



## ST-FLOUR

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



# ST-FLOUR

*1-72HS*



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

Riom- le-Montagne	Massiac	Brioude
Murat	ST-FLOUR	Langeac
Vic- s-Cère	Chaudes- Aigues	Saugues

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
DES P et T ET DU TOURISME  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



***NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
SAINT-FLOUR A 1/50 000***

**par**

**Alain de GOËR de HERVE et Paul TEMPIER**

**avec la collaboration de Régine SIMON-COINÇON**

**1988**

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

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	6
<i>HISTOIRE DE LA RÉGION</i>	8
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	11
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET GRANITIQUES</i>	11
<b>Série de Saint-Flour</b>	11
<b>Série de Massiac</b>	15
<b>Roches communes aux deux séries</b>	22
<b>Tectonique souple</b>	24
<b>Tectonique cassante</b>	25
<i>SÉDIMENTS DU GRABEN DE MARGERIDE</i>	26
<b>Série oligocène</b>	27
<b>Série mio-pliocène</b>	31
<i>FORMATIONS VOLCANIQUES ET SÉDIMENTS ASSOCIÉS</i>	35
<b>Généralités</b>	35
<b>Formations volcaniques</b>	37
<i>Basaltes infracantaliens</i>	37
<i>Complexe cantalien s.s. — Zone interne</i>	40
<i>Complexe cantalien s.s. - Zone externe</i>	42
<i>Basaltes supracantaliens : pétrographie</i>	45
<i>Basaltes supracantaliens : volcanologie</i>	49
<b>Formations sédimentaires associées au volcanisme</b>	53
<i>FORMATIONS QUATÉRNAIRES ET SUPERFICIELLES</i>	56
<b>Formations glaciaires et associées</b>	56
<b>Formations liées au réseau hydrographique</b>	59
<b>Formations des pentes et versants</b>	60
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	64
<i>PLUTONISME ET MÉTAMORPHISME (renvoi)</i>	64
<i>VOLCANISME (renvoi)</i>	64
<i>ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE (renvoi)</i>	64
<i>TECTONIQUE RÉCENTE</i>	64
<b>OCCUPATION DU SOL</b>	65
<i>VÉGÉTATION ET CULTURES (renvoi)</i>	65

	<b>Pages</b>
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	65
<i>DONNÉES GÉOTECHNIQUES</i>	66
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	<b>67</b>
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	67
<i>GÎTES MÉTALLIFÈRES</i>	68
<i>SUBSTANCES UTILES (roches)</i>	71
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>73</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	73
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	74
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	82
<i>GÉOCHRONOMÉTRIE</i>	90
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	92
<b>AUTEURS DE LA NOTICE</b>	<b>92</b>

## INTRODUCTION

### CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés de la carte géologique 1/50 000 Saint-Flour ont été exécutés en plusieurs étapes, sur une période de temps courant de 1965 à 1979. Dans un premier temps (1965-1971), des levés partiels ont été réalisés séparément dans le cadre de la préparation de trois thèses portant respectivement sur :

- le socle cristallophyllien, entre l'Alagnon et l'Allier, par P. Sabaté, thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 1968 ;
- le fossé de Margeride et ses bordures, de Neussargues à Saint-Alban, par R. Coinçon, thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 1972 ;
- les formations volcaniques et glaciaires de la Planèze de Saint-Flour, par A. de Goër de Herve, thèse doctorat d'Etat, Clermont-Ferrand, 1972.

Dans un second temps, de 1973 à 1979, ces levés ont été repris, modifiés et complétés pour l'ensemble de la feuille sous la direction ou la coordination d'A. de Goër de Herve :

- Pour les formations volcaniques et la couverture quaternaire associée :

- par C. Maurizot-Blanc (thèse 3ème cycle, Grenoble, 1974) pour la région proche de Murat, entre les vallées de l'Alagnon et de la Gazelle ;
- par G. Boudon (thèse 3ème cycle, Clermont, 1979) pour la région située au Nord de l'Alagnon - planèze de Chalinargues et plateau de Recoules ;
- par A. de Goër de Herve (maître-assistant, Géologie, Université Clermont-Ferrand II), pour la Planèze et le bassin de Saint-Flour, les annexes orientales du Cézallier et la région de Joursac.

- Pour les formations sédimentaires oligo-miocènes et la couverture quaternaire associée :

- par A. de Goër de Herve, en collaboration avec R. Simon-Coinçon (attaché de recherche, CNRS, Géographie, Université de Clermont-Ferrand II).

- Pour le socle métamorphique et granitique :

- par P. Tempier (professeur, Géologie, Université de Clermont-Ferrand II) pour l'ensemble ;
- avec la participation d'A. de Goër de Herve pour la vallée de l'Alagnon et les abords des terrains volcaniques et sédimentaires.

La couverture quaternaire associée au socle (A. de Goër de Herve) n'a fait l'objet de levés détaillés qu'aux abords des terrains volcaniques. Ailleurs, la photo-interprétation a permis la représentation des formations liées au réseau hydrographique (alluvions, colluvions, tourbières), mais non celle des éboulis ou formations de versants, d'où le caractère incomplet de la carte sous cet aspect.

- Pour la fracturation tertiaire en relation avec le fossé de Margeride ou avec certains territoires volcanisés (environs de Joursac et du Montjournal), par A. de Goër de Herve (photo-interprétation contrôlée et complétée sur le terrain). Cette étude a notamment été facilitée par des travaux d'aménagement

ou de remembrement sur les communes de Ruynes, Rézentières et Ferrières-Saint-Mary.

- Pour les ressources minières et les filons minéralisés du district de Massiac, par le BRGM, Division minière du Massif Central.

La carte a été dessinée à l'échelle de 1/20 000 par Alain de Goër de Herve (1979), et réduite au 1/50 000 par le BRGM.

**Remarque** - Certaines observations ont pu être effectuées à la faveur d'importants travaux routiers le long des axes majeurs, tels la RN 9 au Nord et à l'Est de Saint-Flour, la RN588 entre Ferrières-Saint-Mary et Murat, la RN 126 (nouveau parcours par CD 31) entre Murat et Ussel et le CD 921 entre Saint-Flour et Bouzents. Les contours géologiques sont dessinés en fonction de ces observations, mais les nouveaux tracés routiers n'apparaissent pas sur le fond topographique.

### PRÉSENTATION DE LA CARTE

Au coeur du Massif Central français, la feuille Saint-Flour se situe à la jonction de trois régions naturelles. Sa moitié ouest est occupée par la retombee orientale du vaste strato-volcan cantalien et sa jonction vers le Nord avec le domaine basaltique du Cézallier. Sa moitié est appartient au complexe métamorphique nord-margeridien, scindé en deux parties par le fossé d'effondrement du Malzieu—Saint-Flour.

Le paysage de la Margeride septentrionale est contrôlé par un accident tectonique majeur, traversant la feuille en diagonale de Vabres, au Sud-Est, à Sainte-Anastasia, au Nord-Ouest, et donnant naissance entre Vabres et Mentières à un escarpement à regard sud-ouest de 100 à 200 m de dénivellation. La portion la plus surélevée du vieux socle jouxte au Nord cet escarpement, constituant autour de 1100 m d'altitude le plateau de Montchamp. Du col de la Fageolle à la vallée de l'Alagnon, ce faite est coiffé par la petite chaîne basaltique de Rézentières, annexe sud-est du Cézallier, qui culmine à 1 160 m au Puy de Montloubry. Il délimite l'aire de partage des eaux entre les bassins de la Loire et de la Garonne : du côté nord-est le réseau hydrographique est tributaire de l'Allier par l'intermédiaire de l'Arcueil et de l'Alagnonnette, affluents de l'Alagnon ; du côté sud-ouest il est tributaire de la Truyère par l'intermédiaire de l'Ander.

La surface du plateau de Montchamp s'abaisse progressivement de 1 100 à 900 m vers le Nord, et les cours d'eau s'y encaissent assez rapidement (l'Arcueil, aux confins de la feuille Massiac, coule dans une gorge de 300 m de profondeur). Cette surface est aménagée dans un ensemble de gneiss et de migmatites, phylliteux ou leptyniques, appartenant à la série du Haut-Allier (qualifiée ici de "série du Nord" ou "série de Massiac"), l'un des éléments constitutifs du "noyau arverne" (ensemble polymétamorphique où les événements hercyniens passent pour reprendre des éléments plus anciens). Quelques centres éruptifs disséminés, satellites orientaux du Cézallier, y ont émis des coulées basaltiques locales, fossilisant un ancien réseau hydrographique actuellement en position d'inversion totale de relief (coulées de l'Arcueil et de l'Alagnonnette). Aire à très faible densité d'habitation, soumise à un climat rigoureux, ce haut plateau comporte une importante superficie boisée, entrecoupée de landes incultes, de surfaces de pâtures ou de maigres cultures céréalières.

Au Sud-Ouest de l'escarpement de faille de Margeride, les plateaux gneissiques méridionaux, qui encadrent la gorge de l'Ander (plateau de Saint-Georges), fournissent une topographie plus irrégulière, d'altitude oscillant autour de 900 m et ne s'élevant jusqu'à 1000 m qu'aux abords de la Planèze de Saint-Flour (région de Villedieu). Ils constituent un second ensemble métamorphique, moins migmatitique que le précédent et lithologiquement différent, en grande partie orthodérivé : c'est la série de la Truyère (qualifiée ici de "série du Sud" ou "série de Saint-Flour"), qui appartient également au "noyau arverne". Ce pays est moins boisé, plus bocageux que le précédent : en effet, malgré des sols maigres comparables, le climat plus élément, en raison à la fois d'un relief plus coupé et d'une altitude plus basse, y est plus propice à l'agriculture (surtout l'élevage).

Entre ces deux ensembles métamorphiques, le graben dit "de Saint-Flour" se présente comme un fossé d'angle de faille, dissymétrique, butant brutalement au Nord contre l'escarpement de faille de Margeride, et se raccordant progressivement au Sud avec la surface du plateau de Saint-Georges. Tronçonné par des seuils gneissiques, ce fossé est principalement représenté ici par les trois "bassins" de Ruynes — Vabres, de Saint-Flour — Mentières, et de Neusargues dans la vallée de l'Alagnon (ce dernier masqué pour l'essentiel par les formations volcaniques et glaciaires). Il s'agit des trois maillons médians d'un ensemble s'étirant depuis Saint-Alban (feuille Saint-Chély-d'Apcher) et le Malzieu (feuille Saugues) jusqu'à Saint-Saturnin (feuille Riom-ès-Montagnes). Cet ensemble, ou "graben de Margeride", appartient au système des fossés de distension oligocènes des Limagnes. La sédimentation, uniformément argilo-sableuse, s'y est effectuée en deux étapes, l'une oligocène, l'autre mio-pliocène, séparées par une phase tectonique majeure, et selon deux axes légèrement décalés dans l'espace. L'altitude du bassin (850 à 900 m en moyenne) ne diffère guère de celle du plateau gneissique de Saint-Georges. La topographie, très calme dans le bassin de Vabres situé à l'écart du volcanisme, devient bosselée dans le bassin de Saint-Flour qui a enregistré diverses manifestations éruptives aux marges du massif cantalien. Toutes les agglomérations sont implantées sur le socle encadrant le fossé ; celui-ci, à l'exception de la vaste aire forestière du bois de Beaulieu (Sud-Ouest de Vabres), est pour l'essentiel voué à l'élevage et aux cultures céréalières.

Le paysage de la moitié occidentale de la feuille offre un contraste saisissant avec la précédente. Son trait dominant est fourni par les "planèzes", vastes plateaux basaltiques monotones édifiés lors de la dernière phase d'activité éruptive du Cantal. Issus de multiples fissures ou événements ponctuels irrégulièrement répartis, ces épanchements laviques ont constitué une chape peu épaisse (une centaine de mètres en moyenne) mais très continue, qui se poursuit sur les feuilles voisines Chaudes-Aigues (au Sud), Murat (à l'Ouest) et Massiac (au Nord). La large et profonde entaille de l'Alagnon, qui prend sa source au cœur du Cantal, sépare la Planèze de Saint-Flour, au Sud, de la Planèze de Chalinargues, au Nord. Celle-ci est à son tour séparée vers l'Est du plateau de Reçoules par la vallée de l'Allanche, issue des hauteurs du Cézallier (feuille Massiac). En raison de la continuité de la carapace basaltique, on ne peut d'ailleurs pas tracer de frontière précise, dans le Nord de la feuille, entre les domaines du Cantal et du Cézallier. En fonction de la répartition des événements, et des directions d'écoulement des laves, il paraît logique de définir cette frontière par le prolongement du grand accident margeridien (système des failles de Joursac), approximativement selon une droite Talizat — Joursac — Sainte-Anastasie.

A cause aussi de cette continuité de la carapace basaltique, ainsi que de la puissance des formations superficielles (moraines, éboulis et glissements de versants) dans la vallée de l'Alagnon, les laves différenciées et formations pyroclastiques ("brèche andésitique" des anciens auteurs) constituant l'ossature du strato-volcan cantalien, sont très mal connues sur la feuille Saint-Flour : elles apparaissent d'une part aux environs de Murat aux abords du coeur du massif (vallée de l'Alagnon au bord ouest de la feuille), d'autre part aux marges du massif dans la vallée de l'Allanche et dans le bassin de Saint-Flour.

Dans cette moitié occidentale de la feuille, la ligne de partage des eaux est constituée par le rebord nord de la Planèze de Saint-Flour, de Cheylanes à Mallet, en marge de la vallée de l'Alagnon qui ne reçoit aucun affluent en rive droite. Au Nord, toutes les eaux de la Planèze de Chalinargues et du plateau de Recoules sont tributaires du bassin de l'Allier par le canal de l'Alagnon et de l'Allanche. Au Sud, toutes les eaux de la Planèze de Saint-Flour convergent vers le bassin de Saint-Flour, où, collectées par l'Ander, elles sont acheminées vers la Truyère et la Garonne.

Alors que les versants des vallées, abrupts et encombrés d'éboulis, restent les seules surfaces boisées, les planèzes constituent un pays d'agriculture ouverte. Encore doit-on nettement y séparer deux zones. La vraie Planèze, surface tabulaire très plane, au sol riche, d'altitude située entre 950 et 1100 m, est longtemps demeurée un haut-lieu traditionnel des cultures céréalières, cultures de plus en plus délaissées au profit de l'élevage des bovins. Sur la marge occidentale de la feuille, la "Montagne" ou Haute-Planèze (altitude de 1100 à 1200 m sur la feuille Saint-Flour, mais s'élevant jusqu'à 1500 m sur la feuille Murat en direction du coeur du massif), région vallonnée au climat rigoureux, a toujours été dévolue aux pâturages d'estive, à l'exception de la région haute de la Planèze de Chalinargues (coin nord-ouest de la feuille), seule surface forestière notable de ce territoire.

### *HISTOIRE DE LA RÉGION*

La partie la plus ancienne de la feuille Saint-Flour (cycles hercynien et antérieurs) est constituée par des formations cristallophylliennes, dont l'histoire ne peut actuellement être qu'ébauchée, en l'absence de repères chronologiques précis.

La "série de Saint-Flour" paraît issue pour partie d'une série sédimentaire initiale grésopélique, relativement homogène, avec prédominance des épisodes détritiques (présence très faible des faciès riches en phyllites, quasi-absence de la sillimanite dans les secteurs non rétro-morphosés). Localement apparaissent des sédiments plus grossiers pouvant conduire ultérieurement à des para-leptynites. Un ensemble composé de gneiss leptyniques et d'amphibolites ("groupe leptyno-amphibolique"), dérivant de matériel volcanique et volcano-sédimentaire, complète les formations de cette série de Saint-Flour. Le métamorphisme lié à la phase P<sub>1</sub> de plissement n'a pas été ici nettement repéré, à la différence des observations de J. Restituito (1971) sur la feuille à 1/50 000 Chaudes-Aigues. Un nouveau plissement, P<sub>2</sub>, relativement serré et post-schisteux, apparaît avec une direction E-W et un déversement en direction du Sud. Enfin une phase P<sub>3</sub>, homo-axiale de P<sub>2</sub>, non déversée, est responsable des grandes structures.

L'intrusion de roches de type leucogranitique d'âge cambrien inférieur ne peut être située avec certitude par rapport aux autres événements, aucune relique identifiable de métamorphisme de contact sur un encaissant non métamorphique n'ayant été rencontrée. La légère augmentation quantitative des feldspaths dans l'encaissant immédiat du massif de Ruynes pourrait *a contrario* indiquer une mise en place dans un ensemble déjà métamorphique. Postérieurement à cette intrusion, une nouvelle phase métamorphique la transforme en métagranite, avec apparition d'une foliation fruste conforme à celle des paragneiss environnants. La forme très indentée du massif de Saint-Flour indique bien une mise en place antérieure à l'essentiel des plissements.

La "série de Massiac" présente les mêmes difficultés de datation que celle de Saint-Flour. Son origine sédimentologique paraît très différente. L'actuelle partie occidentale dérive d'une ancienne série pélitique riche en alumine (abondance de la sillimanite). La partie orientale est par contre riche en faciès leptyniques, qui peuvent dériver de matériaux grauwakeux, auxquels sont associés des amphibolites (groupe leptyno-amphibolique). Les relations spatiales initiales entre ces deux parties ne peuvent être déterminées, la position inférieure actuelle des faciès pélitiques n'étant pas significative. Les phases de plissement observées sont toutes tardives, post-schisteuses, et n'apportent que peu d'enseignements.

