, les colluvions sont — au même titre que les dépôts glaciaires, périglaciaires et fluvio-glaciaires — fréquemment affectés par des phénomènes de solifluxion : les basses pentes concernées se caractérisent par la multiplicité des irrégularités de détail, s'agençant de façon variable selon le contexte : superposition de bourrelets, « rideaux » et terrassettes, juxtaposition ou imbrication de loupes, petites coulées, « pieds de vaches », etc. Ces formes sont elles-mêmes fréquemment remodelées par les interventions anthropiques.

**X. Dépôts anthropiques.** En raison d'une population très faible et dispersée, et d'une activité humaine essentiellement agro-pastorale, les dépôts artificiels ne représentent sur la feuille Nasbinals que des volumes très restreints, dont il n'a pas été effectué d'inventaire systématique. Seules ont été représentées les décharges de Lacalm, de Nasbinals et de la station de ski de Laguiole, ainsi que le remblai d'exploitation de la tourbière de Sogno-Verdo.

## ***CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES***

### ***ORIGINE ET MISE EN PLACE DU PLUTON MARGERIDIEN***

Le granite de la Margeride est intrusif dans les schistes cristallins de la série du Lot, au Sud (feuille Saint-Geniez-d'Olt), et de la série de la Truyère, qui apparaît sur la bordure nord-ouest de la carte. La limite nord du granite est parallèle à la foliation des gneiss, qui plongent faiblement vers le Nord-Ouest (feuille Chaudes-Aigues). Dans le détail, la découpe dentelée du contact par la tectonique cassante indique que le granite s'enfonce en concordance avec la schistosité sous son toit gneissique (fig. 6).

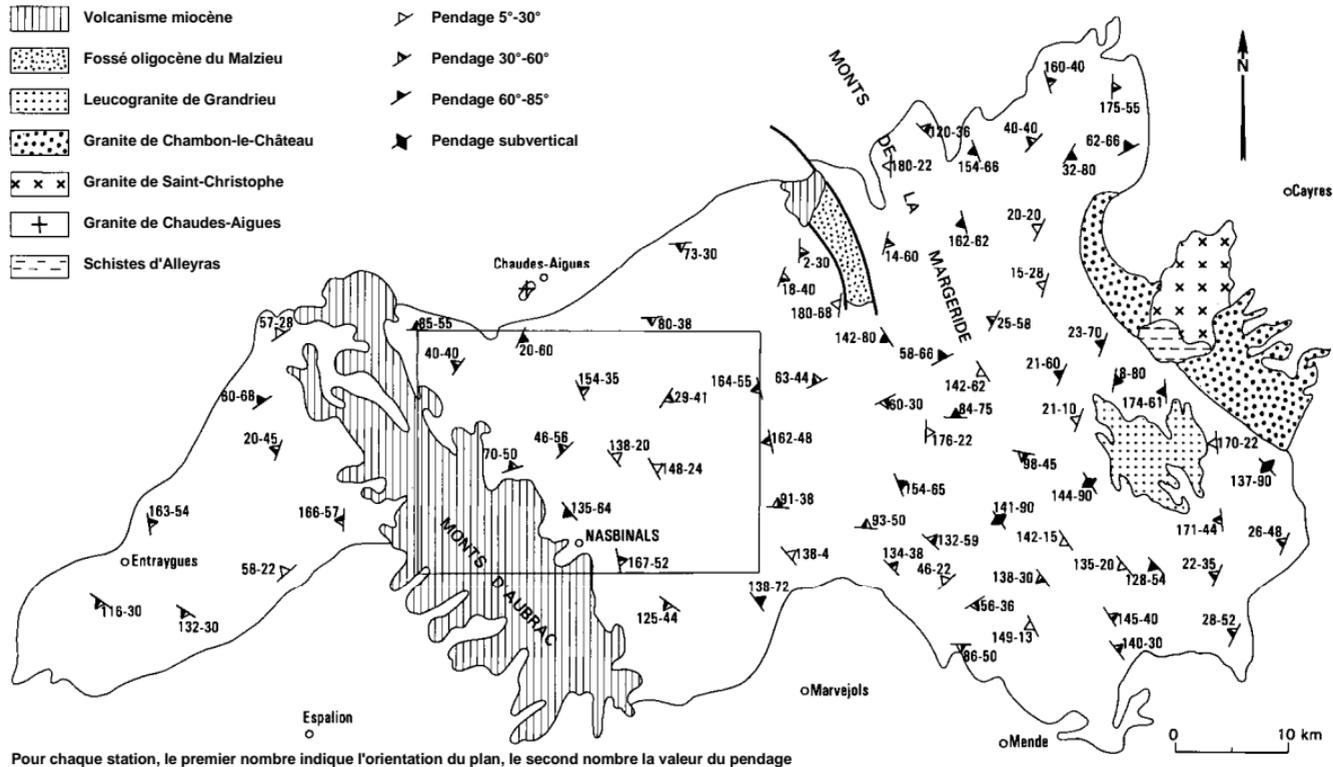


Fig. 6 - Fabrication du granite de la Margeride : report des plans de fluidité magmatique déduite de l'orientation statistique des mégacristaux d'orthose (d'après Laboue, 1982)

Le granite, d'âge carbonifère moyen, est de type alumino-potassique, ce qui se traduit minéralogiquement par l'existence de cordiérite dans les faciès moyen et clair, et par l'abondance de l'orthose qui se développe en cristaux de taille spectaculaire. La distribution typologique des populations de zircons (Barbarin, *in* Laboue, 1982), très homogène pour l'ensemble des faciès, place le granite de la Margeride sur la « lignée 3 » définie par J.P. Pupin (1980), qui correspond aux roches alumineuses intrusives d'origine essentiellement crustale.

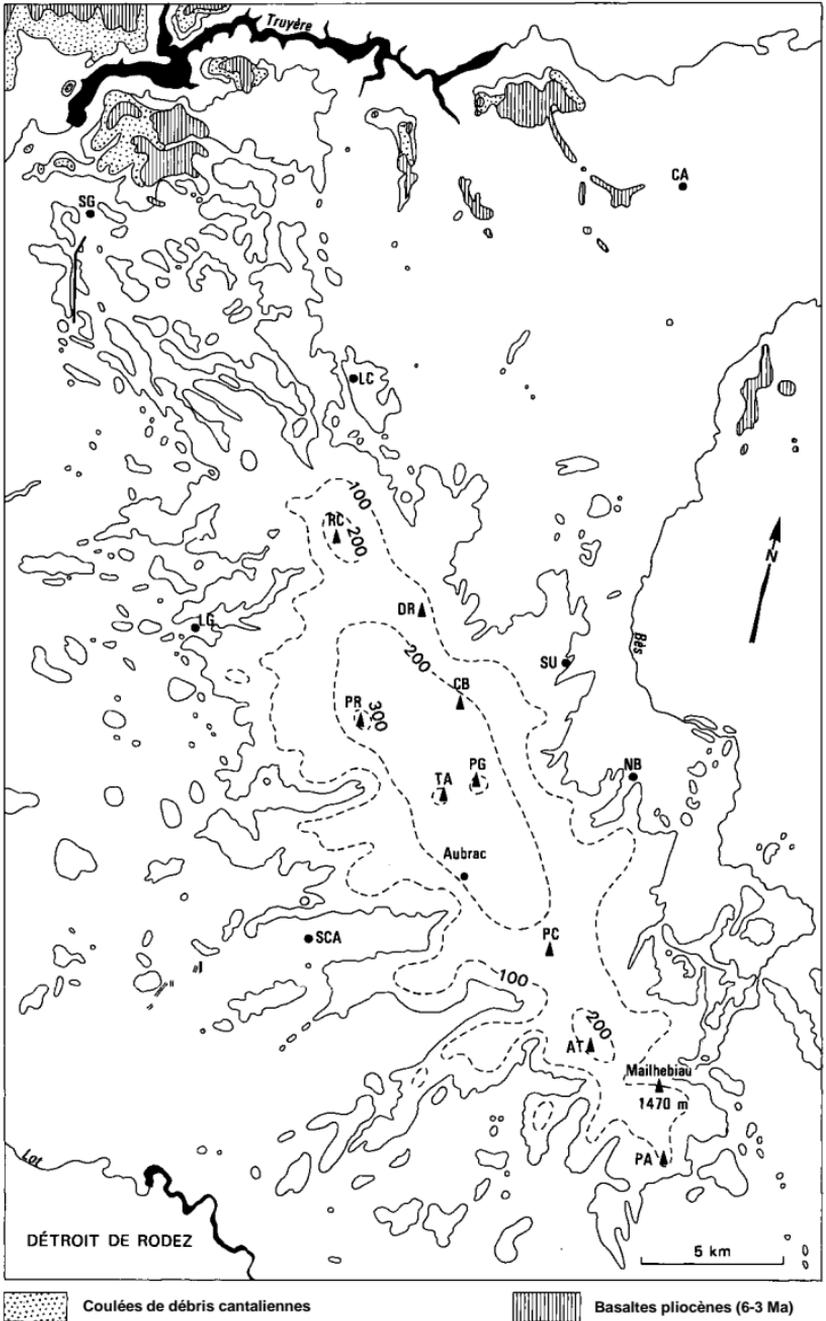
Le pluton, post- ou tardi-tectonique, s'est mis en place sous forme d'un laccolite subhorizontal de 4 à 8 km d'épaisseur (Bayer *et al*, 1982), vers 320 Ma, à la fin d'une phase de collision. Celle-ci s'est traduite par un métamorphisme barrowien, et par le charriage profond de deux unités métamorphiques superposées : groupe leptyno-amphibolique, et paragneiss à biotite et sillimanite. Cet épaissement crustal a entraîné avec un certain retard (20 Ma), dû au rééquilibrage thermique de l'ensemble, une fusion de la partie inférieure de la croûte avec formation d'un liquide granitique ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,714$ ). La faible participation d'un magma d'origine mantellique est attestée par la présence de roches basiques associées : enclaves microgrenues et, dans la région ouest du massif, vaugnérites et rares filons lamprophyriques.

Mis à part quelques filons aplitiques liés à des jus résiduels du magma granitique de la Margeride, la grande majorité des leucogranites correspond à une autre génération, datée à 300 Ma et donc postérieure de 20 Ma à la première. Ces leucogranites sont contemporains du granite de Velay, qui résulte de la fusion d'un niveau de la croûte plus élevé que celui où avait pris naissance le magma du granite porphyroïde. Les leucogranites se sont installés préférentiellement dans le granite de la Margeride, probablement en raison de son aptitude à la fracturation plus grande que celle des terrains métamorphiques environnants. Ils apparaissent sous forme de filons sub-verticaux et de vastes plateaux, à contours irréguliers, correspondant à la subsidence de grands panneaux d'encaissant découpés « en boîte de sucre » (*cf.* fig. 2-II).

À la fin du Carbonifère, l'ensemble granitique est recoupé par des filons de microgranite et de « porphyrite », probablement contemporains du volcanisme potassique, acide et basique, connu dans certains bassins houillers du Massif central, et en relation avec les événements tectoniques transtensionnels qui leur ont donné naissance.

### ÉDIFICATION DU PLATEAU BASALTIQUE AUBRACIEN

L'Aubrac volcanique dessine approximativement une ellipse de 45 x 15 km (fig. 7) allongée selon un axe N140°. Son altitude moyenne croît régulièrement du Nord-Ouest — où elle s'abaisse autour de 800 m aux abords de la Truyère — vers le Sud-Est — où elle culmine à 1 470 m au Signal de Mailhebiau. Une dissymétrie structurale ap-



Localités : CA : Chaudes-Aigues ; LC : Lacalm ; LG : Laguiole ; NB : Nasbinals ; SCA : St-Chély-d'Aubrac ; SG : Ste-Geneviève ; SU : St-Urcize. Sommets : AT : Alte-Teste (1450 m) ; CB : Roc de Carbonaldo (1360 m) ; DR : Drelier (1340 m) ; PA : Puech des Agudes (1340 m) ; PC : Puech Cremat (1375 m) ; PG : Puy de la Gudette (1420 m) ; PR : Puech du Roussillon (1404 m) ; RC : Roc de Cayla (1300 m) ; TA : Truc d'Aubrac (1440 m)

**Fig. 7 - Carte isopaque de l'Aubrac basaltique** (d'après Goër *et al.*, 1991, modifié) épaisseur en mètres

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

### **Forme de substrat**

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

### **Estimation du volume**

Une telle reconstitution de la topographie sous-aubracienne permet une évaluation volumique des produits volcaniques. En ne prenant en compte que ce que l'érosion a laissé subsister, les laves de l'Aubrac couvrent aujourd'hui 450 km<sup>2</sup>. Dans les régions externes (notamment au Nord-Ouest et au Sud-Est), la couverture basaltique est discontinue et pelliculaire. On peut estimer à 250 km<sup>2</sup> l'assiette interne où l'épaisseur atteint 100 m (fig. 7). Elle n'excède 200 m que selon une étroite bande axiale s'étendant du Roc de Cayla au puech d'Alte-Teste, pour avoisiner 300 m sous le puech de Roussillon, le Truc d'Aubrac et le puy de la Gudette, c'est-à-dire seulement dans la région centrale (le point culminant — Signal de Mailhebiau, 1 470 m — est situé tout à fait au Sud, mais le socle granitique atteint dans ce secteur 1 400 m). Le volume calculé n'excède pas 35 à 40 km<sup>3</sup>, valeur précédemment

avancée par R. Brousse (1971). En admettant que l'érosion en ait enlevé un tiers (maximum peu probable), le volume initial aurait pu atteindre  $60 \text{ km}^3$ , ce qui reste très faible en regard de la superficie couverte.