Postérieurement aux phases métamorphiques et aux phases de plissement, les deux séries ont été mises en contact par une structure cisailante ductile à caractère dextre, de direction N 120 à 140°E. Il s'agit d'une partie d'un vaste linéament blastomylonitique allant du Haut-Allier au Millevaches. Cet accident provoque dans les deux séries une déstabilisation des paragenèses pré-existantes, avec production abondante de muscovite et réorientation des anciennes foliations, qui lui deviennent parallèles dans sa zone d'influence.

Très ultérieurement apparaîtront des phases cassantes d'orientations diverses. La série de Saint-Flour paraît particulièrement affectée par des failles d'orientation N120 à 140°E, reprenant en partie le linéament blastomylonitique, et provoquant à la fois la création du bassin de Saint-Flour et sa conservation partielle. La série de Massiac comporte en outre un ensemble de failles d'orientation N 160 à 170°E, dont la minéralisation locale et la faible épaisseur de mylonites paraît indiquer un fonctionnement principal en ouverture.

Notre connaissance de l'histoire de la région est ensuite marquée par une lacune totale de documents concernant la période s'étendant de l'orogénèse hercynienne au "rajeunissement" du Massif Central à partir de l'Oligocène. Les sédiments permo-triasiques provenant du démantèlement de la chaîne hercynienne sont ici inconnus. Il est possible que l'Auvergne ait été totalement immergée durant une partie du Lias et du Jurassique ; par contre elle s'est maintenue constamment émergée au milieu des mers crétacées.

Au début de l'ère tertiaire, durant l'Eocène (et probablement aussi le début de l'Oligocène), se développe une importante altération des roches du vieux socle, sous un climat tropical, engendrant une couverture d'argiles fersialitiques rutilantes. Cette formation, connue sous le nom de "sidérolitique", est très localement conservée en place sur la roche-mère, mais le plus souvent remaniée et résédimentée dans les dépressions.

Au cours de l'Oligocène, les contractions alpines induisent sur le Massif Central une tectonique de distension, engendrant l'affaissement subsident des

grands fossés du système des Limagnes. Ainsi naît le graben de Margeride, où la sédimentation débute au Sud (Saint-Alban, feuille Saint-Chély et le Malzieu, feuille Saugues) dès l'Oligocène inférieur, mais se localise sur la feuille Saint-Flour, de Ruynes à Neussargues, dans l'Oligocène moyen (l'Oligocène supérieur des Limagnes du Nord est inconnu dans ce fossé). Cette sédimentation reste ici uniformément détritique : contrairement à ce qui se produit dans la plupart des grands fossés subsidents du Massif Central, la sédimentation carbonatée ne parvient jamais à s'instaurer et ne se manifeste que par des accidents calcaro-dolomitiques au sein d'une série monotone d'argiles graveleuses bariolées.

La puissance initiale de cette série n'est pas connue ; elle ne dépasse pas actuellement 150 m à l'affleurement (Joursac). L'extension initiale du fossé ne peut non plus être délimitée : en effet, d'une part la tectonique ultérieure l'a coupé de ses relations vers le Nord avec les Limagnes méridionales (région de Brioude) ; d'autre part l'édification du strato-volcan cantalien masque totalement vers l'Ouest ses relations avec le bassin d'Aurillac. Ce sont en effet les événements mio-pliocènes qui vont donner à la région sa physionomie actuelle.

Une nouvelle lacune, portant sur 15 à 20 millions d'années, apparaît dans nos connaissances entre l'Oligocène moyen et le Miocène supérieur. Cette période est marquée par une crise tectonique majeure qui exhausse le môle margeridien, et parachève le morcellement, certainement prédéterminé dès les phases initiales de la subsidence, du fossé sédimentaire. Celui-ci dessine dès lors une mosaïque de petits compartiments diversement affaissés ou surélevés, que nivelle une nouvelle phase d'érosion. Dans la seconde moitié du Miocène, se dessine parallèlement à l'ancien graben un large et profond chenal subsident, que va drainer une paléo-Truyère vraisemblablement déjà tributaire de la Garonne, comblant ce nouveau fossé avec des éléments détritiques apportés des Causses et de la Margeride méridionale. Ce sont les argiles blanches et "sables à chailles", dont la puissance atteint 150 m au Nord-Est de Saint-Flour (Puy de la Balle).

C'est alors qu'apparaissent les premières manifestations éruptives de la région, avec l'émission des basaltes infracantaliens (ex-"basaltes miocènes") du bassin de Saint-Flour et des environs de Murat. Dès lors, émissions volcaniques, rejeux tectoniques, érosions et comblements vont interférer et s'enchevêtrer dans la zone de faiblesse s'étendant de Saint-Flour à Sainte-Anastasie, jusqu'à l'orée du Pliocène.

A l'Ouest, s'édifie entre 9 et 7 MA le double strato-volcan centré du Cantal, dont l'altitude initiale ne devait guère excéder 1 900 m dans la région des sommets (feuille Murat). Cet édifice est essentiellement alimenté par des magmas trachy-andésitiques, d'expression principalement pyroclastique, plus accessoirement lavique. L'aire éruptive concernée n'est représentée sur la feuille Saint-Flour que par quelques événements très marginaux dans la région de la Chapelle-d'Alagnon. Mais, en raison du caractère cataclysmique de nombreuses éruptions, son incidence va s'étendre à toute la moitié occidentale de la feuille. Sur une épaisseur décroissant d'Ouest en Est de quelques centaines à quelques dizaines de mètres, s'empilent, se juxtaposent ou s'imbriquent des produits directement éruptifs (coulées laviques, brèches et agglomérats, écoulements ou retombées de cendres et ponces) et des produits remaniés (formations volcano-détritiques et surtout énormes coulées boueuses ou lahars).

Aux confins mio-pliocènes (entre -6,5 et -4 MA) toute la région est à nouveau mise en distension, vraisemblablement en conséquence de la dernière crise paroxysmale alpine. Il en résulte une inondation basaltique généralisée depuis la vallée du Lot jusqu'aux abords de la chaîne des Puy (épisode connu sous le terme inadéquat de "basaltes des plateaux"). C'est à cette époque que se constitue la carapace des "planèzes" cantaliennes et l'essentiel du Cézallier. Contrairement à une idée maintes fois exprimée, si de puissants événements s'installent sur les régions hautes du strato-volcan cantalien (feuille Murat), elles n'en sont nullement l'apanage, et nombre de fissures ou d'événements s'ouvrent jusque dans les régions les plus périphériques, notamment à la commissure Cantal — Cézallier.

Dans le fossé axial de la feuille, la sédimentation des "sables à chailles" se poursuit au cours de l'édification des planèzes. Corrélativement se produit (autour de 5 MA) une ultime surrection du horst de Margeride, dénivellant les coulées basaltiques à la commissure Cantal — Cézallier, avec un rejet cumulé excédant 100 m dans la région de Joursac. Le volcanisme basaltique ne se perpétuera plus tard au cours du Pliocène que sur des centres épars sur le compartiment relevé, dans le Cézallier et sur ses marges (plus au Nord, feuille Besse, un volcanisme sporadique se maintiendra jusque dans l'Holocène).

Enfin, au cours des périodes froides du Quaternaire, une puissante calotte de glace s'installe sur les quatre massifs volcaniques Aubrac, Cantal, Cézallier et Mont-Dore. L'extension de cette calotte sur le versant oriental du Cantal fut nettement plus limitée que sur ses versants ouest et nord. En contrepartie, la plus faible pluviosité de ce côté après la dernière déglaciation (autour de -12 000 ans BP) a permis une excellente conservation des dépôts morainiques dans la vallée de l'Alagnon et sur les planèzes qui l'encadrent.

## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

### **FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES ET GRANITIQUES**

Les formations cristallophylliennes peuvent être attribuées à deux séries différentes. Au Sud d'une ligne Coren — Ruynes les roches ortho- ou paradérivées appartiennent à la "série de Saint-Flour", qui prolonge sur la feuille géologique de ce nom la série de la Truyère décrite plus au Sud par J. Restituito. Au Nord de la ligne Coren — Ruynes, nous avons affaire au prolongement méridional de la "série de Massiac", appartenant à l'ensemble du Haut-Ailier et décrite par différents auteurs, dont le principal est F.-H. Forestier. Certaines formations apparaissent dans les deux séries, et ne feront pas l'objet d'une description séparée : ce sont les amphibolites, les serpentines et les éclogites.

#### **Série de Saint-Flour**

ζ. **Gneiss et migmatites à biotite.** Ils occupent la partie centrale de la série de Saint-Flour, et comportent çà et là des niveaux et lentilles de leptynites, toujours de petite taille et peu nombreuses, des faciès plus grossiers souvent plus leucocrates, sous forme de lentilles allongées d'orientation E-W, et des petites lentilles de gneiss oeilés. Ils se prolongent au Sud sur la feuille Chaudes-Aigues (J. Restituito, 1971) avec les mêmes intercalations que sur la feuille Saint-Flour.

L'ensemble de ces gneiss présente sur les deux feuilles des passages migmatiques à contours flous, que nous avons symbolisés par une surcharge. L'intensité du phénomène est très variable d'un affleurement à l'autre. En dehors des zones migmatiques, la roche paraît régulièrement foliée, avec une alternance relativement constante de lits phylliteux et de lits quartzo-feldspathiques.

En lame mince, divers échantillons prélevés dans un secteur allant de la RN 9, à l'Est, à la RN121, à l'Ouest, montrent une composition minéralogique assez régulière :

- |                        |   |
|------------------------|---|
| — Quartz               | — Plagioclase An 18 à 22 (non séricitisé) |
| — Feldspath potassique | — Plagioclase parfois An 30 (séricitisé)  |
| — Biotite              | — Myrmékite abondante.                    |

Le feldspath potassique a tendance à former des cristaux de taille un peu supérieure au grain moyen ; il n'est qu'exceptionnellement moiré, et peu perthitique. Les passées riches en phyllites montrent en lame mince de petits amas de sillimanite, parfois rétrotransformés en muscovite. Enfin, dans le secteur compris entre Saint-Michel et le Pirou il apparaît de la muscovite tardive marquant probablement la limite extrême de la zone blastomylonitisée et muscovitisée.

Cette composition minéralogique est très proche de celle décrite par Restituto pour les mêmes faciès de la feuille Chaudes-Aigues, la différence principale étant l'absence de chloritisation des biotites.

Remarque — Des gneiss migmatitiques à biotite seule, avec passées plus leptyniques, constituent le haut du versant gauche de l'Alagnon au Sud d'Elgines. Bien qu'ils soient géographiquement situés dans la "série de Massiac", leur faciès est beaucoup plus celui des gneiss de Saint-Flour que celui des anateixites de type Vauclair. Leurs relations avec les migmatites schisteuses à sillimanite qui affleurent en dessous n'ont pas pu être observées.

$\lambda\delta$ . Groupe leptyno-amphibolique. On englobe sous ce terme une association de formations claires et d'amphibolites. La présence d'un tel groupe n'est pas propre à la "série de Saint-Flour", puisqu'un assemblage analogue s'observe sur les feuilles voisines (Massiac, Brioude, Chaudes-Aigues). Sa position structurale par rapport aux gneiss à biotite n'a pas pu être mise en évidence ici ; l'analogie avec les régions voisines incite cependant à concevoir des rapports tectoniques entre les deux formations.

$\zeta\lambda$ . Gneiss leptyniques. Ils paraissent équivalents de ceux décrits dans la série de la Truyère par J. Restituto ( 1971 ). Ils ne semblent cependant pas systématiquement associés avec des amphibolites, même au sein de l'ensemble de formations que nous avons réunies sous le terme de "groupe leptyno-amphibolique". Les leptynites ne sont d'ailleurs pas exclusivement inféodées à cet ensemble, et peuvent apparaître localement au sein des gneiss à biotite. Leur aspect sur le terrain les rapproche des gneiss leptyniques de la série de Massiac ( $\zeta\lambda_M$ ), en particulier de ceux du "groupe leptyno-amphibolique" de cette série. (Les amphibolites seront traitées dans la partie commune aux deux séries de Saint-Flour et de Massiac).

$g\zeta$ . Gneiss à gros grain. Ils constituent des lentilles orientées généralement E-W et soulignent les plissements de la série dans lesquels ils sont impliqués comme les autres formations. Ils se différencient du fond des gneiss à biotite

par un grain nettement plus important et une tendance plus leucocrate, qui suggèrent un caractère orthogneissique. Cette origine est confirmée à l'évidence pour certaines de ces lentilles (tranchée du CD 121 entre Saint-Flour et Bouzents) par leurs relations géométriques, nettement sécantes, avec les terrains encaissants. La composition minéralogique ne diffère pas des gneiss à biotite. La liaison fréquente avec des amphibolites rappelle les leptynites de la série de la Truyère.

Gneiss ocellés. Peu abondants, ils paraissent liés quasi systématiquement à l'orthogneiss de Saint-Flour, à son contact ou dans sa proximité immédiate. Leur aspect évoque un orthogneiss, avec des yeux feldspathiques déformés dans une matrice riche en feldspaths, sans apparition de foliation très nette. La teinte de la roche est rose ou blanche suivant les affleurements, la teinte rose semblant dominer parmi les lentilles prises au sein de l'orthogneiss.

En lame mince, à côté des yeux de feldspath potassique, non moirés, perthitiques en film fin et déformés, il existe une deuxième génération de feldspath potassique très moiré et limpide de plus petite taille. Le plagioclase est souvent très séricitisé et alors non déterminable, ou beaucoup plus faiblement altéré ; il correspond alors à de l'oligoclase An 13-15. Certaines lames montrent des plagioclases zonés. Les biotites sont assez fortement chloritisées. La myrmékite est présente, mais peu abondante. On rencontre de l'apatite comme minéral accessoire.

Deux analyses effectuées sur ces gneiss ocellés indiquent un matériel orthodérivé. De telles lentilles existent également sur la feuille Chaudes-Aigues avec une minéralogie voisine ; cependant J. Restuitto leur attribue une origine sédimentaire.

ζγ. Orthogneiss. Ces formations, jusque là non signalées dans la région de Saint-Flour, ne sont qu'un des nombreux jalons méta-éruptifs présents dans le Massif Central. Dans le cadre de la feuille à 1/50 000 Saint-Flour deux ensembles apparaissent : l'un à grain moyen, relativement riche en biotite, et l'autre de teinte rose, pauvre en micas, le plus souvent à grain fin, mais pouvant passer localement à des faciès ocellés plus riches en biotite.

ζγR. Le premier, que nous appellerons *massif de Ruynes*, est masqué pour l'essentiel sous les sédiments oligocènes du bassin de Vabres. Il affleure principalement sur le seuil de Ruynes, qui limite ce bassin vers le Sud-Est. Il est en totalité inclus dans la zone de muscovitisation liée à la dislocation margeridienne. La biotite et la muscovite sont présentes, cette dernière apparaissant secondairement dans la roche. Le grain est millimétrique (1 à 2 mm) et la foliation souvent fruste. En lame mince, des échantillons prélevés dans la partie septentrionale du massif montrent du quartz à structure très engrenée (sans doute lié à la phase de blastomylonitisation). Le feldspath potassique paraît être un microcline et contient de nombreuses inclusions de plagioclase An 30. Les cristaux de plagioclase sont tordus, brisés, séricitisés. Quant aux micas, leur comportement semble très différent selon que l'on se trouve en présence de muscovite ou de biotite : celle-ci est nettement déformée alors que la muscovite est beaucoup moins affectée. De plus, le mica blanc est souvent transverse sur l'allongement des structures et il est représenté par de grandes paillettes nettement visibles sur les échantillons.

Une vingtaine d'analyses chimiques (analyses 1 à 20) ont été effectuées sur ce massif. Elles mettent en évidence le caractère très siliceux de la roche, dont

les teneurs en  $\text{SiO}_2$  sont supérieures à 72 %, alors que la teneur en chaux est inférieure à 1 %. La composition est celle d'un leucogranite, avec un total des alcalins parfois supérieur à 9 %, et toujours supérieur à 7 %.

Des mesures géochronologiques ont permis d'obtenir une isochrone dont les caractéristiques sont les suivantes :

$$T = 569 \pm 17 \text{ MA} ; (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0,7032 \pm 0,0008.$$

En l'absence de phénomènes d'anatexie dans les orthogneiss de Ruynes, on peut écarter l'hypothèse d'une réhomogénéisation isotopique lors du métamorphisme. L'âge obtenu peut donc être interprété comme celui de la mise en place du leucogranite. La valeur assez basse du rapport initial du strontium appuie cette interprétation et suggère une origine mantellique. L'âge obtenu indique que les orthogneiss de Ruynes constituent un témoin très ancien de l'activité magmatique cambrienne dans le Massif Central français. D'autre part la reprise métamorphique principale est donc post-cambrien inférieur.

$\zeta\gamma\text{C}$ . Un petit ensemble affleurant au niveau de *Coren* montre un faciès convergent (probablement parce qu'également inclus dans la zone muscovitisée), mais avec cependant une teinte rose parfois marquée qui rappelle le massif de Saint-Flour, laissant une certaine ambiguïté quant à son massif de rattachement. Nous avons opté pour l'appartenance au massif de Saint-Flour, auquel il convient également de rattacher les affleurements de Colsac (ceux-ci non muscovitisés). Par contre, la bande située immédiatement au Sud de Martessagne présente un faciès trop proche du massif de la région de Ruynes pour ne pas lui être rattachée.