### **Dynamismes éruptifs**

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

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

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

Compte tenu des analogies dynamiques et structurales, on est en droit de supposer que la morphologie initiale de l'Aubrac n'a guère dû différer de celle du Devès (Boivin, 1982), contrairement à ce qui a précédemment été proposé par certains auteurs (Goër et Mergoil, 1971 ; Brousse, 1971). Et ceci bien que la série magmatique soit plus différenciée que celle du Devès ; en effet, toutes les laves ont dû être émises à des températures comparables (de l'ordre de 1 100 à 1 200°C), et l'on ne constate aucune variation sensible de comportement dynamique entre les laves les plus basiques et les plus évoluées, de type mugéarite (de la même façon que cela se produit dans la chaîne des

Puys ou le Velay oriental, où seuls les termes nettement plus différenciés s'expriment de façon totalement différente).

### **Remplissages cratériques**

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

### **Champs filoniens**

Dans la région centrale, et principalement autour du Truc d'Aubrac (col de la Croix-des-Trois-Évêques et ruisseau de Ménepeyre), les ravins et vallons se révèlent riches en dykes et filons rectilignes subverticaux, de largeur métrique et de 50 à 300 m de longueur. Leur disposition n'est jamais du type (concentrique + radiaire) caractéristique des injections dans les superstructures d'édifices centrés. Leurs orientations se regroupent principalement autour de trois directions : subméridienne, N30-45, et N130-150, cette dernière nettement prédominante. Pétrographiquement variés, ils sont en majorité constitués par des laves aphyriques relativement différenciées (hawaïites et téphrites évoluées, mugéarites). Les mesures K-Ar révèlent des âges ne différant en rien de celui des coulées de même composition. Il n'existe donc pas d'épisode filonien particulier. Leur signification structurale n'est autre que celle de l'allongement général de l'Aubrac et des divers alignements manifestés par la répartition des événements éruptifs ponctuels. Les trois directions observées sont celles qui prédominent

déjà parmi les faisceaux filoniens associés au granite de la Margeride (filons hypovolcaniques tardi-hercyniens : microgranites et « porphyrites », et filons de quartz hydrothermal). Les laves ont donc emprunté les lignes de faiblesse héritées des périodes antérieures, et ceci indépendamment de l'état de contrainte régionale au Miocène supérieur.

On notera par ailleurs qu'aucun accident cassant affectant l'ensemble lavique n'a pu être observé ou déduit sur la feuille Nasbinals.

### Caractères magmatiques

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

Le diagramme T.A.S. (*cf.* fig. 4) laisse entrevoir trois tendances générales :

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

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

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

Les termes les plus différenciés (téphrites et hawaïites aphyriques, mugéarites) se répartissent spatialement sur l'ensemble de l'aire volcanisée, à l'exception des marges les plus externes, et ne semblent guère proportionnellement occuper un volume relatif plus important dans la région axiale. Par ailleurs, ainsi que l'avait déjà fait remarquer F. Colin (1966), on peut les trouver à n'importe quel niveau des superpositions observables sur le terrain, le degré de différenciation

des laves semblant indépendant de la succession chronologique. Il en est de même des termes les plus cumulatifs, dont l'apparition terminale sur de nombreux appareils ne représente nullement une situation exclusive.

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

## Chronologie

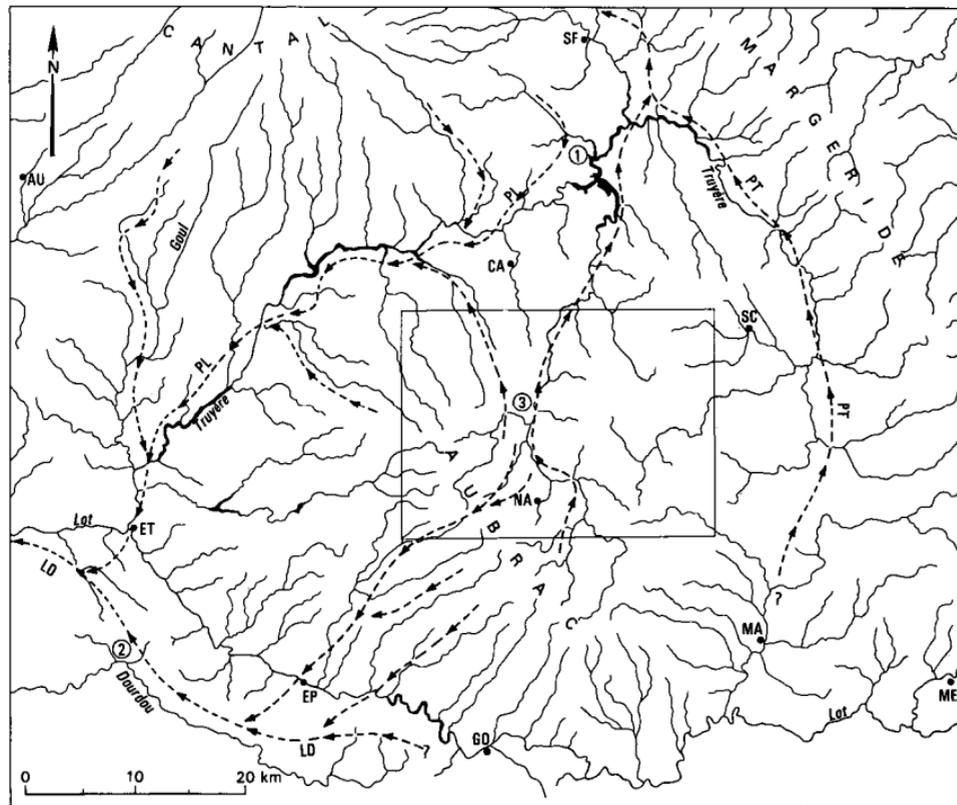
Une synthèse géochronométrique basée sur 80 mesures K-Ar (Goèr *et al.*, 1991a) a conduit à placer la totalité de l'Aubrac dans le Miocène supérieur :

- un volcanisme précurseur s'est manifesté autour de 8,7 Ma ;
- quelques éruptions tardives dispersées semblent s'être poursuivies jusque vers 6,5 à 6 Ma, principalement aux abords de la vallée du Bès ;
- mais l'essentiel de l'Aubrac (90 % du volume total) se serait édifié en un temps très court, de l'ordre de 250000 ans, autour de  $7,5 \pm 0,13$  Ma.

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

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

**Fig. 8**  
**La feuille Nasbinals**  
**dans le réseau hydrographique régional ;**  
**ébauche de reconstitution**  
**du réseau au Miocène supérieur**



Localités : AU : Aurillac ; CA : Chaudes-Aigues ; EP : Espalion ; ET : Entraygues-sur-Truyère ; GO : St-Geniez-d'Olt ; MA : Marvejols ; ME : Mende ; NA : Nasbinals ; SC : St-Chély-d'Apcher ; SF : St-Flour. Axes hydrographiques miocènes : LD : Paléo-Lot (Dourdou) ; PL : Paléo-Truyère ; PT : Proto-Truyère.

1 : capture de la Truyère (entre 4,5 et 3 Ma) ; 2 : capture du Dourdou (Simon, 1989) ; 3 : capture du Rioumau

## GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

### ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE CÉNOZOÏQUE

La feuille Nasbinals se situe au cœur du Massif central, au Nord du « golfe des Causses ». Notre connaissance de la région est marquée par une lacune totale de documents concernant la période s'étendant de l'orogénèse hercynienne à la réactivation paléogène. Les sédiments permo-triasiques résultant du démantèlement de la chaîne hercynienne sont inconnus au Nord du « détroit de Rodez » (feuille Espalion). Selon les conclusions du Groupe français d'étude du Jurassique (1980), 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, dont les dépôts ne sont conservés que plus au Sud (feuilles Espalion, Saint-Geniez et Mende). L'exondation définitive s'étant produite au Kimméridgien inférieur, il est vraisemblable que l'essentiel de cette couverture sédimentaire peu épaisse avait déjà disparu à la fin du Crétacé.

Il est toutefois 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 post-hercynien. Le socle granito-gneissique devait disparaître assez uniformément sous un manteau d'altérites à caractère subtropical. À partir de l'Éocène supérieur et 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 intra-continental rhodano-rhénan*), engendrant l'affaissement subsident des fossés du système des Limagnes. Comme dans les Limagnes méridionales (« sidérolitique » du Brivadois et du Lembron), c'est le déblaie-ment de ces altérites qui est enregistré dans le comblement des modestes grabens qui s'ébauchent de part et d'autre du territoire aubraco-margeridien : à l'Ouest le fossé de Graissac—Sarrans (feuilles Entraygues et Vic-sur-Cère), à l'Est le fossé de Saint-Alban—Le Malzieu (feuilles Saint-Chély et Saugues).

L'époque miocène, à compter d'un temps mal cerné, faute de marqueurs, entre le Burdigalien et le Tortonien, voit la *première surélévation* généralisée et le basculement d'ensemble du SSE vers le NNW du Massif central. Celui-ci est 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 centré sur la limagne d'Allier. Cette surélévation induit la *création d'un réseau hydrographique*, organisé au Miocène supérieur sur la région ici considérée autour de deux axes majeurs de drainage (fig. 8) : au Sud, le paléo-Lot, tributaire de la Garonne, calqué sur le « détroit de Rodez » ; et au Nord-Est, la proto-Truyère, tributaire de l'Allier et

calquée sur le fossé de Margeride de Saint-Alban (Lozère) à Neussarques (Cantal). Au Nord-Ouest, une paléo-Truyère, affluent du Lot, s'installe dans un ensellement séparant les aires cantalienne et aubracienne en cours d'individualisation (Goër *et al.*, 1991b). Principal drain de la feuille Nasbinals, le Bès est déjà dessiné selon un tracé peu différent de l'actuel lors de l'épanchement des laves de l'Aubrac.

Le *volcanisme* de la région est annoncé par quelques pointements basaltiques précurseurs connus plus au Sud dès le Paléocène (57 Ma aux Tassières, feuille Séverac), voire le Crétacé terminal (67 Ma à Nestèbe, feuille Espalion). Mais il ne prendra réellement corps qu'à partir du Tortonien, autour de 9 Ma. A cette époque commence à se construire au Nord le puissant strato-volcan cantalien, dont le fonctionnement en tant qu'édifice centré différencié s'étend jusqu'à 6,5 Ma, et sera suivi par une activité basaltique régionale entre 6 et 4 Ma. L'Aubrac, après une phase préliminaire vers 8,7 Ma, s'édifie pour l'essentiel autour de 7,5 Ma. Une activité basaltique très locale se manifeste encore sur le Nord-Est de la feuille Nasbinals au Pliocène inférieur (4 Ma). En dépit du volume des laves émises et de la superficie couverte (800 km<sup>3</sup> pour 2 700 km<sup>2</sup> dans le cas du Cantal, moins de 60 km<sup>3</sup> pour 450 km<sup>2</sup> sur l'Aubrac), l'édification de ces deux ensembles ne produira que des modifications de détail dans le réseau hydrographique, sans le bouleverser fondamentalement.

Si l'on en juge par la modicité des incisions constatées entre les événements éruptifs, il apparaît que la région demeure relativement stable au cours du Miocène supérieur—Pliocène inférieur. Les aires basses drainées par le paléo-Lot et la paléo-Truyère manifestent une tendance générale au comblement. Le fossé margeridien drainé par la proto-Truyère est même franchement subsident : dépôts sédimentaires détritiques et formations volcaniques s'y accumulent sur une épaisseur de 160 à 250 m. Cette accumulation ne prend fin qu'avec la *capture de la proto-Truyère par la paléo-Truyère* (feuille Chaudes-Aigues) entre 4,5 et 3 Ma. Sur la feuille Nasbinals, le Rioumau, initialement tributaire de la paléo-Truyère selon l'actuel cours du Tailladés, sera capturé par le Bès à l'amont de La Roche-Canilhac, à une époque — peut-être très récente — que nous ne sommes pas à même de préciser.

Le dernier événement important dans la morphogenèse locale — en dehors des glaciations pléistocènes — sera, à partir du Pliocène supérieur, une *seconde 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 par exemple. En raison du caractère asynchrone des mouvements verticaux différentiels, et en l'absence de marqueurs volcaniques postérieurs au Miocène sur la région ici concernée, nous ne disposons pas d'arguments permettant d'évaluer le début de cette incision, ni les étapes de son déroulement, en ce qui concerne les bassins-versants de la Truyère et du Lot. La feuille Nasbinals se situant au cœur de la région incluse entre ces deux organismes hydrographiques, l'érosion régressive ne s'y est encore fait sentir que de façon très modérée ;

d'où le caractère massif et peu différencié des paysages, et la conservation exceptionnelle des formations glaciaires sur tout le territoire.