$\zeta\gamma\text{F}$ . Les orthogneiss du *massif de Saint-Flour*, non masqués par les sédiments tertiaires, affleurent beaucoup plus largement que ceux de Ruynes, mais les affleurements sont le plus souvent de mauvaise qualité. Cet ensemble s'étend selon une direction W.SW — E.NE depuis Bouzents (à l'Ouest de cette localité il disparaît sous les formations volcaniques du Cantal) jusqu'à Varillettes. Il apparaît avec des contours très complexes indiquant sa reprise dans diverses phases de plissement E-W. La plupart des affleurements se trouvent au Sud de la RN590 à l'Est de Saint-Flour et de la RN 121 à l'Ouest de cette localité. Dans l'ensemble, il s'agit d'une roche à grain moyen, de teinte rose clair, pauvre en micas. L'orientation est le plus souvent faible et difficile à distinguer du fait de l'homogénéité de la roche. Ça et là apparaissent des faciès oeuillés qui constituent de petites lentilles, situées généralement, soit dans le massif, soit en bordure de celui-ci, soit encore à proximité immédiate (lentille au Nord de Volzac, lentille au Nord de Petit Mérygnac).

En lame mince, le faciès non oeuillé montre du feldspath potassique sous deux aspects : le premier correspond à de grands cristaux perthitiques plus ou moins brisés et altérés, alors que le second est représenté par de petits éléments limpides, moirés, marquant une phase de cristallogenèse ultérieure. La myrmékite est abondante. Les plagioclases sont très séricitisés et parfois zonés (An 37). La biotite, quantitativement peu importante, est plus ou moins déformée, effilochée et le plus souvent chloritisée. Le quartz est parfois très faiblement engrené. Le faciès oeuillé présente qualitativement la même composition minéralogique ; les yeux sont formés de feldspath potassique dont les cristaux sont déformés, et la biotite est beaucoup plus abondante, tout en étant très chloritisée.

Sept analyses chimiques ont été effectuées tant sur les faciès oeilés que sur les faciès non oeilés (An 21 à 27 en annexe). Si toutes les roches ont une teneur supérieure à 70 % en silice, il y a une nette différence entre les deux faciès. Les orthogneiss oeilés ont des valeurs de SiO<sub>2</sub> proches de 70 % alors que le faciès non oeilé a des valeurs proches de 75 %. De même, les pourcentages de FeO total + MgO + TiO<sub>2</sub> sont de l'ordre de 5 % dans le premier cas et inférieurs à 3 % dans le deuxième.

### Série de Massiac

$\lambda\delta_M$ . **Groupe leptyno-amphibolique "de type Vauclair"**. Dans la région comprise entre Loubarcet et Combe, ainsi que dans une étroite bande d'orientation N-S immédiatement au Sud du hameau du Boucharat, apparaît (malheureusement le plus souvent en volantes) un ensemble de type leptyno-amphibolique. Les parties leptyniques tendent fréquemment vers un faciès granitoïde. Les amphibolites, en bancs décimétriques à métriques, quand on peut les observer en place, ont une composition tout à fait classique, à hornblende et plagioclase basique. Ce faciès, qui n'apparaît pas ailleurs sur la feuille Saint-Flour à 1/50 000, rappelle les formations de la Chapelle-Vauclair définies par Sederholm et Raguin en 1930 et décrites plus tard par D. Chaillou (1967) et P. Sabaté (1968). Ces roches sont constituées de matériaux de teinte blanche ou claire, contenant des lits de biotite discontinus, avec localement enrichissement en amphibole et apparition de bancs d'amphibolites parfois très boudinés.

Des analyses modales faites sur le faciès clair de la zone de Loubarcet donnent des valeurs variables pour les différents éléments :

- quartz 10-20%
- feldspath potassique 20-30 %
- plagioclase 35-40 %
- biotite 8-20%
- amphibole 0-3 %.

Le plagioclase garde un chimisme constant et se situe à la limite oligoclase — andésine. Le feldspath potassique est rarement moiré, mais il est perthitique, et la myrmékite peut être relativement abondante.

Ces caractères minéralogiques sont tout à fait comparables à ceux signalés par P. Sabaté et D. Chaillou, qui fournissent de plus deux analyses chimiques des faciès "Chapelle-Vauclair" (analyses 34 et 35). Cependant, l'analyse citée par P. Sabaté, provenant d'un échantillon de la vallée de l'Arcueil sur la feuille Saint-Flour à 1/50 000, présente des caractéristiques très différentes des anaxites de la Chapelle-Vauclair ; en particulier les quantités de K<sub>2</sub>O et CaO sont inversées (1,80 de CaO au lieu de 3,10 et 3,50 de K<sub>2</sub>O au lieu de 1,85), ce qui confirme notre observation concernant l'absence du faciès "Chapelle-Vauclair" en dehors du secteur de Loubarcet.

L'origine du matériel aboutissant au faciès de la Chapelle-Vauclair est à rechercher pour D. Chaillou dans l'accumulation de matériel grauwackeux, ce qui paraît plausible compte tenu du chimisme. L'alternance de niveaux leptyniques et de niveaux basiques pourrait être alors le fait d'une succession de matériaux volcano-sédimentaires entrelardés de projections basiques.

ζs. **Gneiss à biotite-sillimanite.** Il s'agit de gneiss relativement riches en phyllites, où la sillimanite est à peu près constante. A l'Est d'une ligne Espezelles — Vieillespesse — Montchamp ils apparaissent sous forme de grandes lentilles souvent kilométriques à l'intérieur des leptynites et gneiss leptyniques qui forment la majeure partie des roches de ce secteur, pour reprendre une importance plus grande sur la bordure orientale de la feuille. Par contre, à l'Ouest d'une ligne passant par l'Usclade, Rézentières, le Bouchet et Montchamp, ils forment avec les anatexites schisteuses à sillimanite la très grande majorité des roches. A l'affleurement, ils apparaissent bien foliés, avec souvent des alternances plus ou moins régulières de niveaux plus riches en biotite et de niveaux plus quartzo-feldspathiques. La présence constante de phénomènes d'anatexie différentielle perturbe parfois cet aspect régulier et ne permet pas une délimitation entre gneiss et anatexites, ce qui nous a conduits à marquer les zones anatectiques seulement par une surcharge. La sillimanite est toujours présente, et particulièrement bien visible sur les plans de foliation dans les niveaux riches en biotite.

En lame mince, on observe : quartz, feldspath potassique, biotite, oligoclase, sillimanite, avec parfois des traces de muscovite et/ou de cordiérite. La muscovite peut devenir très développée et remplacer totalement la sillimanite à proximité de l'accident bordier du bassin de Saint-Flour. Les pourcentages respectifs des différents minéraux varient dans de grandes proportions :

— Quartz	10 à 40%
— Feldspath potassique	10 à 30%
— Plagioclase	25 à 35%
— Biotite	16 à 38%
— Sillimanite	de moins de 1 % à 8 %.

Certaines analyses modales effectuées dans la région de Vieillespesse par P. Sabaté sous l'appellation de "gneiss à biotite-sillimanite" donnent des valeurs très différentes, qui semblent beaucoup plus correspondre aux gneiss leptyniques présents dans cette région (cet auteur signale d'ailleurs que la structure granoblastique domine).

Sur le plan chimique, la variabilité des niveaux n'a pas permis d'obtenir un aspect global du chimisme de cette formation. La seule analyse portant sur la feuille à 1/50 000 Saint-Flour correspond d'ailleurs aux gneiss leptyniques (an. 2050 in D. Chaillou, 1967, an. 36 en annexe). Les analyses disponibles dans la littérature sur le "synclinal de Massiac", dont la moitié nord-est de la feuille Saint-Flour fait partie, donnent des pourcentages d'oxydes très variés, en particulier pour FeO total, MgO, K<sub>2</sub>O et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Par contre, la teneur en CaO est remarquablement constante et faible, puisque l'on a des valeurs inférieures à 1,5 %. Il est à remarquer que ce faible pourcentage de CaO se trouve dans tous les gneiss à biotite-sillimanite du Massif Central, les analyses citées dans la littérature donnant des valeurs comprises entre 0,40 et 1,45 %. L'origine de ces gneiss à biotite-sillimanite paraît être sédimentaire, avec un matériel originel grésopélitique.

**Ms. Anatexites schisteuses à sillimanite.** Ce terme, employé en particulier par J. Maisonneuve et H. Forestier, servira à définir des formations riches en ferromagnésiens et présentant localement, avec une intensité variable, une anatexie différentielle. Sur la feuille Saint-Flour ces formations se trouvent limitées pour l'essentiel au Nord de la dislocation margeridienne. Elles sont particulièrement abondantes à l'Ouest d'une ligne passant par l'Usclade,

Rézentières et la Fageole, et se terminent en biseau au Sud de Montchamp. Malgré l'importance variable de l'anatexie, ce faciès est assez homogène, avec une conservation assez bonne des plans de foliation bien soulignés par les ferromagnésiens. Une exception apparaît au niveau de la vallée de l'Alagnon où les phénomènes d'anatexie sont particulièrement intenses, avec destruction des plans de foliation, pour aboutir à un ensemble beaucoup plus granitoïde d'aspect et rappelant les faciès leptyniques, d'où la confusion effectuée par D. Chaillou et P. Sabaté avec les anatexites "de type Vauclair" dans tout le secteur situé à l'aval du ravin de Combe-Grande. Cependant, l'apparition systématique de restites chargées en biotite et sillimanite confirme bien l'appartenance de ce faciès aux anatexites à sillimanite.

En dehors de ce secteur particulier, l'aspect général est proche de celui des gneiss à biotite et sillimanite. Les plis y sont nombreux, de toutes tailles, qu'il s'agisse de plis isoclinaux ou de plis ouverts. La sillimanite, partout présente, est répartie irrégulièrement et constitue parfois des amandes de fibrolite.

En lame mince, on distingue du quartz, du feldspath potassique (orthose ?), de l'oligoclase, de la biotite et de la sillimanite. Le quartz est, soit en grains de grande taille, soit en petits cristaux engrenés. Le feldspath potassique est perthitique, et peut contenir du quartz en globules et de petits cristaux de biotite. La biotite, souvent en grandes plages plus ou moins automorphes, est parfois chloritisée, déformée et déchiquetée. Localement, il peut y avoir un peu de muscovite, soit sous forme résiduelle, soit plus rarement en amas pouvant dériver d'anciennes cordiérites. En effet ce dernier minéral, très altéré, apparaît dans certaines lames minces, de préférence dans les zones les plus anatectiques, mais il ne représente jamais un pourcentage notable, contrairement aux observations effectuées plus au Nord par D. Chaillou. La sillimanite, pour sa part, apparaît en amas flexueux particulièrement abondants dans les zones riches en biotite.

Les diverses analyses modales effectuées dans ces roches montrent une très grande variabilité des pourcentages respectifs des minéraux constitutifs. Le quartz varie entre 20 et 52 % ; le feldspath potassique entre 8 et 22 %, le plagioclase peut aller de 10 à 30 %, la sillimanite de moins de 1 % à 15 % ; la cordiérite n'atteint jamais 1 % dans les lames observées. Quant à la muscovite, elle est en petites quantités, sauf pour certaines lames où elle peut atteindre 5 %. Dans ce cas la localisation des échantillons dans la zone blastomylonitique explique cette proportion anormale. Une analyse modale faite par J. Maisonneuve entre l'Usclade et Ferrières-Saint-Mary paraît donner un bon aperçu de la composition moyenne de ces anatexites :

— Quartz	26,2%
— Feldspath potassique	21,7 %
— Plagioclase	19 %
— Biotite	26,8%
— Muscovite-séricite	2,1%
— Sillimanite	4,2 %.

D'une manière générale, ces anatexites schisteuses à sillimanite sont très comparables à celles, rencontrées plus au Nord, dont D. Chaillou donne la description macroscopique. En lame mince, les mêmes minéraux se rencontrent, avec cependant nettement plus de cordiérite, qui peut représenter jusqu'à 8 % de la roche dans la région d'Ardes-sur-Couze (feuille Besse). Comme sur la feuille Saint-Flour les variations quantitatives peuvent être considérables.

Enfin, quelques analyses chimiques ont été effectuées par les différents auteurs ayant travaillé sur ces formations. En général, ils s'agit d'analyses ponctuelles, et donc soumises à des variations importantes des teneurs en divers oxydes. Seul un prélèvement statistique a été effectué par D. Chaillou entre Léotoing et Marmaissat (feuille Massiac). En première approximation il ressort de ces différentes analyses que ces roches sont faiblement calciques (valeurs inférieures à 1,10), et plus potassiques que sodiques. On retrouve donc les mêmes caractéristiques générales que dans les gneiss à biotite-sillimanite, ce qui semble montrer le caractère topochimique global de l'anatexie partielle, qui ne fait qu'assurer la concentration des éléments clairs en certains points de la roche. Ce phénomène rend d'ailleurs impossible le tracé de limite entre les gneiss et les migmatites, le passage étant graduel et irrégulier, dépendant de l'intensité de l'anatexie qui peut varier beaucoup d'un affleurement à l'autre. A l'Ouest de la vallée de l'Alagnon, au Nord de la feuille Saint-Flour, cette délimitation paraît plus facile, et on retrouve alors un schéma bien connu dans d'autres séries métamorphiques, en particulier la moyenne Dordogne où les faciès des migmatites à sillimanite évoquent tout à fait la formation des anatexites schisteuses à sillimanite de la série de Massiac.

**ζλμ. Gneiss leptyniques et leptynites.** Les deux faciès n'ont pas été distingués sur la carte, la coupure étant particulièrement difficile à établir sur les affleurements. Ils sont l'élément essentiel de la région située à l'Est de la ligne l'Usclade — la Fageole — Montchamp. Il est remarquable que ces formations soient pratiquement dépourvues de niveaux d'amphibolites, ce qui les distingue très nettement du groupe letpyno-amphibolique décrit par D. Chaillou dans la région de Saint-Alyre-ès-Montagne (feuille Besse). D'une manière générale, la roche présente une foliation régulière, d'autant mieux exprimée que la biotite est abondante. Localement ce minéral peut devenir très discret et on passe alors à des leptynites franches, massives, de teinte très claire, comme dans la vallée de l'Arcueil à l'Est du Montjournal. Les phénomènes anatectiques peuvent alors être fréquents et ils accentuent encore le caractère massif de la roche.

En lame mince, la structure est granoblastique à granolépidoblastique. Les minéraux suivants sont présents : quartz + feldspath potassique + oligoclase + andésine, qui représentent entre 75 et 90 % du total de la roche, de la biotite, de la myrmékite, et parfois un peu de muscovite à proximité du bassin de Saint-Flour.

Une seule analyse chimique effectuée à partir d'une roche prélevée dans la vallée de l'Arcueil (*in* Sabaté, 1968, an. AS 4, n°34 en annexe) montre une relativement faible teneur en CaO et une teneur relativement élevée en alcalins. Comparée à des analyses de gneiss leptyniques de la série de l'Alagnon, on constate une plus faible quantité de CaO (1,80 au lieu de 2,20 et 2,40) insuffisante pour différencier les deux ensembles. Il semblerait que seule l'absence ou la présence d'amphibolites abondantes les distingue nettement. Il pourrait s'agir alors d'un passage progressif d'un ensemble alternant de niveaux basiques et de niveaux acides à un ensemble monotone de type grauwackeux, si on considère les teneurs en CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O.

Comme pour les gneiss à biotite-sillimanite, les phénomènes d'anatexie, très variables en intensité dans un même secteur, n'ont pas permis de tracer des contours, et seule une surcharge les indique sur la carte. Les zones les plus anatectiques se situent à l'Est de Rézentières, vers Nozerolles, Lastic, le Pont de Léry, et entre Chabrillac et Montchamp.

Cartographiquement, la forme anastomosée des niveaux leptyniques à l'Est d'une ligne Avenaud — la Roche — Lastic, et la présence de lentilles de gneiss à biotite-sillimanite à l'Ouest de cette ligne, indiquent nettement l'origine tectonique de cette disposition, une masse initiale ayant subi de nombreux plissements, dont certains de type isoclinal.