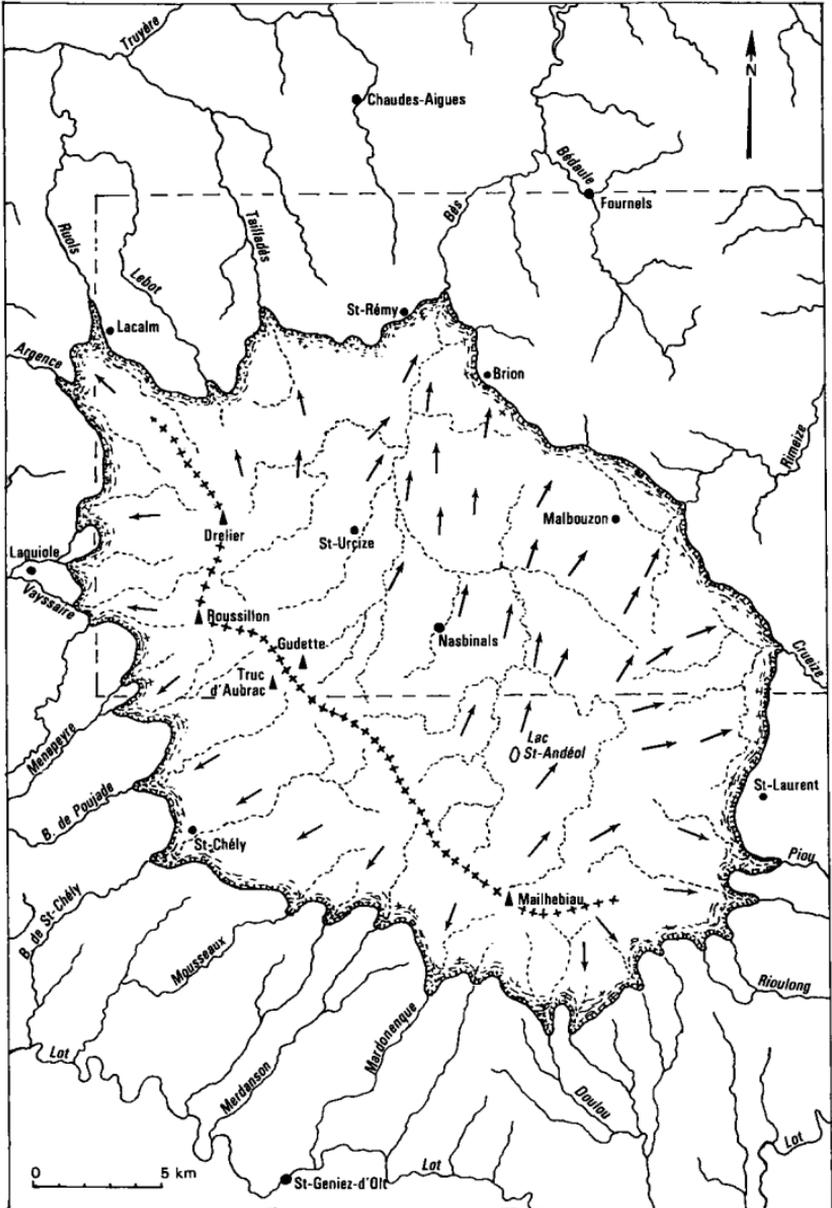
### **Implications morphologiques de l'âge de l'Aubrac**

Nombre d'auteurs ont constaté la morphologie très différente de deux plus vastes ensembles basaltiques français : Aubrac et Devès, par ailleurs très comparables sur les plans structural et magmatologique. Dès lors qu'un âge « villafranchien » analogue était retenu par F. Colin pour l'Aubrac, et depuis longtemps démontré pour le Devès, ce contraste était mis au compte, soit de facteurs internes liés à une évolution dynamique différente (répartition des fissures éruptives, explosivité croissante ou décroissante) ; soit de facteurs externes lié à leur situation géographique différente vis-à-vis des agents de l'érosion lors des périodes froides du Quaternaire. Or, l'explication volcanologique ne résiste pas à l'analyse, la morphologie initiale des deux ensembles ayant dû fort peu différer. Quant à l'explication climatique, l'Aubrac a certes connu un englacement important, tandis que le Devès (de même que le Coiron) ne connaissait que des actions périglaciaires. Mais une comparaison avec le Cézallier ou les « planèzes » cantaliennes, régions également très englacées, montre que ce n'est pas là que réside la différence essentielle. L'action érosive d'un ice-cap de plateau étant peu efficace, la glace peut au contraire y avoir joué plutôt un rôle protecteur en regard des agents périglaciaires.

L'âge moyen de l'Aubrac, de 6 Ma plus élevé que celui du Devès (qui comporte deux maxima d'activité vers 2 et 1 Ma), suffit à rendre compte de leur évolution morphologique différente. Le fait pour l'Aubrac (et il en est de même pour le Coiron) d'avoir subi durant 4 Ma un climat fersiallitisant, que le Devès n'a jamais connu, représente certainement un facteur beaucoup plus fondamental que leur réponse différente aux régimes froids ultérieurs. La puissance atteinte localement par les argiles rouges kaoliniques développées au détriment de certaines coulées (dévoilées sur 5 à 6 m d'épaisseur par les travaux d'aménagement du barrage d'Aubrac ; Arino, 1986) suffirait à elle seule à en témoigner.

### *EMPREINTE DES REFROIDISSEMENTS QUATERNAIRES*

Il n'est pas possible de déterminer à combien de reprises les refroidissements plio-pléistocènes se sont soldés par l'installation d'une *calotte glaciaire* sur la région aubrancienne. Il n'existe pas, au moins sur la feuille Nasbinals, de témoins résiduels attribuables à des phases anciennes, et tous les dépôts s'inscrivent dans le cadre de la seule dernière glaciation (voir « Description des terrains » : Gy et FGy). Les contours de cette calotte elliptique peuvent être tracés avec beaucoup de précision sur sa demi-circonférence nord-orientale (fig. 9). Par contre, l'extension de ses langues évacuatrices sur sa façade sud-ouest est plus difficile à délimiter en raison du déblaiement postglaciaire important dans les vallées des « boraldes ». Sa superficie était



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

**Fig. 9 - Esquisse de la calotte glaciaire wurmienne d'Aubrac**  
(pour partie inspiré de Poizat et Rousset, 1975)

de l'ordre de 520 km<sup>2</sup>, et son épaisseur minimale a été évaluée à 200 m (Rousset, 1970 ; Veyret, 1978).

Cet ice-cap passe pour avoir été relativement statique et peu actif. Pourtant, l'essaimage jusqu'à Malbouzon (feuille Nasbinals) de blocs de roches métamorphiques prélevés aux abords du lac de Saint-Andéol (feuille Saint-Geniez), implique un transport de matériaux par les glaces de fond sur une distance de 10 km, pour une dénivellation n'excédant pas une vingtaine de mètres, avec franchissement de quatre contrepentes successives. La dispersion de mégablocs basaltiques empruntés aux environs de Nasbinals, et portés sur le granite jusqu'à 1200 m d'altitude dans la région de Brion, parle dans le même sens. Il en va de même, au Sud de La Trinitat, de mégablocs granitiques remontés à contrepente d'une cinquantaine de mètres sur le plateau basaltique. Il n'est donc pas étonnant que les reliefs granitiques de la région de Marchastel, et surtout de Recoules-d'Aubrac, aient été totalement décapés, polis et cannelés, offrant un paysage de caractère Scandinave dont, seule dans le Massif central, l'Artense (piémont sud-ouest des monts Dore) présente un équivalent aussi spectaculaire.

Sous la couverture des matériaux transportés bloc à bloc, le substrat lui-même peut être localement impliqué dans des *phénomènes glacio-tectoniques* extensifs ou compressifs. Ainsi, sous Montgrousset, au Nord du lac des Salhiens, c'est un vaste panneau de la coulée basaltique du replat du Déroc qui a été détaché, déplacé et disloqué avec la semelle sédimentaire (ms) sous-jacente (*moraine de poussée*). En contrebas de Saint-Urcize, dans le virage de la route de Nasbinals (D 112), les formations volcano-sédimentaires sous-basaltiques (vs), écrasées par la poussée de la glace contre le môle basaltique (demi-verrou) qui porte le village, dessinent une série de plis déversés et écaillés d'amplitude décamétrique.

Sur le piémont granitique, la récession de cette calotte a débuté par sa *dissociation sur place*, engendrant l'élaboration d'un système complexe de kames, kames d'alvéoles et terrasses de kame (voir FGy). Une récurrence succède à cette déglaciation partielle : une pellicule morainique recouvre en maints endroits les dépôts fluvio-glaciaires et glacio-lacustres, par ailleurs affectés de déformations glacio-tectoniques compressives (Poizat et Rousset, 1975). Comme dans beaucoup de régions montagneuses françaises, l'âge exact de l'extension maximale des glaces wurmiennes, celui de la déglaciation, et ses modalités dans les régions les plus hautes, restent sujet à discussion (Etlicher et Goër, 1988). Le sondage pollenanalytique effectué par J.L. de Beaulieu *et al.* (1985) dans la tourbière des Moussous, au cœur de l'Aubrac basaltique (feuille Saint-Geniez), permet toutefois d'affirmer que celui-ci était totalement et définitivement déglacé au moins dès la fin du Pléniwurm (15 000 ans B.P.).

Bien que cette région connaisse actuellement un enneigement de plusieurs mois par an, il semble que l'essentiel des témoins périglaciaires soit un héritage des temps tardi-glaciaires, antérieurement à

l'installation d'une couverture végétale continue. Encore ces manifestations ont-elles été souvent surestimées. Elles consistent principalement : sur le « drift-sheet », à des phénomènes de cryoturbation et à des dunes nivéo-éoliennes (Poizat et Rousset, 1975) ; et dans les régions hautes, tant basaltiques que granitiques, au cortège classique des glaciers rocheux, tabliers de blocs, dallages nivaux, convois limoneux géliflués, etc. (voir GP). Par contre, on ne saurait tenir pour seulement « périglaciaires » nombre de microformes qui, en Aubrac comme sur les massifs volcaniques auvergnats (Cantal, Cézalier, monts Dore), sont strictement circonscrits dans le périmètre englacé, alors qu'ils sont absents des hauts plateaux basaltiques, comme le Devès, qui n'ont connu — et sur une bien plus longue durée — que des actions périglaciaires.

C'est notamment le cas des centaines de petites dépressions marécageuses, circulaires ou elliptiques, décamétriques à demi-hectométriques, connues sous le nom de « *laquets* », et interprétées par C. Rousset (1964) comme des cicatrices de pingos (= palses), et ce bien qu'elles n'en présentent pas les caractéristiques fondamentales (notamment elles sont rarement cernées d'un bourrelet périphérique). Les « laquets » inféodés à la nappe morainique (par exemple ceux des Allatieux ou de Sogno-Cremado, au Nord de Malbouzon) peuvent être sans difficulté attribués à la fusion de culots de glace morte (*kettle-holes*) lors de la dissociation de la calotte glaciaire. Par contre, cette interprétation ne saurait être étendue à tous ceux, de loin les plus nombreux, qui affectent la surface de coulées basaltiques pratiquement dépourvues de couverture meuble, comme c'est le cas à Planau (Carbonaldo), à Ginestouse ou sur le Truc d'Aubrac. Dans ce cas, on ne voit d'autre explication que le nettoyage par la glace de poches de scories ou d'altérites.

Enfin, plus que les retouches cryo-nivales persistantes, c'est certainement l'occupation humaine à partir du Néolithique, et notamment la déforestation au cours du Subboréal (Beaulieu *et al.*, 1985), qui ont parachevé l'actuel modelé des paysages.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### OCCUPATION DU SOL

#### Sols, végétation et cultures

L'ensemble du territoire est situé dans l'étage montagnard, entre 800 et 1 400 m d'altitude. Les forêts de hêtre (*Fagus sylvatica*), de pin sylvestre (*Pinus sylvestris*), les landes à genêt à balai (*Cytisus scoparius*), à fausse bruyère (*Calluna vulgaris*), les pâturages à agrostis vulgaire et fétuque rouge (*Agrostis tenuis*, *Festuca rubra*) marquent de leur empreinte les paysages végétaux de ce milieu voué à l'élevage bovin. Les conditions lithologiques et édaphiques scindent ce secteur montagnard en deux séries de végétation (Dupias *et al.*, 1968). Chaque

série est définie par un ensemble de groupements végétaux conduisant, par évolution progressive, à un type floristique de forêt stable (climax) ou résultant de la dégradation de cet écosystème (Doche, 1986).

### Principales caractéristiques des deux séries de végétation

- **La série du hêtre sur terrain volcanique.** Elle couvre, au Sud-Ouest, environ le quart de la carte. Ses limites correspondent très exactement à celles de l'édifice basaltique et à quelques buttes volcaniques isolées. Par sa position occidentale, cette série reçoit les plus fortes précipitations annuelles (1 200 à 1 500 mm). Les sols bruns épais apparentés aux *andosols* ont de bonnes réserves hydriques. C'est un territoire écologiquement homogène, productif, dominé par des paysages végétaux uniformes, parfois monotones. Ce milieu est tout à fait représentatif de l'Aubrac volcanique qui se prolonge plus au Sud.