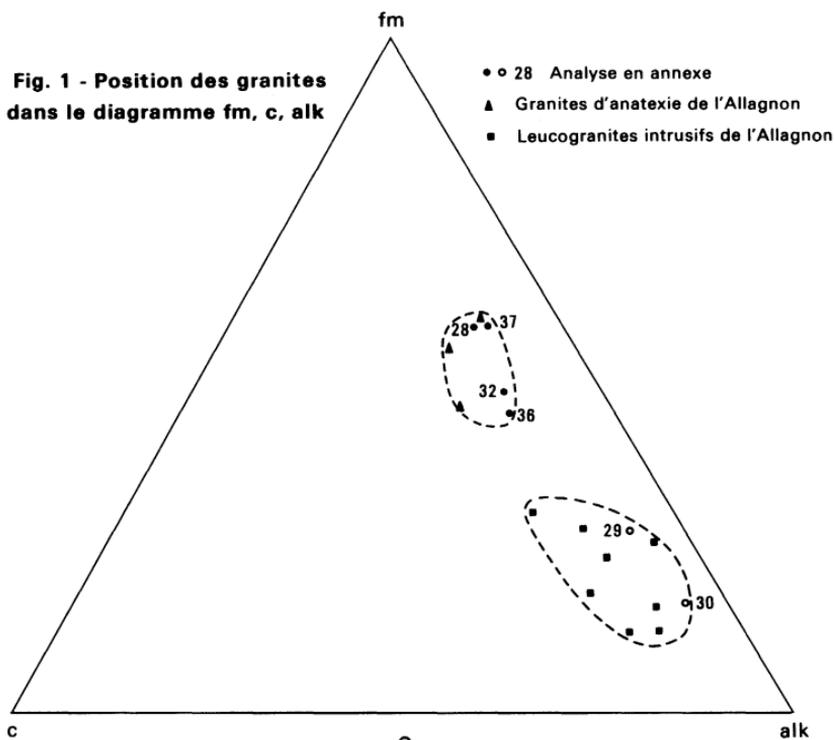
Granites. Ils constituent, en dehors de nombreux filons tardifs recoupant en tous sens les zones migmatitiques avec des puissances généralement inférieures au mètre, un ensemble de petits massifs tous localisés au Nord des accidents bordant le bassin de Saint-Flour et à l'Ouest de la RN 9. Deux faciès principaux se distinguent : le premier correspond à des granites à grain fin, parfois à orientation planaire nette, ce qui peut entraîner une confusion avec des gneiss leptyniques. Le deuxième type est représenté dans une zone comprise entre les localités de Pierrefitte, Rézentières et Montséroü à l'Est et celles de Vernières, Bolzat et l'Usclade à l'Ouest, soit sur 10 km<sup>2</sup> où une vingtaine de pointements de leucogranite à muscovite ont été cartographiés ; il faut y ajouter ceux de la région de Pont-du-Vernet, dans la vallée de l'Alagnon. Le premier type sera appelé granite d'anatexie, le second leucogranite intrusif.

γ<sup>A</sup>. *Granites d'anatexie*. Ils apparaissent sous forme de massifs allongés, de l'ordre du kilomètre, avec une largeur n'excédant guère 200 mètres. Les principaux se situent dans la vallée de l'Arcueil ou à ses abords : au Sud du Soul, de part et d'autre de Nubieu, et aux environs d'Espézolles. Cette vallée semble donc particulièrement favorable à l'observation de ces formations, qui ont été déjà signalées par différents auteurs (J. Maisonneuve, 1962 ; P. Lapaduhargues, 1964 et P. Sabaté, 1968). Toutes les descriptions données sont très cohérentes entre elles : il s'agit de granites à grain fin ou moyen, à biotite, parfois orientés ; leur passage à l'encaissant est rapide, mais progressif (raison pour laquelle les contours ont été laissés en pointillé).

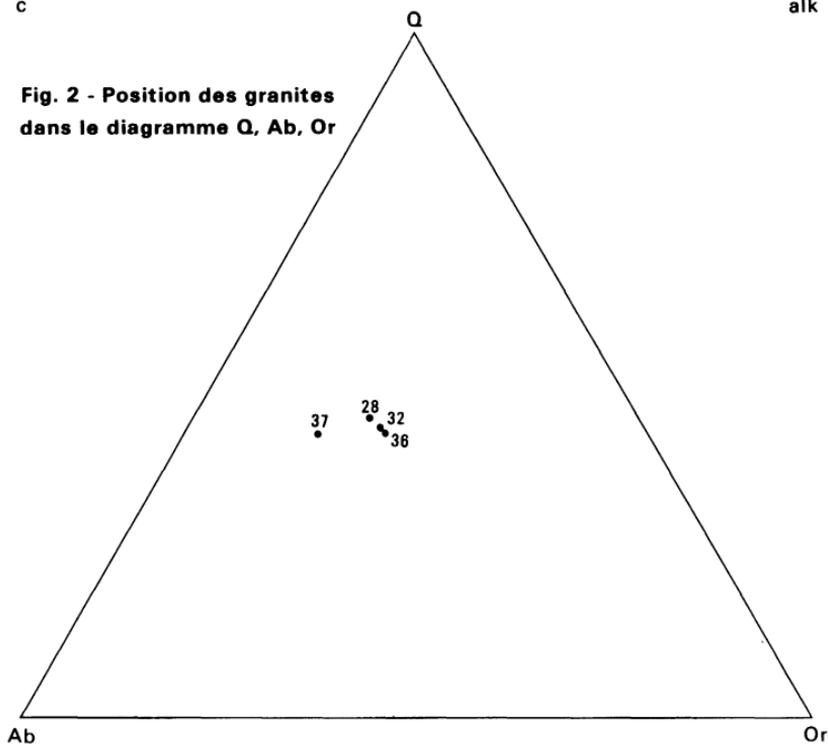
En lame mince on observe : quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite. Le feldspath potassique est non moiré dans la majorité des cas, et la plupart des auteurs considèrent qu'il s'agit d'orthose. Le plagioclase est de l'oligoclase (An 20 à An 30) et la structure générale tend à être "granoblastique". Des analyses modales effectuées sur divers pointements, non seulement sur la feuille à 1/50 000 Saint-Flour mais dans toute la série de l'Alagnon plus au Nord, donnent des valeurs assez variables pour les pourcentages des différents minéraux.

Des analyses chimiques ont été faites sur les trois massifs méridionaux (an. n°28, 31, 32 et 33 en annexe). Les pourcentages des différents éléments sont très proches les uns des autres, et montrent une grande parenté entre ces trois massifs. Sur un diagramme fm. c. alc, on constate que les points représentatifs sont proches les uns des autres et se situent à proximité immédiate des autres granites d'anatexie de la série de l'Alagnon (fig. 1). De même, un diagramme Q Ab Or (fig. 2), à partir des compositions normatives, montre bien la nature très voisine des massifs situés de part et d'autre de Nubieu. Le massif du Soul (An 30), à contours d'ailleurs plus flous, a un comportement différent de par sa richesse en albite normative et sa pauvreté en orthose.

**Fig. 1 - Position des granites dans le diagramme fm, c, alk**



**Fig. 2 - Position des granites dans le diagramme Q, Ab, Or**



	<b>AS 5</b>	<b>An 31</b>	<b>An 32</b>	<b>An 30</b>
Q	43,6	41	41	41,6
Or	21,9	25	25,6	16,2
Ab	34,4	33,7	33,3	42,2
Ab/An	5,8	3,5	3,36	3,72

- An. n° 28 (As 5) : granite d'anatexie faciès bleu, vallée de l'Arcueil, Nord de Nubieu (*in* Sabaté)
- An. n° 31 (An 30) : granité d'anatexie D23, 1 km aval de Loubinet (*in* Chaillou), Sud de Le Soul
- An. n° 32 (An 31) : granite d'anatexie faciès jaune, ravin de la Foulière (Sud de Nubieu) (*in* Chaillou)
- An. n° 33 (An 32) : granite d'anatexie faciès bleu, ravin de la Foulière (*in* Chaillou).

$\gamma^1$ . **Leucogranites intrusifs.** Le faciès de ces leucogranites est très constant quels que soient les pointements considérés. Il s'agit de granites à muscovite généralement rose clair, à grain moyen, ne présentant pas d'orientation nette. Les contacts avec l'encaissant sont francs et parfois se font par faille (carrère au Nord de Talizat). Le plus souvent, ces granites se présentent à l'affleurement sous forme d'arène, utilisée artisanalement comme matériau de remblaiement des chemins.

*Le granite du Pont-du-Vernet*, sur la RN 588 (vallée de l'Alagnon), constitue un cas particulier par son aspect jaunâtre ou gris clair et son grain plus fin que les granites de la région de Talizat—Rézentières. Une analyse modale faite par P. Sabaté y donne :

— Quartz	37,2
— Feldspath potassique	39,9
— Plagioclase (oligoclase)	15,0
— Cordiérite	4,6
— Biotite	3,1
— Muscovite	0,1.

La quantité de muscovite paraît anormalement basse compte tenu de la roche. Au contraire, la quantité de cordiérite semble trop élevée. La structure est isogranulaire avec le quartz en grains engrenés ; les autres minéraux ne paraissent pas particulièrement déformés.

*Les leucogranites de la région Talizat —Rézentières* montrent en lame mince une différence importante avec le granite du Pont-du-Vernet : l'absence de biotite (en effet seule la muscovite est présente, sous forme de cristaux de taille relativement grande) ; quartz et feldspath potassique sont présents, et le plagioclase a une extinction qui le place à la limite albite-oligoclase.

Une analyse faite sur le granite de Talizat d'une part, et une autre faite sur le granite du Pont-du-Vernet (*in* P. Sabaté, 1968) mettent en évidence ces différences. La somme de  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$  passe de 1,00 à 2,10 et la quantité de chaux de 0,30 à 0,60 (an. 29 et 30 en annexe).

Les leucogranites intrusifs sont nettement plus riches en silice que les granites d'anatexie, et légèrement plus alcalins, mais surtout plus pauvres en chaux puisque l'on passe de 0,30 pour les premiers à une valeur supérieure à 1,50 pour les seconds. Cette différence se marque d'ailleurs bien dans le diagramme fin, c, alc (fig. 1).

$\zeta_m$ ,  $\zeta_{\lambda m}$ . **Zone muscovitisée.** Il existe sur la feuille Saint-Flour une importante zone muscovitisée allant de Talizat à l'Ouest, à la région de Ruynes, à l'Est. Elle a grossièrement la forme d'un triangle dont la base serait à l'Est, la partie la plus large se situant entre Bourliette, Ruynes, la D13 jusqu'à 2 km au Sud de Sistrières, et Tiviers. La limite nord passe approximativement selon une ligne Talizat —Montchauvet—la RN590 au niveau de la forêt des Maissons — la Bachy.

Cette zone fait partie d'un linéament blastomylonitique s'étendant du plateau de Millevaches au Haut-Allier à travers le plateau de l'Artese, selon une direction NW — SE. Sur la feuille Saint-Flour ainsi que sur de nombreuses autres parties de son parcours, ce linéament est marqué par des failles tardives provoquant un broyage des formations existantes. Le caractère le plus visible à l'affleurement est une muscovitisation tardive dont l'extension géographique est sensiblement la même que celle de la blastomylonitisation. A proximité de l'axe du linéament, la déformation des roches devient visible à l'œil nu, en particulier dans les niveaux quartzo-feldspathiques. D'une façon générale la blastomylonitisation s'accompagne d'une forte rétro-morphose.

En lame mince, les phénomènes de blastomylonitisation et de rétro-morphose associée sont bien visibles : on observe une déformation suivie de recristallisation du quartz et du feldspath potassique. Il apparaît en outre de la muscovite secondaire, parfois de grande taille, disposée suivant la foliation ou transverse. Elle croît localement de manière simultanée avec le quartz, traduisant ainsi la déstabilisation de la sillimanite et du feldspath potassique, au moins dans la série de Massiac. Les quartz sont à structure engrenée très forte, avec un aspect plus ou moins en lanières. Celui-ci souligne une linéation suivant laquelle se met en place l'essentiel de la muscovite.

Les accidents tardifs bordant le bassin de Saint-Flour provoquent ultérieurement un broyage plus ou moins intense de tous les minéraux. Sur le plan structural, le linéament blastomylonitique provoque une réorientation des séries situées de part et d'autre, avec apparition d'une orientation générale N120° à 140°E.

### Roches communes aux deux séries

δ. **Amphibolites.** Elles apparaissent de façon dispersée dans tout le territoire de la feuille Saint-Flour, et il n'en existe pas de bancs importants. Les niveaux, en général assez bien lités, excèdent rarement un à deux mètres de puissance, et ils sont concordants avec les directions métamorphiques de leur encaissant métapélitique, métavolcano-sédimentaire, ou orthogneissique. On les rencontre aussi bien dans la série de Massiac (Montchamp, le Fayet, Loubinet, le Boucharat) que dans la série de Saint-Flour où de bons affleurements existent le long de la vallée de l'Ander (depuis l'embranchement de la route de Saint-Georges avec la RN 9 à Saint-Thomas, jusque vers le "Bout du Monde"). Dans une ancienne carrière située entre la Valette et le Bout du Monde, dans un

encaissant relativement anatectique apparaissent des fragments d'amphibolites témoins d'anciens niveaux basiques.

La composition minéralogique des niveaux d'amphibolites est assez constante à travers l'ensemble de la feuille, et on peut en donner une présentation moyenne, avec : hornblende verte, andésine — labrador, quartz, minéraux opaques (pyrrhotine ?) et sphène en traces. Macroscopiquement, il s'agit de roches très homogènes, à grain fin à moyen, où aucune structure résiduelle n'apparaît.

Aux amphibolites proprement dites il convient d'ajouter quelques pointements de gneiss à amphibole qui apparaissent très sporadiquement, en particulier dans la vallée de l'Ander en face de la ruine du moulin de Ferrier. Cette roche d'aspect assez massif, à foliation discrète, présente en lame mince les minéraux suivants :

- hornblende verte partiellement recristallisée en trémolite—actinote
- biotite plus ou moins chloritisée
- quartz
- plagioclase An 40
- calcite
- sphène très altéré
- épidote
- feldspath potassique non moiré et très peu perthitique
- myrmékite.

**5. Serpentes.** De nombreux amas de serpentines ont été signalés par les différents auteurs ayant travaillé sur la feuille Saint-Flour. La liste la plus complète en a été fournie par F.-H. Forestier dans "les péridotites serpentines en France" (1964). Certains de ces amas ont été retrouvés (Saint-Poncy, le Boucharat, la Gazelle), d'autres reportés d'après les indications de Forestier. Celui dit "du Bouchet", appelé aussi Rocheneyre, constitue la masse la plus importante. Ce massif situé immédiatement à l'Ouest de la route Mentières — le Bouchet, près du col de la Fageole, se marque dans le relief par une petite colline boisée de résineux. En lame mince on y rencontre des reliques d'olivine abondantes, de l'antigorite, un pyroxène orthorhombique, des amphiboles monocliniques vert pâle et de la chlorite incolore, la lame étant parsemée de minéraux opaques.

Plusieurs autres pointements d'ultrabasites serpentinisés ont été découverts. L'un se situe dans la vallée de l'Ander, au Sud-Ouest d'Orceyrolles, à la limite de la feuille Chaudes-Aigues : il s'agit d'une roche sombre, à schistosité grossière, affleurant quelques mètres au dessus du cours de l'Ander. L'étude microscopique révèle une quantité importante d'antigorite maillée, des minéraux opaques, des reliques d'olivine, un phyllosilicate incolore qui ne semble pas être de la chlorite, et de l'amphibole monoclinique incolore également.

Un autre, beaucoup moins important, constitué par quelques boules décimétriques, se trouve à l'embranchement de la route de Montchamp à Loudières et de la route qui conduit à la Chaumette. Dans un encaissant relativement migmatitique, apparaissent à la faveur d'une petite carrière des boules de teinte verdâtre à la cassure, comportant une écorce blanche et rouille pulvérulente. Dans la partie centrale on distingue encore quelques cristaux de quartz et du feldspath potassique. Des plages salies, recouvertes de produits micacés, marquent sans doute d'anciens plagioclases.

ψ. **Éclogites.** Les éclogites sont très peu représentées sur la feuille à 1/50 000 Saint-Flour. Seuls deux pointements y ont été découverts. Le premier se trouve 3 km à l'Ouest—Sud-Ouest de Montchamp. Il s'agit de blocs épars au lieu-dit "les Côtes". La roche est sombre, à grain assez fin, avec de petits grenats roses. En lame mince on distingue : grenat, plagioclase, omphacite, quartz (peu). Des reliques de minéral incolore à extinction oblique pourraient correspondre à des restes de disthène.

Le deuxième gisement, semble-t-il plus étendu, se situe 2 km au Sud de Saint-Flour, dans les champs entourant la route reliant la D 40 au village de Cousergues au niveau de la cote 897. Les champs sont parsemés de blocs de toutes tailles d'une roche à aspect variable. Il s'agit parfois d'une roche très sombre, massive, à cassure esquilleuse de teinte cornée avec çà et là quelques petits minéraux à clivages nets évoquant des amphiboles. Dans d'autres blocs c'est une roche nettement plus claire de teinte marron, affectée d'une schistosité très grossière. On distingue à l'oeil nu quelques petites biotites, de petites amphiboles ou de petits pyroxènes, des minéraux noirâtres en taches plus ou moins arrondies ainsi que de nombreuses taches blanches. En lame mince :

— *Le faciès massif sombre* : au milieu d'un ensemble particulièrement riche en amphiboles monocliniques vert clair, de petite taille, souvent en intercroissance avec du quartz, apparaissent des reliques d'amphibole de taille assez grande remplacées partiellement par les petits cristaux du fond ; des restes de grenat entourés d'un ensemble quartzo-amphibolique très fin évoquent les couronnes kélyphitiques présentes dans les éclogites. Des minéraux opaques sont fréquemment entourés de chlorite en rosette. Enfin, quelques petits plagioclases limpides An 50-55 apparaissent çà et là ;

— *Le faciès schistose* : la minéralogie de ce faciès est peu différente de celle du faciès sombre, à trois exceptions près : la première est la présence de biotites brunes qui dessinent une foliation très fruste. La deuxième est marquée par la présence de cristaux de quartz limpide, non déformé, entouré d'une auréole réactionnelle double dont la partie la plus interne semble correspondre à du pyroxène monoclinique, alors que la partie externe paraît riche en amphibole. En troisième lieu, les grenats réagissent en présence de quartz avec de l'amphibole pour donner du plagioclase et du pyroxène orthorhombique, qui semble lui-même déstabilisé par une amphibole fibreuse.