Les activités pastorales ont banalisé la composition floristique des herbages, domaine des grands pâturages d'estive anciennement exploités en système de traite (burons). Les stades de recolonisation sont rares, seulement représentés par quelques landes à genêt ou à callune stabilisées dans leur évolution. La dynamique des autres ligneux (arbustes et arbres) est inexistante. L'un des faits les plus marquants est l'absence du pin sylvestre : la limite d'aire du résineux s'arrête là où commence l'ensemble volcanique, ce que l'on peut constater en allant de Buffières à Lacalm (au Nord-Ouest de la feuille). Cette absence du pin est due à la conjonction de facteurs climatiques, lithologiques, édaphiques, et secondairement hypsométriques et anthropiques. Les sols sur basalte semblent accentuer l'effet défavorable déjà exercé par la tonalité atlantique sur l'implantation des résineux. De plus, une altitude légèrement supérieure par rapport à l'ensemble granitique, et une intense pression pastorale, contribuent à éliminer le pin.

- **La série du hêtre—pin sylvestre sur granite.** Les précipitations annuelles décroissent d'Ouest en Est de 1 200 à 800 mm. Les sols très filtrants sont de type *brun acide* à *ocre podzolique* ; les taux de saturation sont faibles, et les valeurs de pH sont inférieures à 5,5 dans l'horizon B. La fragilité de ce territoire vis-à-vis de l'érosion des sols et des années de sécheresse exceptionnelle est bien supérieure à celle de l'Aubrac volcanique. Une grande zone de dépôts glaciaires s'individualise par la présence de blocs erratiques parsemant les pelouses et les prés de fauche.

Cette série se caractérise aussi par un agencement des paysages végétaux se modifiant à l'échelle de la décennie, conséquence d'un exode rural déjà ancien. Tous les stades de la recolonisation sont présents, de la pelouse à la forêt proclimacique de hêtre, disposés en mosaïque ; il n'est d'ailleurs pas toujours facile de les situer précisément dans une séquence de végétation. Le pin sylvestre trouve ici un terrain de prédilection : il colonise toutes les parcelles sous-exploitées ou abandonnées. La compétition entre les peuplements de callune et de

résineux, l'impossibilité d'implantation directe du hêtre dans les landes à callune (phénomène d'allélopathie et de résistance mécanique), font la spécificité de cette série sur le plan dynamique. Toutes ces pinèdes sont toujours, dans le cadre d'une évolution à long terme et sans perturbations, des groupements transitoires. Dans la végétation potentielle, le résineux se réfugierait dans des milieux à hydromorphie temporaire ou permanente (Reille et Pons, 1982), et dans quelques stations chaudes et rocailleuses.

### Étude comparative des groupements végétaux des deux séries

• **Les forêts.** Les grandes hêtraies sur basalte (bois de Laguiole, forêt de la Roquette-Bonneval) sont floristiquement riches avec quelque cinquante espèces, si l'on excepte les végétaux inférieurs (champignons, lichens, bryophytes, ptéridophytes). Le recouvrement moyen de la strate herbacée est de 20 à 30 %. L'aspérule odorante (*Asperula odorata*), la parisette (*Paris quadrifolia*), le lamier jaune (*Lamium galieboldoloni*), le préanthe pourpre (*Prenanthes purpurea*), la calamenthe à grandes fleurs ou « thé d'Aubrac » (*Calamintha grandiflora*), et tout un cortège d'espèces mésophiles accompagnent l'euphorbe d'Irlande (*Euphorbia hibernica*), espèce indicatrice d'une tonalité atlantique. Au Nord de Lacalm, le sapin (*Abies alba*), présent dans les deux séries, est en limite méridionale pour le Massif central occidental.

Sur granite, les hêtraies morcelées, de superficie très restreinte, sont à l'état de relique. La présence constante de la canche flexueuse (*Deschampsia flexuosa*) et de la myrtille (*Vaccinium myrtillus*), accompagnées par un cortège irrégulier d'une quinzaine d'espèces, traduit l'acidité du profil pédologique. Le recouvrement moyen de la strate herbacée est de l'ordre de 5 %. Ces bois de hêtre sont environnés de pinèdes, dans lesquelles le feuillu trouve des conditions favorables pour germer et se développer.

La physionomie et la composition floristique des pinèdes évoluent avec le temps. Au stade gaulis, puis perchis, il est encore possible de trouver des plantes indiquant le type du groupement colonisé ou l'ancien mode d'exploitation. Ainsi la présence de la fougère-aigle (*Pteridium aquilinum*) correspond souvent à l'emplacement d'anciennes terres cultivées.

• **Les landes.** Sur basalte, les landes sont rares, dominées par le genêt à balai jusqu'à 1 200-1 300 m d'altitude. Plus haut, les conditions climatiques lui deviennent défavorables, et il est remplacé par le genêt purgatif (*Cytisus purgans*). Les callunaies sont très localisées, dans les clairières de hêtraies sous-pâturées.

Sur granite, les landes à éricacées se développent sur les pelouses maigres. Les plus anciennes landes résultent souvent de l'utilisation du feu comme pratique pastorale. Cette technique améliore de façon partielle et temporaire l'enherbement, tout en sélectionnant les espèces résistantes au feu.

Deux grands types de succession végétale s'organisent lorsque la parcelle est définitivement abandonnée. En présence de pin sylvestre

dans le proche environnement, le résineux s'implante rapidement dans la lande ouverte, et 30 ans plus tard une jeune pinède facilite sous son couvert l'installation du hêtre. En l'absence de pin, la callunaie se ferme en une dizaine d'années et devient de plus en plus résistante à la colonisation ; en vieillissant, la lande haute de 40 cm s'enrichit en genêt poilu (*Genista pilosa*) et en myrtille (*Vaccinium myrtillus*). Sur granite, le genêt à balai se confine aux colluvions de bas de pente et aux anciennes surfaces labourées.

• **Les pelouses et les complexes marécageux, tourbeux.** Les pelouses sur basalte ont de bonnes qualités fourragères. L'agrostis vulgaire, la fétuque rouge, le pâturin des prés (*Poa pratensis*), la flouve odorante (*Anthoxanthum odoratum*), le meum (*Meum athamanticum*), la brize (*Briza media*), la gentiane jaune (*Gentiana lutea*) sont régulièrement présentes.

Sur granite, ces plantes ont une fréquence moins élevée. Des espèces mésoxérophiles comme le serpolet (*Thymus serpyllum*), le genêt sagitté (*Chamaespartium sagittale*), la piloselle (*Hieracium pilosella*), la jasionne (*Jasione perennis*), l'armérie (*Armeria plantaginea*), le pied-de-chat (*Antennaria dioica*) soulignent le caractère filtrant des sols. Les pelouses maigres à nard (*Nardus stricta*), à danthonie (*Danthonia decumbens*) sont ponctuées de taches de callune et de brachypode penné (*Brachypodium pinnatum*).

Les zones humides pâturées, quelle que soit la roche-mère, se caractérisent par la renouée bistorte (*Polygonatum bistorta*), la cardamine des prés (*Cardamine pratensis*), la fleur de coucou (*Lychnis flos-cuculi*), le polypode des marais (*Caltha palustris*), divers carex et joncs. L'assainissement de ces milieux augmente la surface en herbe tout en faisant régresser les sources de parasitisme pour les bovins. Par contre, les tourbières acides à sphaignes, trèfle d'eau (*Menyanthes trifoliata*) et rossolis (*Drosera rotundifolia*) sont à protéger.

## Géographie humaine

La géographie humaine de la région de Nasbinals doit beaucoup à la rudesse des conditions naturelles. Presque tous les villages sont implantés entre 1 000 et 1 200 m, cette dernière altitude imposant une limite à l'habitat permanent à force de neiges et de gelées. Quelques quinze communes sont représentées sur la feuille, mais ne rassemblent au total que 3 500 personnes, soit 7 habitants au kilomètre carré. Aucune ville : Laguiole, à la marge occidentale de cette carte (feuille Entraygues), ne compte que 1 265 habitants au recensement de 1990. Aucune voie de communication importante (voie ferrée ou route nationale) ne traverse la feuille. Nous sommes dans une contrée de confins. Ici se rencontrent les hautes terres de l'Aveyron, du Cantal et de la Lozère (col de la Croix-des-Trois-Évêques, au Sud-Ouest de la feuille).

Un vif contraste sépare deux régions naturelles : l'Aubrac volcanique, plus montagnard et très dénudé, s'oppose à la Margeride du granite, un peu moins rude et largement boisée. Le paysage de cette Margeride — dite localement « pays de Peyre » — est le plus varié. Des bois de hêtres se signalent sur la carte par les toponymes caractéristiques de « Fau » ou « Fage ». Les pins sylvestres, en boqueteaux géométriques, ont souvent remplacé d'anciens champs de seigle. Les vieux moulins, autrefois nombreux, témoignent de la polyculture passée. Aujourd'hui la Margeride hésite entre deux élevages, bovins et ovins, et le reboisement pur et simple en résineux.

L'Aubrac, au centre et au Sud de la carte, ne connaît que de rares forêts : forêt du Prieur, bois de Laguiole, forêt domaniale de la Roquette-Bonneval, bois de Saint-Urcize. Ces forêts abbatiales, domaniales, ou communales, ont pu échapper par exception à l'intense dénudation provoquée par des usages pastoraux immémoriaux. La carte permet d'imaginer d'immenses étendues d'herbages se déroulant à perte de vue. Ce sont les « montagnes » ou « estives », utilisées de la fin mai à la mi-octobre, séculairement. Des murs de pierre sèche ourlent des grands pâturages de 50 ha et plus, et les chemins de bétail (« drailles ») qui en permettent l'accès. Au milieu de chaque « montagne » se tient le buron, rustique maison de pierre et lieu de fabrication du fromage d'estive.

L'économie pastorale traditionnelle reposait sur l'exploitation de troupeaux de bovins de race locale (d'Aubrac), produisant à la fois le fromage du pays (le « Laguiole », très proche du Cantal), et des bœufs de travail réputés pour leur force. Toute cette économie est entrée en crise vers 1950-1960, à l'époque des tracteurs et des fromages industriels. La crise fut profonde : le fromage des burons exigeait trop de travail (trois hommes souvent), les marchands désertaient les foires de Laguiole ou de Nasbinals. On ne voyait guère d'autre solution que de poursuivre l'autre tradition : celle du départ des hommes vers Paris, ses cafés et ses restaurants.

Une reconversion s'est opérée depuis peu dans le système d'élevage et l'utilisation des « montagnes ». On élève désormais les bovins pour la viande : « broutards » à la descente de la première estive, « taurillons » après deux séjours en montagne. On ne traite plus. Le fil de fer barbelé a remplacé le berger, et le buron a fermé ses portes. Mais la race d'Aubrac, d'abord menacée par le croisement « industriel », est aujourd'hui protégée. La fabrication du fromage de Laguiole s'est repliée dans la coopérative de la « Jeune Montagne », au bourg, et conserve sa qualité. Non seulement les « montagnes » ne sont pas abandonnées, mais on se dispute aujourd'hui ces herbages quasiment « naturels », dont on redécouvre les vertus.

Corrélativement, le tourisme rural s'affirme. On observera sur la feuille les marques de petites stations de ski, à Laguiole (Le Bouyssou), à Saint-Urcize et à Nasbinals (Le Cabrier, Le Fer-à-Cheval). Le ski de fond à travers l'Aubrac et la Margeride connaît de plus en plus de

succès, ainsi que la randonnée équestre (Nasbinals). Si les « amicales de parisiens » restent actives, c'est pour prôner bien plus qu'auparavant un « retour au pays ». Les résidences secondaires jouent un rôle bénéfique en maintenant un patrimoine bâti.

Ce renouveau économique de l'Aubrac — beaucoup moins net en Margeride — n'empêche pas la dépopulation de continuer à s'exercer. Les deux cantons de Nasbinals et de Fournels ont encore perdu beaucoup d'habitants depuis quinze ans :

	1975	1990
canton de Nasbinals	1679 hab.	1311 hab.
canton de Fournels	1588 hab.	1413 hab.

Les conséquences de cette dépopulation, sur l'avenir des écoles et des commerces, sur les nouvelles orientations de l'élevage et du tourisme, etc., constituent un grave sujet d'inquiétude et peuvent remettre en question la volonté locale de développement.

## *RESSOURCES EN EAU*

### **Hydrogéologie**

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

La pluviométrie moyenne annuelle, pour la période 1961-1990, calculée à partir des moyennes établies par la station pluviométrique de Deux-Verges, au Nord de la feuille, par Météo-France (centre départemental d'Aurillac), est de 1 004 mm. La température moyenne annuelle varie entre 2,1°C pour les minima et 11,6°C pour les maxima, avec une moyenne de 6,9°C à 1120 m d'altitude.

À Nasbinals-bourg, à 1 180 m d'altitude, la pluviométrie moyenne annuelle est de 1 321 mm. À Nasbinals-Ginestouse, à 1 300 m d'altitude, elle est de 1 568 mm (période 1961-1990), et la température moyenne annuelle de 5,4°C.