### Tectonique souple

**Série de Saint-Flour.** L'ensemble des roches cristallophylliennes présentes est marqué par une foliation très nette, sauf dans les parties très leptyniques ou orthogneissiques. Dans la série de Saint-Flour, prolongeant vers le Nord la série de la vallée de la Truyère, les foliations sont disposées très régulièrement selon une direction E-W, avec un pendage généralement dirigé au Sud et de valeur extrêmement variable (de 10 à 80°). Cependant, à partir de l'apparition de la muscovite, la disposition des foliations est nettement modifiée pour présenter une orientation N120 à N 140°E.

L'orientation des foliations est la même sur la feuille Chaudes-Aigues, mais le pendage y est inversé puisqu'il devient orienté vers le Nord de manière systématique (J. Restituto, 1971), ce qui permet d'envisager une vaste synforme d'orientation E-W, située à la limite des deux feuilles.

Les plissements semblent appartenir à différents types : plissements isoclinaux marquant une phase ancienne, et plissements post-métamorphes. La direction de plissement est N 90° à N 110°E, le plongement des plis se faisant le plus souvent en direction de l'Est. Les plans axiaux sont diversement pentés depuis l'horizontale jusqu'à la verticale, le pendage étant essentiellement dirigé au Nord. La taille des plis est d'ordre décimétrique à métrique.

Les plis isoclinaux marqueraient la phase 1. D'après J. Restituito ils seraient synschisteux. Les plis non isoclinaux sont tous post-schisteux, phénomène observé tant sur la feuille Saint-Flour que sur la feuille Chaudes-Aigues. Pratiquement, si l'on excepte quelques manifestations tardives, J. Restituito attribue les plis post-schisteux à une seule phase P<sub>2</sub>. La diversité de la disposition des plans axiaux sur Saint-Flour, avec en particulier des plis droits, laisse supposer la présence d'une phase P<sub>2</sub> liée aux plis déversés et d'une phase P<sub>3</sub> marquée par les plis droits homoaxes de ceux de la phase P<sub>2</sub>. La phase P<sub>2</sub> pourrait être marquée par un vaste déversement vers le Sud de l'ensemble, et la phase P<sub>3</sub> correspondrait à la synforme située à la limite des deux feuilles.

**Série de Massiac.** La disposition générale des foliations dessine un vaste arc de cercle. Du Nord au Sud, on passe de NE -SW à N-S, puis à SE -NW. Cette disposition est particulièrement nette dans la moitié ouest de la série cristallophyllienne. Le pendage est varié et peut être dirigé aussi bien à l'Ouest qu'à l'Est. Ceci suggère la présence de nombreux plis repris dans des phases ultérieures, le tout étant post-métamorphe. Les mesures de foliation, avec les fréquents changements du sens du pendage, permettent de mettre en évidence de multiples synformes et antifformes, qui apparaissent d'autant plus nombreuses que les mesures sont denses. Il n'a pas été possible sur le territoire de la feuille Saint-Flour de retrouver le synclinal de Montchamp décrit par P. Sabaté ; de même l'anticlinal de Saint-Poncy n'a pu être caractérisé.

La direction des synformes et des antifformes varie régulièrement depuis le Nord de la feuille jusqu'à la zone muscovitisée, passant de N.NE — S.SW à N-S puis NW —SE jusqu'à devenir parallèle à cette zone. Il ne semble donc pas exister dans toute cette région plusieurs phases de plissement distinctes aboutissant à cet aspect, mais plutôt une mise en forme par le cisaillement ductile.

Tardivement, une phase de plissement très large, de direction N 60-70°E, est marquée par l'ondulation cartographique des plans de foliation, mais n'apparaît pas au niveau des microplis mesurés, qui sont parallèles aux synformes et aux antifformes. Les différents auteurs ayant travaillé sur cette série métamorphique ont d'ailleurs signalé cette dernière phase (P. Sabaté, F. Carme). Enfin, la présence de plans axiaux très redressés pour tous les plis observés montre bien le caractère relativement tardif de ces déformations.

Les *linéations d'étirement*, présentes avec la même orientation dans les deux séries, correspondent à un cisaillement postérieur à leur structuration principale.

### Tectonique cassante

**Série de Saint-Flour.** Les conditions d'affleurement généralement peu favorables ne permettent pas de mettre clairement en évidence la fracturation de la série. Trois accidents notables sont visibles, selon une direction SE — NW qui est celle des accidents bordiers du bassin de Saint-Flour :

- celui de Saint-Georges — gare de Saint-Flour,
- celui de Viadeyres au Pirou, qui lui est parallèle,
- le troisième, des Varillettes à Vendèze, qui met en contact le socle et les argiles oligocènes, est masqué sur presque tout son parcours par le recouvrement des sables à chailles miocènes.

Par ailleurs, une bande Est-Ouest de cisaillement bréchoïde s'étend sur 2 km de longueur entre le Pirou et Saint-Georges, avec une largeur atteignant 500 m au Nord du Pirou, où elle a été révélée par d'importants travaux de déboisement. La dislocation s'y manifeste avec une intensité variable, par un dense réseau de fractures multidirectionnelles, un lacis de veines quartzieuses, une rubéfaction généralisée, avec argilisation partielle. Elle se traduit en surface par une terre argileuse orangée à rouge vif, criblée de fragments de quartz anguleux, qui a pu être confondue avec les argiles graveleuses oligocènes (1/80 000 Saint-Flour, 2ème éd.). Cet accident a certainement joué plusieurs fois, car les filons de quartz remplissant les fractures sont eux-mêmes bréchifiés et recristallisés.

**Série de Massiac.** La fracturation semble beaucoup plus importante que dans la série précédente, avec une intensité particulièrement forte dans la partie orientale de la feuille Saint-Flour. Deux directions majeures se dessinent : N 160-170°E et N 130-140°E, la première des deux ayant tendance à devenir N-S dans la région de Lastic. L'épaisseur de mylonite est en général réduite. La présence de zones faiblement minéralisées et celle de filons parallèles indiquent qu'au moins pendant une phase la direction N 160-170°E a fonctionné en ouverture. Chronologiquement les failles N 160°E paraissent antérieures aux failles N130°E.

**Zone muscovitisée.** Ce secteur, d'abord affecté par des cisaillements ductiles auxquels la muscovitisation paraît liée, a été postérieurement le siège d'une fracturation importante d'orientation générale N 120 à N 140°E, produisant une grande masse de mylonites. Chacun des accidents ne se poursuit pas sur de grandes distances, mais se trouve relayé par un nouvel accident plus ou moins parallèle. Enfin, dans la partie sud-est, les accidents se marquent particulièrement dans la topographie, créant une forte dénivellation entre le bassin de Vabres et les formations métamorphiques du bois de Vabres. Progressivement en se dirigeant vers le Nord-Ouest la dénivellée s'atténue pour pratiquement disparaître au niveau de Coren [pour la tectonique récente, voir : phénomènes géologiques].

### *SÉDIMENTS DU GRABEN DE MARGERIDE*

Les formations sédimentaires du fossé de Saint-Flour ont été uniformément attribuées, d'abord à l'Eocène (1/80 000 Saint-Flour, 1ère éd.) puis à l'Oligocène (id. 2e et 3e éd.). En réalité il convient de distinguer deux séries, conformément à l'idée de Ph. Glangeaud (1922) : l'une oligocène, l'autre mio-pliocène, séparées par un hiatus de 15 à 20 MA marqué par des mouvements tectoniques et un déplacement des aires de subsidence. Si la première, antérieure au volcanisme, a fourni de rares fossiles mammaliens, la seconde ne comporte que localement une flore foliaire et pollinique, mais peut être calée avec une certaine précision en raison de ses interférences avec les formations volcaniques. La confusion entre les deux séries, difficilement discernables du fait de leur caractère assez uniformément argilo-graveleux, a été facilitée par le fait que la seconde, ravinant profondément la première, peut en remanier les

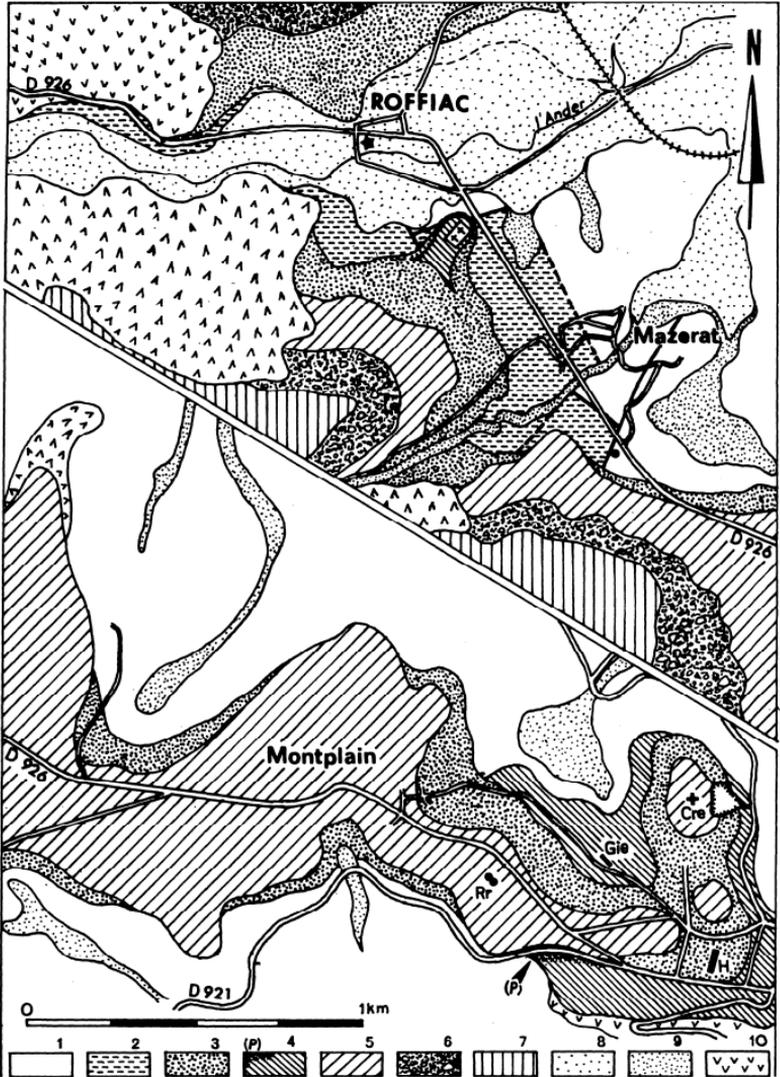
éléments caractéristiques (notamment les concrétions carbonatées). D'où l'idée vulgarisée à tort par R. Rey que le dépôt des "sables à chailles" a débuté dès l'Oligocène moyen.

### Série oligocène

e7-g1. **Sannoisien (?). Argiles rutilantes (sidérolitique).** Les dépôts les plus anciens sont constitués par des argiles colorées en rouge vif par un pigment ferrique. L'analyse par diffractométrie X y révèle l'existence de la seule kaolinite, à l'exclusion de tout autre minéral argileux. Elles montrent localement des accumulations de pisolithes d'hydrates de fer. La fraction sableuse, en faible quantité, est exclusivement constituée de quartz anguleux. Il n'existe ni feldspath ni galets ou graviers de roches du socle. Ces formations, comparables au "sidérolitique" des Limagnes du Sud (Lembron et Brivadois), représentent le produit de l'altération du socle gneissique sous un climat tropical à saison sèche dominante. Inconnues dans le bassin de Neussargues, elles apparaissent principalement sur quelques compartiments au pied de l'escarpement de Margeride (Saint-Gai, la Pelle, Valiergues), et exceptionnellement sur le socle en marge sud du bassin (Allauzier, 3 km à l'Ouest de Saint-Flour). A Allauzier et à la Pelle, les argiles rutilantes passent graduellement à la base au socle gneissique rubéfié sur plusieurs mètres d'épaisseur, attestant qu'au moins localement ces paléosols tropicaux sont conservés *in situ*. Toutefois le plus souvent une vague stratification (soulignée notamment par des lits de pisolithes ferrugineux) et une épaisseur importante (25 à 40 m, jusqu'à 50 m à Saint-Gai) manifestent une reprise de ces formations, avec un transport certainement très faible, et leur accumulation dans des dépressions ébauchant la subsidence du bassin.

Azoïques, ces argiles de base sont mises en parallèle par R. Rey (1967) et R. Coinçon (1972) avec les "grès rouges" de Saint-Alban (feuille Saint-Chély), et placées à la base de l'Oligocène inférieur (Sannoisien). Mais elles pourraient être plus anciennes et appartenir au moins pour partie à l'Eocène. Il est vraisemblable que l'altération fersialitique a duré pendant tout l'Eocène, mais que l'apparition de la subsidence, entraînant le remaniement et la réaccumulation de ces paléosols, ne s'est pas manifestée avant l'Oligocène. Quoi qu'il en soit, une lacune stratigraphique se traduit ensuite par l'absence de l'horizon de Ronzon, représenté plus au Sud par les argiles vertes et les calcaires siliceux meulièrement de Saint-Alban et du Malzieu (g1, feuille Saugues). Cette lacune a pour conséquence le ravinement des argiles rutilantes avant le dépôt beaucoup plus large des argiles bariolées g2a.

g2a. **Stampien. Argiles graveleuses bariolées.** La masse principale de l'Oligocène est constituée par une formation hétérogène, mal stratifiée, de faciès très variable, caractérisée par une composante argileuse dominante où la montmorillonite s'associe à la kaolinite dans une proportion de 20 à 90 %. La couleur varie du rouge vineux au rouge orangé, au rose, jaune, gris ou blanchâtre. Les teintes vives, rouges et orangées à passées grises, dominent à la base (héritage des argiles rutilantes inférieures) et les teintes claires, jaunes à passées blanches, au sommet (d'où une confusion toujours possible avec la série miocène).



**Fig. 3 - Extension des formations oligo-miocènes entre Roffiac et Saint-Flour** (contours modifiés d'après les travaux de rectification de D 926 à Mazerat, et d'urbanisation à Saint-Flour— Montplain, et n'ayant pas pu être intégrés à la carte en cours d'impression).

- 1 - Socle ;
- 2 - Oligocène : argiles graveleuses bariolées (g2a) ;
- 3 - Miocène : argiles et sables à chailles (m2a + m2b) ;
- 4 - Basalte "des Orgues de Saint-Flour" - (P) paléosol fersialitique ;
- 5 - Basalte "du Calvaire de Saint-Flour" ;
- 6 - Lahar ;
- 7 - Basaltes des Planèzes ;
- 8 - Alluvions ;
- 9 - Colluvions ;
- 10 - Eboulis et terrains glissés.

Ces argiles sont toujours plus ou moins sableuses ou graveleuses, la proportion des éléments figurés pouvant atteindre 50 % ; ceux-ci sont essentiellement constitués par des quartz anguleux, des feldspaths altérés et des micas, d'où une ressemblance fréquente avec les altérites du socle. A la différence des dépôts miocènes, on y observe rarement des horizons de graviers quartzeux francs, et jamais de galets fluviatiles bien roulés ; à l'inverse de ce qu'affirme R. Rey, les silex jurassiques en sont totalement absents. Par contre, les cailloux mal émoussés ou franchement anguleux de gneiss, d'aplite ou de quartz y sont fréquents (l'abondance du quartz, dans la région de Ruynes notamment, est souvent le meilleur critère pour éviter la confusion avec les arènes du socle). Il n'est pas rare, surtout aux abords de l'escarpement de Margeride, d'y rencontrer de gros blocs anguleux de gneiss ou d'aplite, pouvant exceptionnellement atteindre plusieurs mètres cube. Il paraît évident que les transports longitudinaux dans le fossé ont été très faibles. Le remplissage s'est effectué à partie d'apports latéraux, au fur et à mesure de l'érosion des plateaux bordiers et de leur couverture d'altérites. La présence de montmorillonite traduit une modification des conditions climatiques d'altération par rapport à la période précédente.

Les argiles graveleuses bariolées ne surmontent que localement, en les ravinant, les argiles rutilantes (elles prennent alors à la base des teintes vives, sources de confusions). Elles reposent le plus souvent directement sur le socle gneissique, manifestant au Stampien une subsidence généralisée sur une aire beaucoup plus vaste. Mais les contacts observables entre l'Oligocène et le socle s'effectuent le plus souvent par un système complexe de failles d'orientations variées, ainsi que l'a notamment révélé une série de travaux d'aménagement dans la région de Ruynes. Postérieurement à l'établissement de la carte, une disposition comparable a été mise en évidence par la rectification du CD 926 (Saint-Flour — Murat), révélant aux abords de RofRac la bordure orientale morcelée d'un fossé oligocène qui pourrait représenter le prolongement sud du "bassin" de Neussargues. Sous le cimetière de Roffiac, une faille verticale, jalonnée par des calcifications et des concentrations ferromanganiques, met en contact les orthogneiss et les argiles bariolées, au sein desquelles s'interstratifient des horizons intégralement constitués de fragments gneissiques anguleux (l'ensemble est recouvert en discordance, sous un lambeau basaltique argilisé, par un banc d'argiles graveleuses miocènes).