La pluviométrie efficace moyenne, calculée suivant la méthode de Turc (estimation de l'évapotranspiration potentielle), et qui indique le potentiel d'écoulement total (somme du ruissellement et de l'infiltration), est comprise, sur la période 1946-1976 (Louvrier et Margat, 1983) entre 250 et 750 mm. Les hautes valeurs se trouvent sur les reliefs.

#### **Hydrographie**

Le réseau hydrographique est largement dépendant de la nature géologique des terrains. Au Nord et à l'Est, en terrain granitique, de nombreuses zones marécageuses donnent naissance à un chevelu hydrographique diffus. L'Aubrac volcanique est lui aussi riche en sources,

qui alimentent des ruisseaux d'emblée mieux dessinés et plus encaissés. Le collecteur principal de la feuille est le Bès, qui la draine du Sud au Nord dans sa région axiale. Sur le pourtour de la feuille, les cours d'eau sont tributaires soit de la Truyère (confins orientaux de la feuille : Cruzeize et Rimeize, et retombée septentrionale de l'Aubrac : Tailladès, Lebot, Ruols, Argence), soit du Lot (versant occidental de l'Aubrac : les « boraldes », au cours très torrentiel en raison d'une dénivellation importante).

## Ressources en eau souterraine

Les ressources en eau souterraine sont issues des formations granitiques ou des formations volcaniques. Les zones alluvionnaires ne sont pas exploitées.

Les **formations granitiques**, qui occupent le Nord et l'Est de la feuille, sont recouvertes d'une frange d'altération superficielle. C'est une couche d'arène plus ou moins argileuse, dont l'épaisseur dépasse rarement quelques mètres, qui joue le rôle de réservoir. Ces aquifères sont peu étendus, morcelés par le réseau hydrographique. Le débit des sources est de l'ordre de quelques litres par minute et soumis à de sévères étiages. La ressource en eau plus profonde des granites, de type milieu fissuré, identifiable par forage, n'est pas encore prospectée dans cette région.

Dans toute la région centrale de la feuille, la *nappe morainique* qui couvre la « cuvette du Bès » joue un rôle hydrogéologique tout à fait comparable au manteau arénacé présent sur les territoires granitiques non englacés.

Les **formations volcaniques** de l'Aubrac fournissent des aquifères largement exploités. En effet, les sources « sous-basaltiques » ont des débits généralement plus importants et plus réguliers que les sources situées dans le socle, en raison à la fois d'une pluviosité plus importante et surtout d'une plus grande profondeur des nappes, qui peuvent constituer des « multicouches » d'assez grande extension. L'eau circule dans les multiples fissures des coulées basaltiques, très inégalement colmatées par l'altération. Les niveaux d'arrêt sont constitués par des tufs et horizons rouges inter-coulées, préférentiellement affectés par l'argilisation. Il s'ensuit que ces horizons sont fréquemment jalonnés par une série de petites sources plus ou moins régulièrement alignées, qui constituent l'un des marqueurs cartographiques les plus précieux du contour ou de la superposition des coulées. Ce phénomène est particulièrement bien illustré dans l'empilement des coulées de Ginestouse, pétrographiquement homogènes, à l'Est du puy de la Gudette.

Les eaux sont en général peu minéralisées (50 à 150 microsiemens) et de pH acide, surtout en territoire granitique. Elles sont de bonne qualité bactériologique, et presque toujours distribuées au public sans traitement. Elles sont cependant très vulnérables à la pollution acci-

dentelle ; cette vulnérabilité est beaucoup plus grande pour les sources de moraines ou d'arènes granitiques, très superficielles, que pour les sources de l'Aubrac basaltique, où les aquifères sont plus profonds et mieux protégés.

### **Eaux minérales et thermales**

La feuille Nasbinals comporte trois émergences thermo-minérales : La Chalnette (captée), Brion-Vieux et Chauchailles (non captées), toutes trois associées au faisceau filonien microgranitique de Brion à Chaudes-Aigues.

La source de La Chalnette (commune de Brion) émerge du granite porphyroïde à la faveur d'un filon de microgranite non affleurant, en marge et à l'extrémité aval de la terrasse fluvio-glaciaire de rive droite du Bès. Elle est comparable, par son type d'émergence et sa minéralisation, aux sources de Chaudes-Aigues situées 9,5 km au Nord-Ouest. La source, captée sommairement par une galerie de 3 m de long, produit une eau chaude (32,5°C), de type bicarbonaté sodique, faiblement minéralisée (0,7 g/l) et de faible débit (30 l/min).

Utilisée pour alimenter un établissement thermal construit en 1833, la source possède un arrêté ministériel d'autorisation daté du 30 octobre 1936. Elle n'est plus exploitée actuellement, mais des travaux de rénovation sont en cours : ils consistent en un recaptage par forage profond, qui permettra de reprendre l'activité thermique sur le site de La Chalnette.

### *GÉOTHERMIE*

Dans le cadre du programme « Energeroc », le massif granitique de la Margeride avait été retenu comme un des sites préférentiels en vue d'implanter deux forages destinés à créer un échangeur thermique à grande profondeur. Pour préciser les caractéristiques géothermiques du massif, quatre forages d'environ 150 m ont été réalisés à Estables, Marchastel, Aumont et Huparlac (Bayer *et al.*, 1982). Celui de Marchastel est situé sur la feuille Nasbinals. Profond de 138 m, il a été réalisé sans carottage. L'examen des déblais de forage a montré qu'il avait traversé uniquement le granite porphyroïde. Après équilibrage, les mesures de température varient très régulièrement de 9 à 12°C entre 35 et 130 m, ce qui représente un gradient de 32°C/km.

### *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

Bon nombre des petites carrières inventoriées sur la feuille Nasbinals ne sont plus en exploitation, ou ne le sont qu'épisodiquement selon les besoins locaux. Les quelques carrières importantes sont celles de granulats, soit dans les sables et graviers fluvio-glaciaires, soit issus

de roches dures concassées (basalte). Les autres utilisations subsistent difficilement.

### **Sables et graviers**

Plusieurs carrières ont exploité ou exploitent activement les alluvions fluvio-glaciaires (FGy), principale ressource de la feuille Nasbinals. Les plus grandes jalonnent la vallée du Bès, soit en aval de Recoules-d'Aubrac, soit en amont dans le secteur situé entre Marchastel et Rieutortet. D'autres ont été ouvertes sur la marge glaciaire, aux Allatieux, à Magazonne, Les Levades, et une autre plus récemment au puech de la Font.

Les dépôts morainiques, très hétérométriques et généralement de faible épaisseur, n'ont donné lieu qu'à de petites exploitations, toutes épisodiques ou abandonnées, pour des besoins momentanés et locaux (souvent individuels) : il en est ainsi au Sud-Ouest de Nasbinals, au Nord de Recoules-d'Aubrac (Repon) et sur la commune de Saint-Urcize (Ville-Vieille).

### **Basaltes**

Ils sont exploités exclusivement pour des granulats concassés, en particulier pour la viabilité. Nombreuses petites carrières épisodiques ou abandonnées. Quelques carrières plus importantes sont actuellement en exploitation, en particulier :

- les carrières Languedoc-Granulats et Delmas, aux Chirouzes, commune de Fau-de-Peyre ;
- la carrière communale du puech de la Rode, commune de Curières ;
- la carrière du Cher, commune de Nasbinals.

On trouve également quelques grattages dans les scories basaltiques au Sud de la feuille (Michelou).

### **Granite**

Il ne subsiste qu'une seule carrière de pierre de taille dans le granite, avec une activité périodique : celle de Bouquincan, commune de Marchastel. Il y avait autrefois de nombreuses petites exploitations de ce type, pour la pierre de construction et les piquets de clôture.

Les altérites et arènes granitiques sont également employées comme granulats de façon épisodique et ponctuelle dans le Nord et l'Est de la feuille, notamment à Gramont (commune de Recoules-d'Aubrac).

### **Feldspath**

Les feldspaths potassiques des pegmatites ont été exploités jusque dans les années 1980 pour la céramique. Sans être aussi nombreuses que sur la feuille de Saint-Chély-d'Apcher (où plus de 35 carrières ont été dénombrées), les zones à orthose, de type pegmatitique pour

la plupart, sont bien représentées dans le Nord de la feuille Nasbinals (région de Fournels et de La Fage-Saint-Julien, et commune d'Anterrieux). Une liste de 19 indices et gisements nous a été communiquée par la Société Denain-Anzin-Minéraux avant la cessation de son activité régionale en 1983 :

- Chantejals-Malige. Excavation de 25 m de diamètre et de profondeur équivalente, ayant produit une orthose de très belle qualité ;
- La Fagette-Poulalion. Indice en bordure de route ;
- Alozier-Buffière. 270 tonnes extraites depuis 1972 ;
- La Fouillarde-Barres. 90 tonnes ;
- Auburges-Farges. Poche d'orthose dans le granité rose décomposé, 120 tonnes ;
- Le Puech-del-Mont. 3 ou 4 poches d'orthose, environ 700 tonnes ;
- Charmais. Gisement de 2000 m<sup>2</sup>, profond de 1 à 10 m, plus de 5 000 tonnes extraites ;
- Beaugard-Gras. Incomplètement exploité ;
- La Croze-Boissonnade. 300 tonnes exploitées avant 1940 ;
- Le Mazet-Vidal-Baffie. Surface 250 m<sup>2</sup>, épaisseur moyenne 1,5 m, tonnage extrait 420 t ;
- Noalhac-Teissedre. Le plus beau gisement d'orthose de la région, a fourni plus de 10000 tonnes, profondeur 25 m, diamètre 60 m ;
- Noalhac-Bedos. Surface 2000 m<sup>2</sup>, profondeur 12 m, tonnage extrait : 5 000 t ;
- Genestuejols-Bedos. A fourni 400 tonnes ;
- Gaurgoussanges-Seguy. A fourni 1 000 tonnes d'orthose avant 1935 ;
- Chardayre-Bouvals. 150 tonnes ;
- Salcrus-Odoul. Exploité avant 1940 ;
- Oyex-Cordesse. Deux petites poches d'orthose, 80 tonnes extraites ;
- Les Angles-Chalvet. Surface 800 m<sup>2</sup>, plus de 1 000 tonnes extraites ;
- Buffière-Roland. 150 tonnes en couche de très faible épaisseur.

## **Tourbe**

Une tourbière est exploitée pour les besoins de l'horticulture : Sogno-Verdo, sur la commune de Marchastel (superficie exploitée : 12 ha).

## *GITES ET INDICES MINÉRAUX*

Aucune minéralisation ne semble associée, ni aux filons de quartz hydrothermal, ni aux affleurements d'épisyénites, sur toute l'étendue de la feuille Nasbinals. Les pegmatites contiennent des minéraux variés, mais sans importance économique en dehors du feldspath. En ce qui concerne l'uranium, aucun indice n'a été signalé en dehors de quelques paillettes d'autunite rencontrées dans les fractures du granité ou des pegmatites. Les rares indices sont recensés dans le tableau 9 (en annexe).

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### **PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE**

L'état de la documentation archéologique concernant la feuille Nasbinals se réduit à très peu de choses, tant du point de vue spatial que chronologique. Nous sommes ici en présence d'un « désert archéologique », tenant essentiellement au fait que ces régions situées aux confins du Cantal, de l'Aveyron et de la Lozère n'ont encore donné lieu à aucune prospection systématique.

Aucune trace du Paléolithique n'est signalée. Au pied de la falaise des Ourtals à Saint-Urcize, M. Sdei a recueilli en 1960 quelques silex qui pourraient être mésolithiques.

C'est tout ce qu'on connaît pour ces périodes. Comme à propos de la feuille Chaudes-Aigues, il s'agit d'un simple état de la recherche. Il est évident que l'Aubrac a été colonisé à partir de la fin du Paléolithique supérieur (Magdalénien), lorsque le réchauffement climatique du Bølling-Allerød « ouvre » la montagne auvergnate au peuplement humain. De la même façon, ces plateaux ont dû être parcourus régulièrement par les épipaléolithiques ou les mésolithiques. Les découvertes voisines de Raulhac et Mur-de-Barrez (feuille Vic-sur-Cère, fouilles de 1986-1989) le démontrent. Des indices existent également aux alentours, vers Espalion (feuille Espalion), Saint-Chély-d'Aubrac (feuille Saint-Geniez) ou Le Malzieu (feuille Saugues).

Pour le Néolithique les indices ne sont guère plus abondants : quelques haches polies et silex taillés sur le plateau de Malbouzon, et surtout un habitat de hauteur sur le Roc du Cheylaret, au-dessus de La Chalnette (commune de Chauchailles). Il est pourtant certain que l'occupation néolithique de l'Aubrac a été importante, mais elle reste à étudier. En effet, à partir du Néolithique, au moins dans sa phase finale (entre 4 500 et 3 900 B.P.), l'expansion des « pasteurs des plateaux » s'étend à l'ensemble de la haute Auvergne, et le pastoralisme itinérant se met en place.

Toutefois, dans les diagrammes polliniques de J.L. de Beaulieu *et al.* (1985), ce n'est que 1000 ans plus tard, au cours du Subboréal (entre 3500 et 3000 B.P.?), que se manifestent les premières interventions humaines sur la végétation, avec d'une part la dépression de fréquence du hêtre et l'abondance des poacées (incendies et pâturages), d'autre part l'apparition des premières céréales associées à une fréquence notable du plantain (cultures et friches).

Il semble logique d'admettre que les premières « drailles » (chemins de transhumance) d'Aubrac ont dû apparaître à ce moment. L'Aubrac devient alors une zone d'estive pour les troupeaux de moutons caussenards, ainsi qu'une voie de passage vers les monts du Cantal et de la Margeride. Place qu'il développera avec les âges des métaux.

*SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

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

— **Guide géologique régional : Causses, Cévennes, Aubrac**, 2<sup>e</sup> éd. (1980), par J. Rouire et C. Rousset, Paris : Masson édit. *Itinéraire 11* : la partie occidentale des monts d'Aubrac. *Itinéraire 12* : les monts d'Aubrac, de Saint-Geniez à Chaudes-Aigues par Aubrac. *Itinéraire 13* : la partie orientale des monts d'Aubrac ;

— **Guide géologique régional ; Le volcanisme en France** (1990), par R. Brousse et C. Lefèvre. Paris : Masson édit. *Itinéraire 10* : Aubrac.

— **26<sup>e</sup> Congrès géologique international**, Paris, 1980, G 18-1 : France. Introduction à la géologie du Massif central. Livret-guide excursion 010A : Évolution structurale, métamorphique et magmatique du socle anté-permien dans le Massif central (5<sup>e</sup> journée) : chevauchements crustaux de Marvejols et de la Truyère, granite de la Margeride. Publié dans *Rev. sciences nat. Auvergne*, vol. 45 (1979).

*BIBLIOGRAPHIE*

ARINO T. (1986) — Contribution à la volcanologie et à la pétrologie des basaltes de l'Aubrac (zone orientale d'Aubrac, Massif central français). D.E.A. Pétrologie, Clermont-Ferrand II, 92 p.

BAUBRON J.C., DEMANGE J. (1982) — First geochronological study of the volcanic plateau of Aubrac (French Massif Central). Tectonic and régional implications. *J. Volc. Geoth. Research*, n° 14, p. 67-75.

BAUDRY D., CAMUS G. (1972) — Les projections volcaniques de la chaîne des Puys et leurs utilisations. *Bull. BRGM*, sér. 2, sect. 2, n° 2, p. 1-53.

BAYER R., COUTURIÉ J.P., VASSEUR G. (1982) — Résultats géophysiques récents sur le granité de la Margeride. *Ann. géophys.*, t. 38, n° 3, p. 431-447.

BEAULIEU J.L. (de), PONS A., REILLE M. (1985) — Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des monts d'Aubrac (Massif central, France). *Rev. Paleobot. Palyn.*, Amsterdam, t. 44, p. 37-80.

BODINIER J.L., BURG J.P., LEYRELOUP A. (1988) — Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté puis obducté dans la région de Marvejols (Massif central). *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 21-33.

BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., FEYBESSE J.L., DELFOUR J., HOTTIN A.M., MURATET B., CHIODDI M. (1989a) — Carte géol. France (1/50000), feuille Maurs (835). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Bogdanoff, D. d'Arcy, J.L. Cirodde, M. Cohen, B. Muratet, A. Ploquin, J.M. Stussi, G. Vivier (1989), 91 p.

BOGDANOFF S., CIRODDE J.L., DONNOT M. (1989b) — The nappes of la Châtaigneraie, southwest Massif Central, France. *Tectonophysics*, n° 157, p. 69-79.

BOISSE de BLACK Y. (1936) — Le glacier de l'Aubrac. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, t. 8, p. 133-162.

BOIVIN P. (1982) — Interactions entre magmas basaltiques et manteau supérieur. Arguments apportés par les enclaves basiques des basaltes alcalins. Thèse État, Clermont-Ferrand II, 344 p.

BOULE M. (1904) — Feuille de Mende. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. 15, n° 98, p. 53-56.

BOULE M., FABRE G. (1906) — Carte géol. France à 1/80000, feuille Mende (196), 1<sup>re</sup> éd.

BRIAND B., GAY M. (1978) — La série inverse de Saint-Geniez-d'Olt : évolution métamorphique et structurale. *Bull. BRGM*, sér. 2, n° 3, p. 167-186.

BRIAND B., PIBOULE M. (1979) — Les métabasites de la série de Marvejols (Massif central) : témoins d'un magmatisme tholéiitique d'arrière-arc cambro-ordovicien? *Bull. BRGM*, sér. 2, n° 1, p. 131-171.

BRIAND B., PIBOULE M., BOUCHARDON J.L. (1988) — Diversité géochimique des métabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif central) : origine et implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 8, n° 4, p. 489-498.

BROUSSE R. (1971) — Magmatologie du volcanisme néogène et quaternaire du Massif central français. In : « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français » (symposium J. Jung). Clermont-Ferrand: Plein-Air Service édit., p. 377-478.

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

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-Aiguës (813). Orléans : BRGM.

Notice explicative par A. de Goër de Hervé, J.P. Burg et coll. (1991), 130 p.

BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE P. (1984) — Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan Belt : an example in the French Massif Central. *Geological Society*, Spécial publication, p. 47-61.

CANTAGREL J.M., BAUBRON J.C. (1983) — Chronologie K-Ar des éruptions dans le massif volcanique des monts Dore : implications volcanologiques. *Géologie de la France*, sér. 2, n° 1-2, p. 123-142.

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

COSTA S. (1989) — Âge radiométrique  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  du métamorphisme des séries du Lot et du charriage du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (Massif central français). *C.R.Acad. Sci.*, Paris, sér. 2, t. 309, p. 561-567.

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

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, sér. D, t. 291, p. 43-46.

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, sér. D, t. 289, p. 449-452.

DEMANGE M. (1975) — Zonation métasomatique autour des albites de la région de Saint-Chély-d'Apcher (Lozère). *Bull. Soc. fr. minéral, cristallogr.*, n° 98, p. 186-190.

DOCHE B. (1986) — Déterminisme et expression cartographique des successions végétales : exemple de l'Aubrac montagnard (Massif central français). Thèse État, Grenoble I, 252 p. + 3 cartes h.t.

DUPIAS G., LAVERGNE D. (1968) — Carte de la végétation de la France à 1/200 000, feuille Aurillac. Paris : CNRS.

DUTARTRE P. (1981) — Étude de la fracturation du granité de la Margeride (région de Saint-Alban, Lozère). Géométrie, cinématique, densité des fractures. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VII, 2 vol., 486 p.

ETLICHER B., GOËR de HERVE A. (de) (1988) — La déglaciation wurmienne dans le Massif central français : le point des travaux récents. *Bull. Assoc.fr. et. Quaternaire*, vol. 34-35, n° 2, p. 103-110.

FABRE G. (1896) — Les glaciers pliocènes de l'Aubrac. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 122, p. 95-97.

FÉRAUD G. (1981) — Datation des réseaux de dykes et de roches volcaniques sous-marines par les méthodes K-Ar et  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ . Utilisation des dykes comme marqueurs des paléocontraintes. Thèse État, Nice.

FONTAINE-VIVE M. (1981) — 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 anté-hercynien dans le bassin du Haut-Ailier (Massif central français). Thèse État, Clermont-Ferrand. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* (1964), t. 59, n° 271, 281 p. + carte h.t.

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

GOËR de HERVE A. (de) (1980) — L'Aubrac. *In* : « Géologie des pays européens : France, Belgique, Luxembourg ». Paris : Dunod édit., p. 86-87.

GOËR de HERVE A. (de), BAUBRON J.C., CANTAGREL J.M., MAKHOUL J. (1991a) — Le volcanisme de l'Aubrac (Massif central) : un bref épisode basaltique (250000 ans) au Miocène supérieur (7,5 Ma). *Géologie de la France*, n° 4, p. 3-14.

GOËR de HERVE A. (de), BURG J.P., avec la collab. de COUTURIÉ J.P., DELPUECH A., DUTHOU J.L., ETIENNE R., MERCIER-BATARD F., PÉRICHAUD J.J., PIN C, TORT M., TURLAND M. (1991b) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Chaudes-Aiguës (813). Orléans : BRGM, 130 p. Carte géologique par J.P. Burg, A. de Goër de Herve et coll. (1991).

GOËR de HERVE A. (de), MERGOIL J. (1971) — Structure et dynamique des édifices tertiaires et quaternaires. *In* : « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français » (symposium J.Jung). Clermont-Ferrand: Plein-Air Service édit., p. 345-376.

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.

LABOUE M. (1982) — Étude structurale du massif granitique de la Margeride. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Clermont-Ferrand II, 168 p.

LACROIX A. (1928) — Les pegmatitoïdes des roches volcaniques à faciès basaltique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 187, p. 321-326.

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.

LAMEYRE J. (1966) — Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. Thèse État, Clermont-Ferrand. Annales scient. univ. Clermont-Ferrand, n<sup>o</sup> 29, 263 p.

LAPADU-HARGUES P. (1947) — Les massifs de la Margeride et du Mont-Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 66, n<sup>o</sup> 222, 154 p. + 1 carte h.t.

LAPADU-H ARGUES P. (1949) — Carte géol. France à 1/80 000, feuille Mende (196), 2<sup>e</sup> éd.

LAUBY A. (1910) — Recherches paléophytologiques dans le Massif central. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 20, n<sup>o</sup> 125, 397 p.

LE BAS M., LE MAITRE R., STRECKEISEN A., ZANETTIN B. (1986) — A chemical classification of volcanic rocks based on the total alcali-silica diagram. *J. Petrol.*, t. 27, n<sup>o</sup> 3, p. 67-75.

LE BAS M. (1989) — Nephelinitic and basanitic rocks. *J. Petrol.*, t. 30, n<sup>o</sup> 5, p. 1299-1312.

LÉCUYER F. (1984) — Contribution à la volcanologie et à la pétrologie de l'Aubrac : secteur méridional de Saint-Urcize (Massif central français). D.E.A., Lille, 55 p.

LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOCH J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) — Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 8, t. 5, n<sup>o</sup> 3, p. 605-618.

MAKHOUL J. (1994) — Minéralogie, géochimie et magmatologie du volcanisme basaltique miocène de l'Aubrac (Massif central français). Thèse doctorat univ. Clermont-Ferrand II (à paraître).

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

PESME M.F. (1974) — Contribution à l'étude géologique du Cantal méridional et du nord de l'Aubrac. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris XI (Orsay), 180 p.

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

PIN C. (1980-1981) — Données microstructurales sur les terrains métamorphiques de la série du Lot. *Bull. BRGM*, sér. 2, n<sup>o</sup> 4, p. 293-313.

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*, n<sup>o</sup> 79, p. 1-12.

POIZAT M. (1973) — Sédimentation et phénomènes glaciaires et fluvio-glaciaires quaternaires en Aubrac (Aveyron, Cantal, Lozère). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Marseille, 102 p. + 1 carte h.t.

POIZAT M., ROUSSET C. (1975) — Les calottes de glace quaternaires des monts d'Aubrac (Massif central, France) : caractéristiques, contexte paléoclimatique. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, sér. 2, vol. 17, p. 171-190.

POULAIN D. (1972) — Les micaschistes des environs de Saint-Geniez-d'Olt (Aveyron). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 78 p.

PUPIN J.P. (1980) — Zircon and granite petrology. *Contrib. Miner. PetroL*, n<sup>o</sup> 73, p. 207-220.

REILLE M., PONS A. (1982) — L'histoire récente de *Pinus sylvestris* L. en Margeride (Massif central, France) et la signification de cette essence dans la végétation actuelle. *C.R.Acad. Sci.*, Paris, sér. 3, t. 294, p. 471-474.

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

ROQUES M. (1941) — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 527 p.

ROUIRE J., ROUSSET C. (1980) — Causses, Cévennes, Aubrac. Guides géologiques régionaux. Paris : Masson édit., 2<sup>e</sup> éd., 190 p.

ROUSSET C. (1964) — Sur l'origine périglaciaire des petits lacs du massif d'Aubrac. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, t. 6, p. 375-381.

ROUSSET C. (1969) — Le glaciaire de l'Aubrac. *Ann. géographie*, p. 292-310.

ROUSSET C. (1970) — Détermination géomorphologique et climatique de l'évolution des calottes glaciaires quaternaires dans les monts d'Aubrac (Massif central, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris sér. D, t. 270, p. 464-467.

ROUSSET C, ARLHAC P., BECQ-GIRAUDON J.F. (1989) — Carte géol. France (1/50000), feuille Espalion (860). Orléans : BRGM. Notice explicative par C. Rousset, J.F. Becq-Giraudon (1989), 27 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 II, 208 p.

SIMON-COINÇON R. (1989) — Le rôle des paléaltérations et des paléoformes dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central français). École des mines de Paris, Mémoires des sciences de la terre, n<sup>o</sup> 9, 290 p.

TEISSANDIER J.M. (1977) — Les pegmatites de la région de Saint-Chély-d'Apcher (Lozère), massif de la Margeride. Dipl. et. sup. pétrologie, Montpellier, 80 p.

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.

VEYRET Y. (1978) — Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Thèse État, Paris I. Presses univ. de Lille (1981), 2 vol., 783 p.

WRIGHT T.L., OKAMURA R.T. (1977) — Cooling and cristallisation of tholeiitic basalt, 1965 Makaopuhi lava lake, Hawaii. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 1004.