L'épaisseur totale des argiles graveleuses bariolées (g2a + g2b) peut difficilement être chiffrée en raison de la tectonique et de l'érosion qui ont suivi leur dépôt. L'épaisseur maximale observée à l'affleurement est de 80 m au Puy de la Balle dans le bassin de Saint-Flour, et de 140 m au Sud de Joursac dans le bassin de Neussargues (où le fond n'est pas atteint par le thalweg de l'Allanche ; d'après des sondages électriques, elles seraient encore très épaisses sous les moraines du bois d'Entraygues). En dehors du graben, ces sédiments n'ont été retrouvés qu'en mince placage résiduel (argiles rouge lie-de-vin et grises) sous les basaltes au front de la Planèze de Saint-Flour, entre le Croizet et les Ternès, et au Nord de Bouzentès (où ils sont injectés de sills basaltiques au pied du Puy de Larcher).

**g2b. Stampien. Argiles claires à concrétions calcaires.** Dans les argiles bariolées s'intercalent des lentilles sableuses, quartzo-feldspathiques et micacées, et quelques bancs gréseux dont le ciment est presque toujours calcaire. Mais, contrairement à ce qui se produisait dans les Limagnes ou le bassin d'Aurillac, la sédimentation carbonatée n'est jamais parvenue à s'imposer dans le fossé margeridien. Elle n'est guère représentée que par des rognons blancs

atteignant la taille du poing, souvent riches en grains de quartz, irrégulièrement disséminés. Quelques analyses ont révélé une composition dolomitique pour les concrétions rencontrées dans les argiles rouges et grises, faciès de base, où elles sont assez exceptionnelles (Vabres, Séverac), et une composition calcaire pour les concrétions trouvées dans les argiles jaunes et blanches, faciès du sommet, où elles sont plus abondantes et fréquemment plus volumineuses (la Trémolière, Vendèze, Joursac).

Ces concrétions peuvent très localement faire place à des lentilles de quelques mètres de diamètre d'un calcaire blanc rosé pétri de graviers quartzeux (Joursac), qu'on peut interpréter comme des calcrètes. Nous avons individualisé par une surcharge (g2b) ce faciès d'argiles claires à accidents calcaires, sans pouvoir (ne serait-ce qu'à cause du glissement des versants) lui attribuer des contours précis. En effet, en raison du compartimentage du bassin par la tectonique, il n'a pas été possible de déterminer si nous sommes en présence d'un faciès local limité dès l'origine à certains chenaux, ou d'un faciès initialement généralisé à tout le sommet de la série (il n'est même pas exclu qu'il s'agisse d'un horizon discordant sur les argiles bariolées à accidents dolomitiques).

La datation de cette série a été permise par les faunes mammaliennes découvertes au siècle dernier en deux points du bassin de Saint-Flour, dans l'horizon carbonaté g2b :

— le gisement dit "de Brons" se situe au lieu-dit "le Crosatier", 3,5 km à l'Est de Saint-Flour, au fond de la tranchée du chemin de fer. Il est constitué par un banc de grès fin, très micacé, à ciment calcaire, intercalé dans des argiles jaunes et grisâtres recouvertes en discordance par les "sables à chailles" au sommet de la tranchée. Il a livré des restes de tortues (*Testudo* sp., *Ptychogaster emioides*), *Entelodon* sp., et un rhinocéridé : *Eggsodon gaudryi* ;

— le gisement de Vendèze se situe au niveau-même de ce village, 1 km au Nord-Est de Saint-Flour, dans divers paquets d'argiles sableuses bariolées claires à concrétions calcaires, plus ou moins glissées sur le versant avec les argiles blanches miocènes et sables à chailles qui les surmontent. Il a livré un plastron de tortue, des dents d'*Anthracotherium bumbachense*, et divers restes de rhinocéridés, notamment une mandibule de *Cadurcotherium* cf. *cayluxi* et un crâne entier de *Ronzontherium filholi*.

Cette faune situe les argiles sableuses bariolées, au moins leur partie supérieure g2b, au niveau des sables de Fontainebleau (horizon de la Ferté-Alais). Il convient de remarquer que juste au Nord de Vendèze, les sédiments miocènes à chailles ravinent profondément les formations oligocènes en leur empruntant des concrétions calcaires, plus ou moins roulées. Ce phénomène a été à l'origine de la confusion des deux formations, et de l'idée de R. Rey selon laquelle les premiers convois de silex jurassiques (chailles) sont parvenus à Saint-Flour dès le Stampien.

**g2c. Stampien supérieur carbonaté des environs de Murat. Argiles vertes, marnes et calcaires.** Le développement maximal de la série oligocène est connu dans le bassin de Neussargues, où l'épaisseur des argiles bariolées atteint au moins 150 mètres. Mais on perd trace de l'Oligocène à l'affleurement dans la vallée de l'Alagnon à l'Ouest de Neussargues (diatème des Cités de Neussargues). Les relations susceptibles d'exister entre le bassin occidental d'Aurillac et le fossé oriental de Saint-Flour sont totalement masquées par le strato-volcan cantalien, dont les données géophysiques (Roux et Sénaud, 1978)

permettent de penser qu'il est installé sur un fossé sédimentaire, et non sur un bombement de socle comme cela a été longtemps supposé.

Des argiles vertes et marno-calcaires blancs, des calcaires crayeux tendres à gastéropodes et des calcaires indurés à silex blonds, sont connus dans l'Est de la feuille Murat, où ils affleurent à 900 m d'altitude près de Laveissière dans la vallée de l'Alagnon, entre 1 050 et 1100 m près de Dienne dans la vallée de la Santoire. Autrefois exploités à Laveissière, les calcaires y ont livré (R. Rey, 1973) : *Galba cornea*, *Planorbarius cornu* et *Pseudammicola terebra*, tenus pour équivalents du niveau d'Ormoy dans le Bassin parisien.

Des calcaires et argiles vertes ont été signalés au siècle dernier dans les bas-quartiers de Murat, et se retrouvent dans les brèches d'explosion de tous les diatrèmes des environs de Murat, y compris ceux situés sur la feuille Saint-Flour (moulin de Champeix, les Oldeboux). Mais ils n'avaient jamais été observés en place sur cette feuille. L'élargissement de la RN 122 et les travaux connexes les ont mis en évidence sous le Trou au Loup, au pied du Puy d'Estable, entre les cotes 910 et 940, où argiles vertes, marno-calcaires blancs et calcaires crayeux à gastéropodes se révèlent disloqués et bousculés, probablement à la fois par le glissement du versant et la proximité du diatrème des Oldeboux.

Par ailleurs, des sondages électriques (Aubert et de Goër, 1972) implantés en fond de vallée entre Murat et la Chapelle-d'Alagnon ont rencontré, sous une centaine de mètres de dépôts alluviaux (ombilic glaciaire ?), une formation de très basse résistivité attribuable aux argiles oligocènes.

C'est sur la base de l'ensemble de ces données que la colonne stratigraphique n° 1 a été complétée vers le bas sous les formations volcaniques. La présence de l'Oligocène est donc certaine à l'Ouest de la feuille, jusqu'à hauteur de la Chapelle-d'Alagnon. Mais le Stampien supérieur carbonaté g2c présent dans cette région de Murat est celui du bassin d'Aurillac, avec tous les faciès observables à la périphérie occidentale du Cantal, alors qu'il est totalement inconnu dans le graben de Saint-Flour — Neussargues. Aucun indice ne permet actuellement d'affirmer la présence de sédiments oligocènes entre la Chapelle-d'Alagnon et les Cités de Neussargues ; il est assez probable qu'un seuil gneissique sépare les deux bassins.

### Série mio-pliocène

Il s'agit d'une série détritique compréhensive azoïque, englobant au moins le Miocène supérieur et la base du Pliocène, connue depuis M. Boule sous le terme de "sables à chailles" en raison de la présence de galets de silex jurassiques ; des subdivisions n'y sont possibles que là où elle interfère avec les formations volcaniques cantaliennes. Manifestant le hiatus de 15 à 20 MA qui les sépare, cet ensemble recouvre la série oligocène en discordance jusqu'au fond du bassin, après une période d'intense fracturation et de puissante érosion dont l'âge exact n'est pas connu (Miocène moyen ?).

Cette seconde période de sédimentation accompagne de bout en bout le volcanisme cantalien ; si la masse principale est antérieure aux premiers basaltes précantaliens (région d'Andelat), il en existe des récurrences jusque par dessus les derniers basaltes planéziens (région de Chassagnette). Les caractères sédimentologiques restent constants quelle que soit la position stratigraphique, et

invariables tout au long du graben margeridien, du Malzieu à Neussargues. Ce sont des alluvions fluvio-lacustres, déposées dans des chenaux inconstants sur une aire en voie de subsidence incomplètement ennoyée (R. Coinçon, 1972). Elles peuvent se présenter en lits horizontaux réguliers, en lentilles discontinues, en stratification entrecroisée, ou en dépôts "en vrac".

La fraction argileuse se caractérise toujours par l'association kaolinite + montmorillonite, en proportions variables. Ces argiles, localement micacées, sont presque toujours de teinte très claire, blanches ou grisâtres, ou jaunâtres à rosées, mais parfois aussi plus vivement colorées en rouge orangé (d'où une confusion possible avec la série oligocène). Elles peuvent localement faire place à des *s haies* et pélites micacées riches en matière organique (gisements à plantes d'Andelat). Par places, les argiles claires peuvent envahir la série sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (pied sud du Puy de la Balle, au-dessus de RN 590), rendant possible leur exploitation pour la tuilerie (Grisols).

La fraction sableuse, généralement dominante, est essentiellement composée de quartz, et en faible quantité de feldspaths altérés. Il s'y ajoute une part accessoire où l'on peut trouver tous les minéraux du socle granitique et gneissique de la Margeride, à l'exclusion à peu près totale de minéraux volcaniques (exceptionnelles augites). On doit notamment mentionner une très petite proportion de quartz bipyramidés, sur la foi desquels P. Bout, qui les attribue aux éruptions rhyolitiques du massif du Mont-Dore, d'où ils seraient parvenus par voie éolienne, avait cru pouvoir conclure à un âge villafranchien (*cf.* les sables Fy du bassin du Malzieu, feuille Sauges) ; l'origine de ces quartz bipyramidés serait plus probablement à rechercher dans les nombreux filons de microgranite qui lardent le granite de la Margeride. En fait, les sables vrais, fins, sont relativement rares ; l'élément le plus constant est constitué par des graviers quartzeux émousés, de 2-5 mm, donnant sur la terre un aspect de grêlons. Localement, un enrichissement en hydroxydes de fer leur confère une teinte rouille ; on peut alors y observer des lits ou bancs d'aliols, certainement synsédimentaires car fréquemment disloqués et repris en plaquettes dans la série elle-même.

La fraction la plus grossière (cailloux et galets) est presque exclusivement constituée de deux types d'éléments :

— le quartz, partout présent, soit sous forme de fragments peu émousés, soit sous forme de dragées et galets parfaitement roulés, blancs, rosés, ou jaunâtres, de 1 à 10 cm ;

— les silex jurassiques, très irrégulièrement répartis dans le bassin, toujours en galets bien roulés. Englobés sous le terme général de "chailles" (d'où le nom donné à la formation), on peut y trouver (R. Rey, 1973) tous les types d'accidents siliceux présents dans la série jurassique au Sud de la Margeride dans la région de Marvejols : grès et jaspes du Rhétien, chailles vraies à spicules d'éponges de Bajocien — Bathonien, silex gris parfois oolithique du Sinémurien, et surtout silex "capucin" de l'Hettangien à patine cirreuse jaune, noire ou chocolat. Ces silex jurassiques, fréquents à la base de la série (horizons m2a et m2b) deviennent rares vers le haut (horizons m3 et p1).

Les galets de gneiss et de granite aplitique sont plus rares. Des galets de basalte altéré, exceptionnels, ont été trouvés en divers points du bassin, à tous les niveaux de la série (notamment dans la région du Pirou).

Ainsi que l'a souligné R. Coinçon, coexistent presque partout des éléments peu émousés (gravier quartzeux et feldspathiques, fragments de quartz filonien) et des éléments très roulés ayant subi une longue évolution (chailles et dragées de quartz). On peut donc supposer qu'il y a eu mélange d'apports latéraux peu transportés, en provenance du proche versant du horst de Margeride, et d'apports longitudinaux plus lointains, notamment de la couverture mésozoïque du Sud de la Margeride. En fait il n'y a pas d'apports directement latéraux comme dans la série oligocène : les fragments anguleux de gneiss sont absents, et les éléments volcaniques manquent à peu près totalement même dans les niveaux qui s'interstratifient dans les formations volcaniques.

En l'absence de fossiles et d'horizons-repère, seules les formations volcaniques permettent de dater relativement et de subdiviser l'ensemble des "sables à chailles", que par ailleurs nous n'avons jamais vus ni dénivelés ni limités par des accidents cassants sur la feuille Saint-Flour (de tels accidents semblent exister localement plus au Sud, dans la région de Faverolles, feuille Chaudes-Aigues). Nous y avons distingué 5 horizons (A. de Goër, 1972) :

**m2a. Helvétien — Tortonien inférieur. Sables d'Andelat.** La première venue est la plus importante (100 m d'épaisseur au moins au Puy de la Balle). On peut la suivre en continuité depuis Anglards-de-Saint-Flour (feuille Chaudes-Aigues) jusqu'au confluent du Babory et de l'Ander. Elle comble un large chenal, dont le thalweg a pu être tracé approximativement à la faveur d'une érosion affectant principalement son versant gauche et qui en atteint presque le fond en plusieurs points. La pente moyenne de ce thalweg est de 0,75 %. Son altitude est de 850 m à Anglards, et peut être estimée à 740 m sous le château du Sailhant, au-delà duquel le chenal disparaît sous la Planèze de Saint-Flour.

Sous le replat du cimetière de Roffiac, un lambeau argilisé de la coulée basaltique "des orgues de Saint-Flour" repose sur 1 à 2 m d'argiles blanches et de pélites micacées avec carbonatations pédogénétiques, comportant des lits de graviers quartzeux avec silex jurassiques et galets basaltiques. L'ensemble scelle horizontalement le contact faillé vertical entre le socle gneissique et les argiles graveleuses oligocènes (observation effectuée après l'impression de la carte).

Cet horizon est antérieur aux plus anciens basaltes du bassin de Saint-Flour, dont l'âge radiogénique K/Ar se situe entre 9 et 10 MA. Par ailleurs il renferme dès la base de très rares galets de basalte altéré ; or on ne connaît actuellement au Sud, sur la Margeride et les Causses, aucun basalte plus ancien que 15MA. On peut donc le placer dans l'Helvétien—Tortonien. Un âge plus ancien (Miocène inférieur ?) ne peut toutefois plus être exclu [Simon-Coinçon *et al.*, 1981] depuis la découverte d'un fragment de crâne de rhinocerotidé, attribué avec doute au genre *Diaceratherium*, à la base d'un chenal sableux près du contact avec le socle, lors des travaux de rectification de la RN 9 au Crozatier, à proximité du gisement oligocène dit "de Brons".

**m2b. Tortonien. Sables du Calvaire de Saint-Flour.** Ce second horizon ne peut être défini que là où il ravine ou recouvre les premiers basaltes (Grisols, Saint-Flour, Coren). De la sablière de la Fontlong, sous le calvaire de Saint-Flour, jusqu'à Roffiac, il est recouvert ou profondément raviné par une coulée basaltique âgée de 9 MA, selon le cours d'une ancienne vallée E-W ; une flore qualifiée de "mio-pliocène" a été trouvée à la base du remblaiement, dans les argiles d'altération du basalte inférieur au flanc de la paléovallée. Partout ailleurs son toit est constitué par le puissant lahar d'Andelat (8 MA environ)

dont il est séparé à Prentegarde (Nord de Roffiac) par une couche d'argiles à faune pikermienne. Cet horizon se situe donc dans le Tortonien supérieur. La riche flore foliaire et pollinique d'Andelat (Trou de l'Enfer et cimetière) est contenue dans un niveau de *shales* et de pélites micacées, passant à la base à des sables graveleux, et ravinées au sommet par le lahar.

L'épaisseur cumulée des deux premiers horizons m2a et m 2b, non dissociables, atteint 150 m au Puy de la Balle au Nord-Est de Saint-Flour, et peut être estimée à 130 m sous Sebeuge, à l'Est d'Andelat, manifestant dans le bassin de Saint-Flour une subsidence miocène comparable à celle de l'Oligocène.

**m3. Messinien. Sables du Babory.** Ce troisième horizon, plus discontinu, peut se suivre depuis Roffiac (vallée de l'Ander) jusqu'à Séverac (vallée de l'Alagnon), notamment sur les deux versants de la vallée du Babory, régulièrement intercalé entre le toit du lahar d'Andelat et la grande nappe doléritique de Latga qui constitue dans tout ce secteur la base de la Planèze. Celle-ci étant datée à  $5,8 \pm 0,2$  MA, on se situe dans le Messinien. L'épaisseur de cet horizon varie le plus souvent entre 0,5 et 5 m, mais il peut atteindre exceptionnellement 20 m à Chante-Milan, au Nord de Roffiac.