#### DOCUMENTS CONSULTABLES

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

— pour le département du Cantal, au service géologique régional Auvergne, 222-224 bv. Gustave-Flaubert, 63000 Clermont-Ferrand.

— pour le département de la Lozère, au service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier.

— pour le département de l'Aveyron, au service géologique régional Midi-Pyrénées, av. Pierre-Georges-Latécoère, 31400 Toulouse.

— 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 Biais-Pascal (Clermont-Ferrand II).

Formations cristallophylliennes : Bernard BRIAND, maître de conférences à l'université Claude-Bernard (Lyon I) (série du Lot), et A. de GOËR (série de la Truyère).

Formations plutoniques et filoniennes : Jean-Pierre COUTURIÉ, maître de conférences à l'université Biais-Pascal.

Formations volcaniques (et sédiments associés) : A. de GOËR, avec le concours de Joseph MAKHOUL, doctorant à l'université Biais-Pascal (chimie et minéralogie des laves).

Formations quaternaires et superficielles : A. de GOËR.

Origine et mise en place du pluton margeridien : J.P. COUTURIÉ.

Édification du plateau basaltique aubracien : A. de GOËR.

Géodynamique récente : A. de GOËR.

Sols, végétation et cultures : Bernard DOCHE, maître de conférences à l'université Joseph-Fourier (Grenoble I).

Géographie humaine : André FEL, professeur émérite à l'université Biais-Pascal.

Ressources en eau : Francine MERCIER-BATARD, ingénieur géologue au BRGM (Clermont-Ferrand).

Géothermie : J.P. COUTURIÉ.

Matériaux de carrière : Bernard MICHAËLY, ingénieur géologue au BRGM (Clermont-Ferrand) et J.P. COUTURIÉ (feldspath).

Gîtes et indices minéraux : J.P. COUTURIÉ.

Préhistoire et archéologie : André DELPUECH.

Documentation complémentaire : A. de GOËR.

Coordination : A. de GOËR.

ANNEXES

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Type de roche	$\rho\gamma^3$ (1)	$\rho\gamma^3$ (2)	$\rho\gamma^3$ (3)	$\rho\gamma^3$ (4)	$\rho\gamma^3$ (5)	$\eta^3$	$(\mu\eta^{2-3})$	$\gamma^1$ (JL)	$\gamma^1$ (JPC)	$\mu\gamma$ (I)	$\mu\gamma$ (II)	$\mu\gamma$ (III)	$\rho$ (IV)	$\Sigma^\alpha$ (I)	$\Sigma^\alpha$ (II)
Nombre d'analyses utilisées	22	32	37	22	20	1	17	16	4	2	5	7	4	8	4
SiO <sub>2</sub>	71,33	69,38	68,31	66,54	65,04	53,10	61,41	73,05	74,55	63,35	68,91	71,60	73,31	53,46	57,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,77	15,25	15,35	15,64	15,99	15,35	15,76	15,15	13,90	17,32	15,61	14,75	14,61	16,21	16,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	1,38	1,40	1,66	1,77	4,55	2,02	0,55	0,75	1,80	1,48	1,11	1,06	3,35	3,11
FeO	0,87	1,28	1,66	1,98	2,42	4,85	3,94	0,70	0,25	2,32	1,22	0,57	0,33	4,49	3,24
MgO	1,40	2,02	2,31	2,66	3,14	5,80	5,41	1,05	0,80	2,10	1,43	1,16	1,01	7,00	4,84
CaO	1,23	1,58	1,86	2,03	2,35	4,85	2,68	0,85	0,70	2,45	1,22	0,88	0,42	4,26	2,50
Na <sub>2</sub> O	3,06	2,92	2,89	2,87	2,84	2,95	2,08	3,35	3,10	3,62	3,01	3,08	3,07	2,72	2,04
K <sub>2</sub> O	4,41	4,47	4,44	4,60	4,54	2,35	3,77	4,30	4,50	4,55	4,36	4,64	4,70	2,72	3,95
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,49	0,55	0,65	0,65	1,65	0,81	0,10	0,15	0,52	0,46	0,27	0,13	1,04	0,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,19	0,20	0,21	0,25	0,80	0,54	0,25	0,20	0,17	0,19	0,33	0,10	0,39	0,26
MnO	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,15	0,10	tr	tr	0,07	0,03	0,04	0,04	0,12	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,93	0,94	0,89	1,04	0,89	2,85	0,12	0,65	0,60	1,45	1,49	1,24	1,31	4,03	3,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,17	0,13	0,15	0,12	0,13	0,25	0,25	0,10	0,45	0,27	0,38	0,24	0,27	0,40	1,02
Total	100,2	100,08	100,06	100,18	100,08	99,50	100,02	100,10	99,95	99,99	99,79	99,91	100,36	100,19	99,91

**Tableau 1 - Composition chimique moyenne des roches plutoniques et filoniennes (J.P. Couturié, 1977)**

1 à 5 - Granite monzonitique porphyroïde de la Margeride : moyennes de 133 analyses regroupées en 5 faciès principaux selon leur pourcentage pondéral en biotite; le groupe 5 (faciès sombre) n'est pas représenté sur la feuille Nasbinals.

6 - Diorite de Réquistat.

7 - Enclaves microgrenues sombres dans le granite porphyroïde.

8 et 9 - Leucogranites : moyennes selon J. Lameyre (1966) et selon J.P. Couturié (1977).

10 à 13 - Filons de microgranite (10-11-12) et rhyolite (13) : moyennes de 46 analyses réparties en 4 groupes selon leur teneur en silice.

14 et 15 - Filons de « porphyrite » : moyennes de 12 analyses réparties en deux groupes selon leur teneur en silice.

	1	2	3	4	5	6	7
<b>Réf. éch.</b>	<b>89F(B)</b>	<b>NB204</b>	<b>NB958</b>	<b>NB63</b>	<b>NB7</b>	<b>AU36</b>	<b>AU12</b>
SiO <sub>2</sub>	43,76	44,06	45,00	44,04	47,19	45,41	46,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,62	15,18	14,24	14,68	14,73	13,20	14,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,68	4,39	4,18	4,61	4,35	3,94	4,45
FeO	5,01	8,71	7,72	8,58	7,53	7,42	7,68
MgO	12,44	7,71	8,76	8,25	8,00	10,49	8,48
CaO	14,07	12,06	11,88	11,08	9,94	11,99	10,20
Na <sub>2</sub> O	2,14	3,29	3,17	2,93	3,42	2,89	3,28
K <sub>2</sub> O	0,50	0,51	1,30	1,59	1,25	1,24	1,39
TiO <sub>2</sub>	2,96	3,27	2,85	3,33	2,85	2,67	2,87
MnO	0,21	0,20	0,19	0,19	0,18	0,20	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,61	0,62	0,71	0,72	0,56	0,55	0,55
<b>Norme CIPW</b>							
<b>Correction Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> : Le Maitre, 1976, roches volcaniques</b>							
<b>Or</b>	2,95	3,01	7,68	9,40	7,39	7,33	8,21
<b>Ab</b>	6,44	15,23	11,99	11,45	23,56	11,11	20,07
<b>An</b>	20,63	25,15	20,79	22,21	21,15	19,38	20,19
<b>Ne</b>	6,32	6,83	8,04	7,23	2,91	7,23	4,16
<b>Di-Wo</b>	18,87	12,79	13,99	11,72	10,23	15,24	11,20
<b>Di-En</b>	13,50	7,98	9,24	7,46	6,67	10,55	7,34
<b>Di-Fs</b>	3,69	4,04	3,76	3,50	2,85	3,46	3,07
<b>En</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fs</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fo</b>	12,25	7,86	8,81	9,17	9,28	10,92	9,65
<b>Fa</b>	3,69	4,39	3,95	4,74	4,37	3,94	4,45
<b>Mt</b>	4,26	4,97	4,60	5,02	4,75	4,41	4,81
<b>Ilm</b>	5,62	6,21	5,41	6,32	5,41	5,07	5,45
<b>Ap</b>	1,44	1,47	1,68	1,71	1,33	1,30	1,30
<b>DI</b>	15,71	25,07	27,71	28,08	33,86	25,67	32,44

**Tableau 2 - Sélection d'analyses des laves de la feuille Nasbinals.** Analyses F. Cantagrel et S. Couturié, ICP Clermont-Ferrand, 1984 à 1990 - Total anhydre à 100.

- 1 - Ankaratrite (mélanéphéline). Lac de lave des sources de l'Hère, sous le Pas de Mathieu.
- 2 - Basanite porphyrique pauvre en K. Sommet p.c. 1342 du plateau des Salesses (bois de Laguiole).
- 3 - Basanite porphyroïde sodique. Talus D 15, parking du chalet de la Source.
- 4 - Basanite porphyrique potassique. Panouval-Bas, 1 km Sud-Ouest de Saint-Urcize.
- 5 - Basalte alcalin porphyrique. Cascade du Saut de Jujieu, à Saint-Urcize.
- 6 - Basalte alcalin porphyroïde. Sommet du puech de Roussillon.
- 7 - Basalte alcalin microlitique. Talus D 164, forêt de la Roquette-Bonneval.

	8	9	10	11	12	13	14
Réf. éch.	AU43	AU6	NB47	NB140	AU48	NB389	NB2595
SiO <sub>2</sub>	47,33	46,98	45,18	47,96	46,36	47,92	49,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,86	12,62	16,56	17,78	15,08	17,32	16,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	4,03	4,55	4,68	4,65	4,78	4,58
FeO	8,02	7,93	7,78	6,17	7,31	6,77	6,58
MgO	8,27	11,23	6,08	4,44	6,90	4,65	5,20
CaO	10,66	10,53	10,57	7,85	9,90	8,10	7,72
Na <sub>2</sub> O	2,80	2,15	3,15	5,10	4,05	4,43	4,22
K <sub>2</sub> O	1,03	1,15	2,07	2,21	1,66	2,01	1,89
TiO <sub>2</sub>	3,01	2,64	3,01	2,66	2,99	3,08	2,85
MnO	0,19	0,17	0,20	0,18	0,18	0,19	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54	0,57	0,85	0,97	0,92	0,75	0,80
<b>Norme CIPW</b>							
<b>Correction Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> : Le Maitre 1976, roches volcaniques</b>							
<b>Or</b>	6,09	6,80	12,23	13,06	9,81	11,88	11,17
<b>Ab</b>	23,69	18,19	14,59	26,17	20,05	27,73	33,48
<b>An</b>	22,21	21,39	24,93	19,10	18,07	21,44	21,05
<b>Ne</b>	0,00	0,00	6,54	9,20	7,71	5,28	1,21
<b>Di-Wo</b>	11,34	11,33	9,17	5,64	10,46	5,78	5,02
<b>Di-En</b>	7,39	7,85	5,46	3,23	6,59	3,34	3,04
<b>Di-Fs</b>	3,16	2,55	3,24	2,16	3,21	2,18	1,72
<b>En</b>	1,37	4,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fs</b>	0,59	1,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fo</b>	8,29	11,08	6,79	5,48	7,42	5,77	6,95
<b>Fa</b>	3,91	3,97	4,45	4,04	3,99	4,14	4,33
<b>Mt</b>	4,91	4,73	4,80	4,46	4,75	4,72	4,64
<b>Ilm</b>	5,72	5,01	5,72	5,05	5,68	5,85	5,41
<b>Ap</b>	1,28	1,35	2,01	2,30	2,18	1,78	1,89
<b>DI</b>	<b>29,78</b>	<b>24,99</b>	<b>33,36</b>	<b>48,43</b>	<b>37,57</b>	<b>44,89</b>	<b>45,86</b>

**Tableau 2 - Sélection d'analyses des laves de la feuille Nasbinals (suite).**

Analyses F. Cantagrel et S. Couturié, ICP Clermont-Ferrand, 1984 à 1990 - Total anhydre à 100.

8 - Basalte subalc. porphyroïde. Plateau de la Vaissière (p.c. 1196), 1,5 km Sud Saint-Urcize.

9 - Basaltes subalc. porphyrique. Talus D 987 Près « les Gourgues », 1,8 km SW Nasbinals.

10 - Téphrite microlitique-porph. Butte de Montfermier (p.c. 1145), 1,5 km Nord Saint-Urcize.

11 - Téphrite aphanitique leucocrate. Talus D 665 près Le Fau, 3 km Ouest Saint-Urcize.

12 - Hawaïite porphyroïde (à phénocristaux d'olivine seule). Plateau de Lacalm.

13 - Hawaïite microlitique. Cascade du Saut du Loup, vallée du Ruols, 2 km SW La Trinitat.

14 - Hawaïite microlitique-porph., trachydoléritique. Sommet du Capel de Fer (p.c. 1245).