**p1a. Pliocène inférieur. Sables des Fontilles.** Très localisée, cette formation peut s'observer sur la Planèze de Saint-Flour, entre Coltines et Talizat sur le pourtour de la colline de Cayrou, et dans les anciennes sablières des Fontilles, près de la gare de Talizat, où son épaisseur atteint 15 mètres. Interstratifiée dans la série des basaltes planéziens, son âge se situe entre 4 et 5 MA, soit à la base du Pliocène. C'est vraisemblablement la reprise de la subsidence et d'une inondation fluvio-lacustre à cette époque qui explique les volcans hyaloclastiques (éruptions subaquatiques) du Puy de la Balle au Puy de Barre.

**Rp1b. Pliocène. Gravier de Cayrou.** L'arrivée des dernières coulées basaltiques n'a pas mis fin à cette sédimentation. En effet, dans le même secteur, sur la colline de Cayrou (1 km N.NW de Savignac) la surface altérée de la coulée sommitale est jonchée de graviers, cailloux et galets de quartz. L'horizon, avant érosion, a dû être assez continu, car des quartz, fréquemment éolisés, peuvent être recueillis épars sur toute la surface de la Planèze jusqu'à Secourieux et aux marges de la nappe morainique.

**Remarque paléogéographique.** P. Glangeaud (1922) a suggéré que les silex du bassin de Saint-Flour avaient été amenés depuis les Causses par une "Proto-Truyère" miocène qu'il imaginait tributaire de l'Allier. Or le fossé comblé par les "sables à chailles" ne réapparaît pas dans la vallée de l'Alagnon, où ces formations ne sont représentées que par quelques décimètres de graviers quartzeux et argiles micacées, sous le lahar au cimetière de Joursac (horizon m2b) et sur le lahar à Séverac (horizon m3). Les silex jurassiques sont inconnus le long du paléocours aval de l'Alagnon fossilisé par les coulées du Cézalier, paléocours dont rien n'implique l'existence antérieurement à l'épisode des basaltes planéziens. Une étude comparative de tous les sédiments miocènes dispersés autour du Cantal conduit à penser :

- que le fossé subsident miocène doit, au delà d'Andelat, se poursuivre vers l'Ouest sous la Planèze en direction du centre du Cantal ;
- que la Proto-Truyère qui le drainait, dès l'origine tributaire du bassin de la Garonne, devait obliquer vers le Sud-Ouest en direction de Vic-sur-Cère et Aurillac (les silex jurassiques, en dehors du graben margeridien, ne se retrouvent qu'à la base des lahars de la région d'Aurillac).

## FORMATIONS VOLCANIQUES ET SÉDIMENTS ASSOCIÉS

### Généralités

La feuille Saint-Flour n'est concernée que par la retombée orientale de l'énorme strato-volcan cantalien (2 700 km<sup>2</sup>, couvrant en totalité la feuille Murat et s'étendant sur les huit feuilles adjacentes). La stratigraphie adoptée pour cet ensemble est celle définie par J.-P. Milesi (1976), P. Watelet (1977) et A. de Groër (1980) dans la moitié est de la feuille 1/50 000 Murat. Elle comporte quatre grandes périodes, sur lesquelles nous avons échelonné neuf indices chronologiques :

**I — Basaltes infracantaliens** (1-2) (= "Basaltes miocènes" des anciens auteurs). Volcanisme précurseur non ou peu différencié, dispersé, connu seulement au fond des vallées périphériques et aux marges du massif. Cette phase semble pour l'essentiel située entre 11 et 9 MA (2), mais elle a débuté localement dès la base du Miocène (> 20 MA) [cet épisode très ancien (1), présent sur les feuilles Riom et Vic, n'est pas représenté sur Saint-Flour].

**II — Paléo-Cantallatique** (3-4) (= "Trachytes miocènes" des anciens auteurs). Ce n'est qu'au Miocène terminal (? 8,8 à 8,3 MA environ) que s'édifie le premier strato-volcan, qui constitue l'ossature du Cantal et dont l'histoire s'achève par l'effondrement de toute l'actuelle région centrale. Les magmas, assez uniformément latitiques (mais pouvant évoluer jusqu'aux rhyolites) sont essentiellement exprimés sous forme de coulées pyroclastiques de faible granulométrie (coulées de cendres et ponces à caractères ignimbritiques plus ou moins marqués), connues jusqu'à 1 450 m d'altitude sous les sommets extérieurs à la caldera aux environs du Lioran. Dans ces régions centrales (feuille Murat), il s'y ajoute des tufs cendro-ponceux lités (*air-fall deposits*), des réseaux filoniens, des dômes et dômes-coulées flanqués de brèches d'avalanches. Dans les régions périphériques, ces formations ne sont représentées que localement, par des pluies de cendres et ponces difficilement discernables de celles de la période suivante (voir ci-dessous le problème de Joursac), et peut-être par quelques coulées boueuses (lahars) riches en éléments oligocènes.

**III — Néo-Cantal trachyandésitique** (5-6-7) (= "Brèches et conglomérats andésitiques", "Andésites et laves des sommets" des auteurs). Moulé sur le précédent après l'apparition de la caldera centrale, le second strato-volcan (8,2 à 7 MA environ) s'en différencie à la fois par ses caractères magmatiques et dynamiques. Le magma dominant, saturé, a fourni des laves de basicité intermédiaire, exprimées le plus souvent sous forme d'écoulements pyroclastiques grossiers peu évolués. Moins épais (≤ 400 m) mais beaucoup plus étalé que le précédent, cet ensemble peut être décomposé en 3 phases :

— *les brèches inférieures* (5), chaotiques ou zonées, dont l'écoulement s'accompagne d'une fragmentation incomplète laissant subsister des trains de vastes panneaux de lave non bréchifiée (qu'il convient de ne pas confondre avec des intrusions). Ces brèches, monogéniques, sont alimentées pour l'essentiel par un magma assez basique à (ortho + clino)-pyroxènes. Pouvant excéder 200 m d'épaisseur dans l'Ouest du Cantal, elles ne dépassent guère Murat vers l'Est ;

— *les brèches intermédiaires* (6) manifestent une diversification magmatique et dynamique. Les andésites alcalines à deux pyroxènes restent prépondérantes, toujours sous forme d'écoulements pyroclastiques. Mais il apparaît aussi des

termes plus basiques (coulées massives de trachyandésites à périclote), et des termes plus acides (latites) pouvant alimenter des coulées ou des puissantes retombées de cendres et ponces étalées sur de vastes surfaces (tufs lités intercalaires). Si dans la région centrale la plupart des écoulements bréchiques conservent un faciès désordonné, vers l'extérieur dominent les brèches zonées ou stratifiées à éléments souvent émoussés : ce sont les "conglomérats andésitiques" des auteurs, dont l'aspect pseudo-polygénique est attribuable à des mélanges de magmas. Les immenses coulées boueuses (lahars) étalées loin vers la périphérie du massif sont probablement pour la plupart liées aux grandes émissions de cendres et ponces latitiques intercalées dans cet ensemble ; elles ne peuvent être attribuées à coup sûr au Néo-Cantal que par la présence de blocs andésitiques à orthopyroxène, ou par le transport en masse d'énormes panneaux des brèches "inférieures" (5) ou "intermédiaires" (6) ;

— *les effusions terminales* (7) ("Laves des sommets" des auteurs) accentuent les caractères de la période précédente. Les magmas se diversifient de plus en plus, et les écoulements laviques prennent progressivement le pas sur les écoulements pyroclastiques. Les émissions se poursuivent sur tout le pourtour de l'ancienne caldera, mais tendent à migrer vers l'extérieur le long des fractures radiales déterminant les lignes de crêtes. Les trachyandésites subplagioclasi-ques à clinopyroxène dominant, alternant avec des termes plus basiques, à tendance basaltique, ou plus acides, latites à biotite et hornblende. Ultérieurement, une activité persistante dispersée se traduit, pour ce qui est des laves saturées, par la mise en place de dômes latitiques à rhyo-trachytiques ; simultanément apparaissent des laves déficitaires : nappes fluides de téphrites à hauïyne (ordanchites), et protrusions phonolitiques. Dans le secteur nord-est, des alluvions fluviales à galets phonolitiques témoignent d'un temps d'érosion précédant les premiers épanchements basaltiques planéziens.

**IV — Basaltes supra-cantaliens** (8-9) (= "Basaltes pliocènes", "basaltes des plateaux", "basaltes des planèzes" des auteurs). La dernière phase d'activité, aux confins mio-pliocènes (de 6,5 à 5 MA pour l'essentiel, mais pouvant se prolonger jusqu'à 4, voire 3 MA) édifie les vastes plateaux basaltiques triangulaires (planèzes) qui chapent la moitié de la superficie du massif, et de façon particulièrement continue sur le versant est. Contrairement à une opinion encore trop souvent exprimée (notices feuilles 1/50 000 Vic-sur-Cère et Pleaux), les voies d'alimentation n'en sont pas préférentiellement concentrées dans les régions centrales (feuille Murat) : les foyers éruptifs, ponctuels ou linéaires, sont très nombreux et disséminés sur toute la surface de toutes les planèzes, et manifestent des dynamismes éruptifs variés (très effusif à holoeffusif, strombolien, phréatomagmatique, etc.). Ce quatrième ensemble n'est que l'expression, à travers les superstructures du strato-volcan cantalien préexistant, d'une inondation de basaltes alcalins généralisée aux confins mio-pliocènes depuis la vallée du Lot jusqu'aux abords de la chaîne des Puys, et concernant simultanément les quatre ensembles Aubrac, Cantal, Cézallier et Mont-Dore.

Le territoire couvert par la feuille Saint-Flour englobe la retombée orientale du Cantal et sa jonction avec l'extrémité méridionale du Cézallier. Les basaltes supracantaliens (période IV) occupent la majeure partie de la surface volcanisée de la feuille. Les basaltes infracantaliens (période I) apparaissent principalement dans le bassin de Saint-Flour, et accessoirement autour de la Chapelle-d'Alagnon aux confins de la feuille Murat. Pour ce qui est du complexe cantalien *s.s.* ("brèche andésitique" *s.l.* des anciens auteurs), en raison de l'extension de la carapace basaltique, il n'apparaît que dans le bassin de Saint-Flour et dans la vallée de l'Alagnon. La série cantalienne y est très réduite et

incomplète ; à cause d'importantes formations superficielles (moraines, éboulis et glissements de versants) dans cette vallée entre Murat et Neussargues, il n'est pas possible d'établir une relation chronologique certaine entre les régions centrales et périphériques. Dans la zone interne, entre Murat et la Chapelle-d'Alagnon, le Paléo-Cantal latitique (3-4) n'est peut-être pas représenté, les "brèches inférieures" (5) n'existent que très localement, et les effusions terminales (7) sont absentes ; en sorte que le complexe trachyandésitique est essentiellement réduit aux "brèches intermédiaires" (6), représentées par des coulées laviques et des "conglomérats" pyroclastiques, encadrés par deux puissantes retombées de cendres et ponces ("tufs lités intercalaires"). On peut raisonnablement supposer que ce sont ces retombées qui ont alimenté les grandes coulées boueuses (lahars) périphériques, qui constituent notamment la quasi-totalité du complexe intermédiaire (ex- "brèche andésitique") aux environs de Saint-Flour. Mais nous manquons d'éléments pour replacer avec certitude dans la chronologie ci-dessus définie les formations apparaissant sous ces lahars dans la zone externe. C'est notamment le cas :

— d'une part des dépôts, alternativement remaniés ou directement éruptifs, regroupés sous le terme compréhensif "volcano-sédimentaire", présents en rive droite de l'Alagnon de Celles à Séverac, et probablement pour l'essentiel néocantaliens ;

—d'autre part des puissantes retombées de cendres et ponces latitiques de la basse-vallée de l'Allanche et des environs de Joursac, qui nous paraissent devoir être rattachées au Paléo-Cantal (3) plutôt qu'aux "brèches intermédiaires" (6).

Enfin, dans le Nord de la feuille Saint-Flour, se pose le problème des relations entre Cantal et Cézallier. Il n'existe aucune frontière cartographique entre les deux domaines. La portion méridionale du Cézallier couverte par cette feuille est en quasi-totalité contemporaine des planèzes cantaliennes (période IV) ou pour partie légèrement plus jeune, et il y a imbrication des épanchements issus des événements épars sur les deux régions. Les divers types pétrographiques de basaltes se retrouvant identiques de part et d'autre, nous n'avons pas jugé utile de séparer ces deux provinces volcaniques par des teintes distinctes. Sur un plan théorique, il paraît logique de proposer pour ligne de démarcation le système des failles de Margeride (secteur Joursac — Pont du Vernet) et leur prolongement hypothétique vers le Nord-Ouest en direction de Sainte-Anastasie. C'est la raison pour laquelle nous tenons pour "annexes orientales du Cézallier" la chaîne de Rézentières et tout le volcanisme basaltique épars sur le plateau gneissique de Montchamp, c'est-à-dire sur le compartiment surélevé. Dans cette optique, une partie de la Planèze de Saint-Flour (région de Talizat) serait alimentée par des appareils appartenant au Cézallier.

## Formations volcaniques

### Basaltes infracantaliens

Ces basaltes sont antérieurs à toutes les laves intermédiaires ou différenciées constituant le strato-volcan cantalien *s.s.* Ils apparaissent en deux régions:

— à l'extérieur du massif, aux environs de Saint-Flour, où ils reposent soit sur le socle gneissique, soit sur les sédiments miocènes (dans lesquels ils peuvent s'interstratifier), et où leur âge se situe autour de 9 MA ;

— à l'intérieur, dans la vallée de l'Alagnon, aux environs de Murat, où leur substratum (oligocène ?) n'est pas visible. Sur la feuille Murat, une basanite a été datée à 11 MA près de Fraisse-Bas.

C'est quelque peu arbitrairement que nous avons rapporté à cette période :

-en rive droite de l'Alagnon, la coulée inférieure très argilisée du ravin de Mallet, intercalée entre l'Oligocène (ou le socle) et les alluvions infraplanéziennes m3G à galets de phonolite ;

— en marge nord-est de la feuille, le culot déchaussé du Suc de Lapèze, dont les produits de démantèlement sont recouverts en contrebas par la coulée de la Bastide à Saint-Poncy.

<sup>2</sup>λβ. **Mélabasanites limburgitiques.** C'est le type dominant dans le bassin de Saint-Flour, où il constitue :

— le remplissage cratérique déchaussé (*plug*) de Mérygnac, au Sud de Saint-Flour ;

— au Nord de Saint-Flour les plateaux de Mons, Vendèze, Roche-Murat et le Rosier, qui devaient initialement constituer une seule unité, dont la cheminée est inconnue ;

— le plateau de Lachau, séparé des précédents par une récurrence de sables à chailles.

Toutes ces coulées, dont la colonnade basale n'est jamais visible, sont constituées sur presque toute leur hauteur par un entablement très épais, disposé en faux-prismes fasciculés. La lave, noire, à cassure siliceuse, se caractérise par sa richesse en verre brun violacé zébré d'aiguilles d'ilménite. Les éléments figurés se partagent entre les petits phénocristaux d'olivine et d'augite, et d'abondants granules ou microlites d'augite ; les microlites feldspathiques sont rares. L'indice de coloration normatif moyen se situe entre 60 et 65. L'analyse chimique fait apparaître de 5 à 13 % de Ne normative (SiO<sub>2</sub> % < 43). Le type peut en être pris dans les grandes ballastières de Vendèze et Mons au Nord de Saint-Flour.

<sup>2</sup>β<sub>n</sub>, <sup>2</sup>β<sub>1</sub>- **Basanites.** La coulée supérieure, dite "du calvaire", de Saint-Flour diffère principalement des précédentes par sa meilleure cristallisation. L'entablement limburgitique est réduit (réservoir d'eau de Saint-Flour). La colonnade montre des faciès variables, subaphyriques à très porphyriques avec phénocristaux d'augite pouvant atteindre 1 cm. Col. ~ 60, Ne normative 5 à 10 %. Les microlites plagioclasiques sont abondants, et là où la cristallisation est totale, il apparaît un peu de néphéline et d'analcime (<sup>2</sup>β<sub>n</sub>).

Le culot déchaussé du Suc de Lapèze (limite nord-est de la feuille) est constitué par un basalte bien cristallisé, plus leucocrate que le précédent (col. ≤ 50) ; des plages de leucite apparaissent autour de certains phénocristaux (<sup>2</sup>β<sub>1</sub>).

La coulée inférieure du ravin de Mallet (en face de Joursac) a été placée arbitrairement dans ce groupe ; la lave, mésocrate, à pâte très fine, est incomplètement cristallisée ; son état d'argilisation n'en permet pas l'étude chimique.

<sup>2</sup>β. **Basaltes s.s.** Macroscopiquement non discernables des précédentes, ces laves s'en différencient chimiquement par une plus grande richesse en silice et

alumine ( $\text{SiO}_2 \sim 47\%$ ), pour une quantité analogue d'alcalins, traduisant leur caractère plus leucocrate (col.  $< 50$ ) et un bilan normatif équilibré. En raison de la nette prédominance des plagioclases (An 45-55) sur les pyroxènes, la structure de la pâte tend vers un type trachytique. Il n'apparaît jamais de feldspathoïdes, mais les petits phénocristaux de labrador ne sont pas exceptionnels.