	15	16	17	18	19	20	21
<b>Echt</b>	<b>NB345</b>	<b>NB877</b>	<b>AU49</b>	<b>NB185</b>	<b>89F(P)</b>	<b>NB2602</b>	<b>AU52</b>
SiO <sub>2</sub>	46,88	48,10	50,63	51,99	44,73	46,15	43,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,63	16,38	17,80	18,42	16,88	15,77	13,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,49	4,61	4,33	4,05	4,41	4,92	4,75
FeO	7,34	7,38	5,59	4,86	7,26	7,66	7,71
MgO	6,98	5,86	3,51	2,83	3,92	3,93	9,06
CaO	9,50	8,35	7,47	7,22	9,05	9,67	10,43
Na <sub>2</sub> O	3,57	3,59	4,73	5,06	5,83	4,29	3,95
K <sub>2</sub> O	1,75	1,80	2,35	2,52	3,22	2,72	1,97
TiO <sub>2</sub>	2,92	2,99	2,23	1,69	3,12	3,48	3,17
MnO	0,18	0,18	0,20	0,22	0,22	0,21	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,76	0,76	1,16	1,14	1,36	1,20	0,90
<b>Norme CIPW</b>							
<b>Correction Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> : Le Maitre 1976, roches volcaniques</b>							
<b>Or</b>	10,34	10,64	13,89	14,89	19,03	16,07	11,64
<b>Ab</b>	22,22	29,86	36,06	38,31	7,82	17,27	7,67
<b>An</b>	21,46	23,27	20,40	20,11	10,38	15,74	14,46
<b>Ne</b>	4,33	0,28	2,15	2,44	22,49	10,31	13,95
<b>Di-Wo</b>	8,65	5,51	3,80	3,45	10,71	10,19	13,11
<b>Di-En</b>	5,48	3,33	2,05	1,74	5,72	5,37	8,70
<b>Di-Fs</b>	2,62	1,88	1,62	1,63	4,64	4,52	3,46
<b>En</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fs</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>Fo</b>	8,34	7,89	4,69	3,72	2,83	3,10	9,71
<b>Fa</b>	4,40	4,90	4,07	3,84	2,53	2,87	4,26
<b>Mt</b>	4,73	4,88	4,23	3,88	4,65	5,03	4,78
<b>Ilm</b>	5,55	5,68	4,24	3,21	5,93	6,61	6,02
<b>Ap</b>	1,80	1,80	2,75	2,70	3,22	2,84	2,13
<b>DI</b>	<b>36,89</b>	<b>40,78</b>	<b>52,10</b>	<b>55,64</b>	<b>49,34</b>	<b>43,65</b>	<b>33,25</b>

**Tableau 2 - Sélection d'analyses des laves de la feuille Nasbinals (suite).**  
Analyses F. Cantagrel et S. Couturié, ICP Clermont-Ferrand, 1984 à 1990 - Total anhydre à 100.

15 - Trachybasalte microlitique. La Trinitat.

16 - Trachybasalte porphyroïde. Puech de Montgrousset, 2 km ESE Nasbinals.

17 - Mugéarite microlitique. Sommet du Drelier (p.c. 1342).

18 - Mugéarite microlitique. Confluent des ruisseaux du Lacassou et de Grezettes (p.c. 1219).

19 - Pegmatitoïde. Lac de lave des sources de l'Hère, sous le Pas de Mathieu.

20 - Pegmatitoïde. Le Suquet, alt. 1180 m, 500 m au Nord de la D 15.

21 - Volc. pliocène - Basanite microporphyrrique. Carrière des Chirouzes, près Rimeyzenc.

Ref.	Bn	Δ	Ol	Δ	Cpx	Δ	Pl	Δ	Mag	Δ	verre
SiO <sub>2</sub>	44,41	0,46	38,71	1,12	47,09	2,23	52,49	1,76	0,08	0,06	55,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,22	0,86	0,00	0,00	7,42	1,9	29,72	0,98	6,77	4,96	22,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,33	0,68	23,50	5,53	3,15	1,66	0,33	0,18	30,83	10,48	6,16
FeO					4,66	1,6			38,11	8,44	
MgO	9,22	1,22	37,09	4,61	12,38	2,09	0,00	0,00	5,02	2,5	1,27
CaO	11,45	0,68	0,40	0,09	21,91	1,02	12,33	1,43	0,09	0,07	1,67
Na <sub>2</sub> O	2,92	0,46	0,00	0,00	0,76	0,22	4,17	0,77	0,01	0,02	2,42
K <sub>2</sub> O	1,21	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,13	0,01	0,02	3,4
TiO <sub>2</sub>	3,04	0,21	0,05	0,04	2,28	1,13	0,12	0,06	15,33	7,32	1,66
MnO	0,20	0,01	0,52	0,16	0,18	0,18	0,02	0,03	0,56	0,11	0,25
Alc	4,13	0,85	Fo = 73 ± 7 Fa = 27 ± 7				Ab = 37 ± 6,66 Or = 2,33 ± 0,78 An = 60,6 ± 7,23				

**Tableau 3 - Composition chimique moyenne et écarts-types des basanites de l'Aubrac (Bn) et de leurs minéraux** (analyse microsonde CAMECA, Clermont-Ferrand)

Ref.	Ba	Δ	Ol	Δ	Cpx	Δ	Pl	Δ	Mag	Δ	Ilm
SiO <sub>2</sub>	47,04	1,24	39,23	1,25	48,87	1,67	53,22	2,66	0,14	0,22	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,41	0,87	0,04	0,05	5,66	1,84	28,93	1,78	2,10	0,64	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,02	0,75	20,52	5,78	2,37	1,16	0,65	0,2	19,00	4,18	2,26
FeO					5,24	1,29			49,71	3,04	41,66
MgO	8,58	1,26	40,43	4,92	13,42	1,20	0,00	0,00	2,54	1,03	2,82
CaO	10,46	0,92	0,31	0,1	21,58	0,79	11,76	2,08	0,21	0,16	0,00
Na <sub>2</sub> O	3,12	0,38	0,00	0,00	0,64	0,25	4,55	1,07	0,03	0,04	0,00
K <sub>2</sub> O	1,30	0,30	0,00	0,00	0,01	0,00	0,35	0,21	0,04	0,06	0,00
TiO <sub>2</sub>	2,83	0,22	0,00	0,00	1,81	0,74	0,13	0,06	24,84	2,15	52,63
MnO	0,18	0,01	0,35	0,16	0,18	0,16	0,03	0,03	0,80	0,25	0,62
Alc	4,42	0,41	Fo = 77,19 ± 7,5 Fa = 22,81 ± 7,5				Ab = 40,27 ± 9,26 Or = 2,06 ± 1,21 An = 57,7 ± 10,3				

**Tableau 4 - Composition chimique moyenne et écarts-types des basaltes alcalins de l'Aubrac (Ba) et de leurs minéraux**

Ref.	Bsa	Δ	Ol	Δ	Cpx	Δ	Pl	Δ	Mag	Δ	Ilm
SiO <sub>2</sub>	48,43	1,03	37,99	1,52	49,12	2,48	52,72	1,37	0,09	0,12	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,60	0,87	0,03	0,03	5,44	2,15	29,40	1,04	3,35	2,20	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,49	0,87	28,14	8,21	2,26	1,71	0,69	0,09	36,06	11,4	7,37
FeO					5,42	1,60			42,48	5,42	40,98
MgO	7,88	1,24	34,37	7,10	14,48	1,67	0,08	0,00	1,87	1,61	1,75
CaO	9,37	0,58	0,26	0,05	20,63	1,58	12,46	1,07	0,13	0,07	0,00
Na <sub>2</sub> O	3,15	0,33	0,03	0,00	0,52	0,16	4,19	0,61	0,02	0,04	0,00
K <sub>2</sub> O	1,15	0,22	0,01	0,00	0,01	0,01	0,29	0,06	0,02	0,02	0,00
TiO <sub>2</sub>	2,77	0,27	0,06	0,00	1,66	0,65	0,16	0,05	15,32	5,77	49,47
MnO	0,17	0,02	0,44	0,27	0,16	0,08	0,02	0,02	0,39	0,31	0,43
Alc	4,29	0,4	Fo=67,67±10,45 Fa=32,33±10,45			Ab=37,2±5,21 Or=1,7±0,36 An=61,1±5,45					

**Tableau 5 - Composition chimique moyenne et écarts-types des basaltes subalcalins de l'Aubrac (Bsa) et de leurs minéraux**

Ref.	Te	Δ	Ol	Δ	Pl	Δ	Cpx	Δ	Amph	Δ	Mag	Δ
SiO <sub>2</sub>	46,14	1,91	38,67	0,79	51,93	1,45	47,49	1,85	39,17	0,33	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,11	1,31	0,03	0,00	29,97	0,88	6,36	1,51	14,10	0,26	3,21	1,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,63	0,96	23,66	3,76	0,72	0,27	3,08	0,96	1,41	0,55	20,77	6,75
FeO							4,91	0,89	8,90	0,42	47,38	4,15
MgO	6,16	1,59	37,61	3,32	0,05	0,06	12,89	1,24	10,17	0,39	3,41	0,63
CaO	9,74	1,48	0,37	0,10	12,87	1,05	22,01	0,69	11,44	0,17	0,08	0,07
Na <sub>2</sub> O	4,09	0,7	0,01	0,00	3,90	0,63	0,56	0,17	2,62	0,05	0,12	0,27
K <sub>2</sub> O	2	0,52	0,01	0,00	0,26	0,05	0,01	0,01	1,17	0,02	0,03	0,00
TiO <sub>2</sub>	2,93	0,39	0,03	0,03	0,16	0,11	2,39	0,94	4,83	0,21	23,67	3,9
MnO	0,21	0,02	0,47	0,16	0,02	0,02	0,18	0,06	0,13	0,06	0,86	0,22
Alc	6,09	1,1	Fo=73,37±4,8 Fa=26,63±4,8			Ab=34,87±5,37 Or=1,52±0,28 An= 63,61±5,46						

**Tableau 6 - Composition chimique moyenne et écarts-types des téphrites de l'Aubrac (Te) et de leurs minéraux**

Ref.	Ha	Δ	Ol	Δ	Cpx	Δ	Pl	Δ	Mag	Δ	Ilm
SiO <sub>2</sub>	48,10	1,10	38,57	0,57	47,67	2,38	52,67	0,70	0,14	0,17	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,74	0,93	0,04	0,04	5,95	2,35	29,31	0,64	3,07	0,82	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,92	0,67	22,32	5,32	3,38	1,07	0,64	0,15	24,94	0,98	2,26
FeO					4,88	0,94			45,80	1,22	41,66
MgO	6,56	1,35	38,31	3,76	13,06	1,30	0,05	0,02	3,16	0,46	2,82
CaO	9,00	0,72	0,31	0,09	21,96	0,46	12,07	0,76	0,16	0,07	0,00
Na <sub>2</sub> O	3,99	0,31	0,03	0,07	0,56	0,14	4,15	0,43	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	1,75	0,26	0,01	0,01	0,00	0,01	0,47	0,36	0,01	0,01	0,00
TiO <sub>2</sub>	2,76	0,27	0,03	0,02	2,30	1,14	0,15	0,02	21,65	0,67	52,63
MnO	0,18	0,01	0,56	0,21	0,15	0,06	0,00	0,00	0,93	0,48	0,62
Alc	5,75	0,51	Fa=25,28±6,4 Fo=74,72±6,4				Ab=37,27±3,67 Or=2,82±3,67 An=59,92±3,61				

**Tableau 7 - Composition chimique moyenne et écarts-types des hawaïites de l'Aubrac (Ha) et de leurs minéraux**

Ref.	Mu	Δ	Ol	Pl	Δ	Mag	Δ	Ilm	
SiO <sub>2</sub>	50,87	0,68	36,83	53,65	0,76	0,05	0	0,00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,57	0,57	0,00	28,95	0,44	1,99	0,08	0,00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,73	0,55	28,52	0,67	0,34	28,57	0,81	2,26	
FeO						44,62	0,56	41,66	
MgO	3,77	0,62	32,41	0,07	0,00	3,02	0,29	2,82	
CaO	7,53	0,48	0,35	11,56	0,53	0,13	0,04	0,00	
Na <sub>2</sub> O	4,78	0,19	0,00	4,77	0,28	0,00	0,00	0,00	
K <sub>2</sub> O	2,28	0,31	0,02	0,31	0,09	0,02	0,00	0,00	
TiO <sub>2</sub>	2,29	0,23	0,04	0,12	0,02	20,48	0,35	52,63	
MnO	0,20	0,02	0,93	0,03	0,03	1,07	0,05	0,62	
Alc	7,06	0,29	Fo=66,19 Fa=33,81	Ab=41,97±2,29 Or=1,78±0,56 An=56,25±2,78					

**Tableau 8 - Composition chimique moyenne et écarts-types des mugérites de l'Aubrac (Mu) et de leurs minéraux**

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Paragenèse	Forme du gîte	Encaissant	Remarques
Jabrun	1.4001	Arsenic Pyrite Tungstène	Scheelite Pyrite Mispickel	Filon	Contact micaschiste/ granite	Structure silico-ferrugineuse à boxworks. Dosage multi-éléments : seul W est anomal (370 ppm). Pas d'intérêt économique.
Noalhac	1.4002	Uranium	Autunite	Filon	Granite	Information d'origine inconnue.
Finiols	2.4001	Uranium		Filon	Contact granite/ leucogranite	Information d'origine inconnue.
Ressouche	8.4001	Étain	Cassitérite	Placer	Granite	Indice en rapport avec les pegmatites.
Souleyrols	8.4002	Étain	Cassitérite	Placer	Granite	Indice alluvionnaire.

**Tableau 9 - Indices minéraux**