— La coulée inférieure de Saint-Flour (qualifiée de "labradorite" par M. Boule), tronçonnée en quatre morceaux depuis le culot de Grisols (point d'émission) jusqu'au château du Sailhant, en fournit le meilleur exemple. La coupe des Orgues de Saint-Flour et celle de la reculée du Gour — Sailhant montrent un entablement épais à faux-prismes fasciculés surmontant une colonnade régulière. La lave de l'entablement est très riche en verre brun (mais les microlites de plagioclase y sont déjà largement représentés), celle de la colonnade est bien cristallisée, mais altérée, et les péridots y sont totalement serpentinisés. Dans la ville de Saint-Flour, toute la partie supérieure de cette coulée est altérée en argiles violacées, dont l'épaisseur peut atteindre 5 à 10 mètres.

— La coulée de Pignoux, dans la gorge de raccordement du Lagnon au Sud de Murat, est riche en phénocristaux d'olivine totalement transformés en chlorite et serpentine. La partie supérieure de la coulée est fortement argilisée.

<sup>2</sup> $\beta_{\text{H}}$ . **Basalte hawaïitique.** Ce type n'est représenté que par les coulées du volcan du Rougeat, qui forme le demi-verrou de la Chapelle-d'Alagnon, près de Murat. Dans cette lave, subleucocrate (col.  $\sim 40$ ) et aphyrique, l'olivine n'est présente qu'en très faible quantité, et la biotite apparaît en grandes lamelles poecilites. La pâte, à structure trachytique, est principalement constituée de microlites d'andésine-labrador (An 45-55) et d'une poussière de granules pyroxéniques. C'est le terme le plus différencié de la série infracantaliennne, atteignant le champ des hawaïites.

Dans le détail, la lave du Rougeat est hétérogène : alors que dans la trancheée SNCF prédomine un faciès aphyrique, riche en biotite et très pauvre en olivine, le long de la RN 588 le basalte s'enrichit en phénocristaux (principalement d'olivine déstabilisée), jusqu'à prendre localement un faciès franchement cumulatif. L'autobréchification partielle de la masse lavique n'est peut-être pas sans relation avec cette hétérogénéité.

<sup>2</sup> $\beta_{\text{s}}$ , <sup>2</sup> $\beta_{\text{b}}$ . **Pyroclastites.** Le seul édifice infracantalien notable est le volcan du Rougeat, près de la Chapelle-d'Alagnon, dont les projections rouges agglomérées affleurent sur 80 m d'épaisseur, formant des strates de 50 cm à 1 m à bombes fuselées et blocs de basalte scoriacé, avec quelques intercalations de lits de cendres et lapilli (<sup>2</sup> $\beta_{\text{s}}$  = produits stromboliens). Le basalte hawaïitique est intrusif à la base de ces scories au niveau de la RN n° 588.

Dans la région de Saint-Flour, quelques scories ne sont observables qu'au pied de la butte sommitale du plateau de Lachau (<sup>2</sup> $\beta_{\text{s}}$ ). Par ailleurs, des tufs d'explosion riches en fragments de socle (<sup>2</sup> $\beta_{\text{b}}$ ) sont conservés contre le rebord ouest du plateau de Mérygnac, qui représente certainement un lac de lave figé dans un cratère de maar (cet appareil n'a été rapporté, sans preuves, aux basaltes infracantaliens que par analogie pétrographique avec les limburgites du Nord de Saint-Flour).

### Complexe cantaliens s.s. — Zone interne

Dans le secteur de la Chapelle-d'Alagnon (confins de la feuille Murat), on est situé assez près du centre du massif pour que l'ensemble compris entre les deux séries basaltiques soit représenté essentiellement par des formations directement éruptives (les formations "remaniées" n'y constituent que de minces strates discontinues ou des accidents locaux non cartographiables).

<sup>5</sup><sub>b</sub>α. **Trachyandésite auto-bréchifiée à zéolites.** Une seule coulée de ce type apparaît à la base de l'empilement du Puy d'Estable, sous le Trou-au-Loup. Elle comporte un coeur lavique massif grossièrement prismé, encadré par deux masses bréchiques chaotiques monogéniques à blocs anguleux (la brèche basale comporte en outre des scories rouges) provenant de sa fragmentation en cours d'écoulement. La lave est une trachyandésite subplagioclasique leucocrate (col. ~ 25) [Phénocristaux : plagioclases zonés An 65-25, augite, hornblende résorbée. Pâte trachytique : andésine, augite, opaques, très peu de sanidine et biotite] dont tous les interstices sont envahis par des zéolites (phillipsite et chabasie) pouvant constituer 10 % de la roche.

Cet écoulement incomplètement fragmenté se rapporte à l'horizon-repère dit "brèche blanche" (Milesi, 1976), qui, dans la portion orientale de la feuille Murat (vallées de l'Alagnon, de la Santoire et de la Chevade) constitue la première venue des brèches inférieures néocantaliennes, précédant immédiatement les magmas à deux pyroxènes. Il repose sur une brèche chaotique à matrice argileuse rouge, très polygénique (blocs et fragments de socle, oligocène, basaltes et tufs basaltiques argilisés, cendres et ponces latitiques, peu de trachyandésite). Cette "brèche rouge" peut représenter soit une semelle laharique congénère de la "brèche blanche" (Milesi, 1976), soit un lahar beaucoup plus ancien qui pourrait se situer dans un stade précoce de l'édification du Paléocantal latitique (Watelet, 1977) ; c'est cette seconde solution que nous avons adoptée sur la colonne stratigraphique et la coupe n° 1 (<sup>3</sup>lh).

<sup>6</sup><sub>c</sub>α. **Ensemble conglomératique (brèches intermédiaires).** Les brèches intermédiaires stratifiées, avec intercalations de laves massives et de tufs ponceux puissants, constituent l'essentiel de la "brèche andésitique" aux environs de la Chapelle-d'Alagnon, sous leur faciès externe banal de "conglomérats" ("type Auzolles", de Goër et Milesi, 1976). Les meilleurs affleurements s'en situent, d'une part dans la vallée du Lagnon (épaisseur totale visible : 90 m), d'autre part sous le Puy d'Estable (60 m). Il s'agit d'agglomérats indurés, irrégulièrement stratifiés et mal classés, à éléments très hétéométriques (dimensions variant de la cendre aux blocs métriques) et fréquemment émoussés, voire arrondis. La structure et la composition des blocs ou granules traduit une grande hétérogénéité, allant des basaltes aux latites avec une nette prédominance d'andésites alcalines subplagioclasiques à deux pyroxènes. En dépit des apparences, il ne s'agit nullement de produits de remaniements aqueux ou boueux ; le caractère directement éruptif est notamment attesté par la présence de tuyaux de dégazage. Il a pu être montré à Auzolles (vallée du Lagnon, feuille Murat), où l'on dispose d'une coupe dans un centre d'émission, que de tels agglomérats représentent une somme d'écoulements pyroclastiques laminaires (en nombre très inférieur à celui des "strates" apparentes) résultant de la fragmentation ménagée d'un liquide magmatique hétérogène mal émulsionné ; l'irruption d'un basalte dans une chambre magmatique en cours de différenciation peut expliquer la complexité du mélange. Seules quelques interstrates livrent des indices de remaniements locaux entre plusieurs émissions. Des restes végétaux peuvent s'observer dans les lits les plus fins.

<sup>6a</sup>pc, <sup>6b</sup>pc. **Tufs ponceux lités intercalaires.** Deux horizons-repères (représentant pour partie les "cinérites" des anciennes cartes) s'interstratifient, l'un près de la base (<sup>6a</sup>pc) l'autre près du sommet (<sup>6b</sup>pc) de l'ensemble conglomératique. Ils montrent une alternance, décimétrique à demi-métrique, de strates cendreuse gris-beige à brun-chocolat et de strates ponceuses claires (blanches ou bariolées) à ponces fréquemment aplaties ; certaines strates peuvent montrer des granoclasses, inverses ou normaux. Certains lits sont totalement formés de cristaux libres (*crystal-lapilli*) ; d'autres sont riches en lapilli laviques denses, centimétriques. La composition moyenne est celle d'une latite quartzifère. La paragenèse exprimée comporte : plagioclases zonés (An 40-60), hornblende brune (dominante dans les tufs inférieurs), augite verte (dominante dans les tufs supérieurs), biotite décolorée, magnétite, sphène, apatite, tridymite.

Ces dépôts rythmés représentent des retombées directes "en pluie" (*air-fall deposits*) de panaches pliniens étalés à haute altitude à partir de centres explosifs situés dans la région des sommets. Très localement (tranchée du CD n° 239 à l'Ouest de Cheylanes) apparaissent des faciès remaniés (cinérites vraies et ponces flottées), à débris végétaux. Ces deux horizons sont probablement très continus sur le versant oriental du Cantal, mais affleurent très peu en raison d'une argilisation secondaire poussée. L'épaisseur des tufs inférieurs est de 10 à 20 m ; celle des tufs supérieurs (ceux-ci le plus souvent masqués par les éboulis basaltiques des corniches planéziennes) atteint 30 à 40 m au moins au versant droit de l'Alagnon sous la Roche de Muratet, où le nouveau tracé de la route de Murat à Saint-Flour les montre traversés par un mur vertical de basalte de 600 m de long. Ce sont vraisemblablement ces puissantes chutes cendro-ponceuses qui ont provoqué et alimenté les grands lahars périphériques (6lh).

<sup>6</sup>τα. **Trachyandésite latitique.** Au moulin de Champeix, formant cascade en haut de la gorge de raccordement du Lagnon, une coulée épaisse d'une dizaine de mètres recouvre en les rubéifiant les tufs lités intercalaires inférieurs. C'est une lave leucocrate massive, subbaphyrique, à rares phénocristaux de labrador An 60 et de hornblende résorbée ; pâte trachytique constituée essentiellement de microlites d'andésine et plages de feldspath potassique, avec quelques granules de clinopyroxène et de tridymite.

(N.B. - Au fond de la même gorge, une petite coulée de trachyandésite porphyrique, non cartographiable, s'intercale dans les strates inférieures des conglomérats).

<sup>6</sup>βα. **Trachyandésite basique.** Sous la Bastirone, au Nord de la Chapelle-d'Alagnon, une épaisse coulée (20 m), prismée, s'interstratifie dans l'ensemble conglomératique entre les deux horizons de tufs ponceux. La lave, mésocrate (col. 38), brun-rouille en surface et gris bleuté à la cassure, se caractérise par son porphyrisme et sa structure trachy-doléritique. Phénocristaux (28 %) : labrador, augite chloritisée, olivine iddingsitisée. Pâte : andésine, augite, opaques, biotite ; accessoires : sanidine, analcime, olivine, apatite, serpentine abondante dans tous les interstices. Sa composition chimique place cette lave près des basaltes.

<sup>6</sup>γα. **Brèche de diatrème trachyandésitique.** Dans la gorge du Lagnon, à l'aval du moulin de Champeix, la série stratifiée est intersectée par une cheminée bréchiue cylindrique (diatrème) de 600 m de diamètre, très encombrée par des dépôts morainiques et des éboulis. Le remplissage comporte un mélange

chaotique de panneaux effondrés empruntés à l'encaissant (conglomérats, tufs ponceux, trachyandésite latitique), et de produits remontés du substratum (basaltes anciens, oligocène, socle), dans une matrice riche en argiles rougeâtres reprises du paléosol fersialitique développé sur la coulée basaltique infracantaliennne de Pignoux.

Le magma néogène est représenté par quelques bombes scoriacées ou en croûte de pain, et par un lacis filonien plus ou moins autobréchifié. La lave, de teinte grise ou noire, est une trachyandésite subplagioclasique mésocrate, riche en phénocristaux d'augite et de plagioclase, très vésiculée, et très altérée par des actions fumeroliennes.

Sous l'angle chronologique, le diatrème recoupe la coulée basaltique ancienne de Pignoux, les strates conglomératiques inférieures, les tufs ponceux intercalaires inférieurs et la coulée latitique du moulin de Champeix, mais il est à son tour recouvert par les strates conglomératiques du plateau d'Auzolles. Il est donc incontestablement intercalé dans l'ensemble conglomératique (brèches intermédiaires). Sa signification dynamique n'est pas claire : contrairement aux diatrèmes basaltiques, on ne dispose d'aucun argument pour invoquer le phréatomagmatisme (un autre diatrème trachyandésitique identique existe 1 km plus à l'Ouest, près du village de Bredons, feuille Murat). C'est le seul événement non-basaltique actuellement décelé sur toute la feuille Saint-Flour.

### **Complexe cantalien s.s. — Zone externe**

Dans les régions de Saint-Flour et de Neussargues, beaucoup plus éloignées des centres éruptifs cantaliens, les formations épiciastiques (remaniées) prédominent largement sur les dépôts pyroclastiques directs. Les corrélations avec les faciès centraux sont le plus souvent très délicates ; dans le secteur Neussargues — Joursac, la stratigraphie locale elle-même est difficile à établir, en raison à la fois des glissements de terrain et des bouleversements tectoniques.

<sup>3</sup>*pc*. **Tufs ponceux lités du Joursac.** C'est la "cinérite blanche" des anciens auteurs, célèbre en raison du gisement de mammifères de Joursac. Cette formation, qui repose soit sur l'Oligocène soit sur le socle, est présente dans toute la basse-vallée de l'Allanche à l'aval de Sainte-Anastasie, et aux environs de Joursac au versant gauche de l'Alagnon. Elle se présente de façon analogue aux "tufs lités intercalaires" (<sup>6</sup>*pc*) de l'ensemble conglomératique : alternance rythmique, avec séquences fréquemment granoclassées, de strates décimétriques à métriques, cendreuse-grises ou ponceuses-blanches, comportant une proportion variable de minéraux libres et de lapilli laviques denses. Il s'agit incontestablement, au moins pour l'essentiel(\*), de retombées directes, en pluie, de panaches pliniens étalés à haute altitude (*air-fall deposits*). Le magma qui les alimente est une latite tridymitifère à clinopyroxène, hornblende et biotite.

Le long du CD n° 126 à Servières (au Nord de Joursac), ces formations sont profondément affectées par la tectonique du système des failles de Margeride — Cézallier. Les strates sont très redressées vers le Nord-Est, localement jusqu'à la verticale. Un premier bouleversement a dû intervenir peu après l'éruption, avant l'induration de la formation, en sorte que les cendres (probablement gorgées d'eau) ont été injectées dans toutes les fractures des strates ponceuses, où elles forment un véritable lacis pseudo-filonien.

(\*) Il existe aussi une coulée pyroclastique ponceuse locale, avec tuyaux de dégazage, près du Bousquet dans la vallée de l'Allanche.

Autour de Servières, ces retombées, particulièrement épaisses, ont comblé une dépression lacustre, et passent graduellement à la base à une alternance volcano-sédimentaire à débris végétaux (voir m2bS), reposant elle-même sur le socle par quelques mètres d'argiles micacées et de sables granitiques. Au sommet, de nouvelles formations sédimentaires (voir m2bD) les séparent du lahar sus-jacent. Entre les séquences cendro-ponceuses, peuvent d'ailleurs s'intercaler quelques lits de cinérites et de sables volcaniques remaniés par le vent ou les eaux de ruissellement.

De nombreux caractères de détail (notamment la prédominance des ponces, dont certains bancs, activité "de régime", atteignent 2 m d'épaisseur) permettent de rapporter ces tufs ponceux, non à l'ensemble congolomératique néocantalien, mais au Paléo-Cantal latitique, qui comporte d'abondantes formations analogues (régions d'Albepierre et de Laveissière, feuille Murat). Notamment l'identité des dépôts volcano-sédimentaires sous-jacents avec ceux de Chambeuil conduit à en faire l'équivalent des "tufs lités de l'Alagnon" (J.-P. Milesi, 1976), situés à la base de l'édifice paléo-cantalien.

La célèbre faune pikermienne du cimetière de Joursac [*Dinotherium giganteum*, *Mastodon (Tetralophodon) longirostris*, *Rhinoceros (Dicerorhinus) schleiermacheri*, *Hipparion* cf. *gracile* (?), *Tragocerus amaltheus*] est classiquement associée à la "cinérite blanche", mais sa position est discutée, ce versant étant occupé par un empilement de loupes de glissement. Elle ne peut avoir été trouvée au sein-même de cette formation directement éruptive, mais soit à sa base, soit plus vraisemblablement au sommet, dans les sédiments repris par le lahar sus-jacent (ou dans le lahar lui-même).

**vs. Dépôts volcano-sédimentaires.** Nous avons regroupé sous ce terme compréhensif une série composite de formations stratifiées, en position stratigraphique indéterminée, alternativement remaniées et directement éruptives, qui apparaissent au versant droit de l'Alagnon de Celles à Séverac (A. de Goër, 1972). Toutes ne sont peut-être pas contemporaines. Il s'agit pour l'essentiel d'une succession non-séquentielle, avec nombreuses récurrences demi-décimétriques à demi-métriques, multiples discordances et ravinements internes, comportant : retombées directes ("en pluie") de cendres, ponces et lapilli, alluvions à ponces roulées, sables noirs et graviers volcaniques lités, argiles diatomifères fissiles, cinérites blanches compactes localement riches en débris végétaux, etc. A Séverac (20 m d'épaisseur) ces dépôts sont compris entre les argiles graveleuses oligocènes (g2) et un lahar néocantalien (<sup>6</sup>lh) ; en raison de la position relativement élevée dans la série de ce dernier, ils peuvent représenter l'équivalent latéral aussi bien de la totalité des formations paléo-cantaliennes que de la majeure partie de l'édifice néocantalien. A Celles, des dépôts analogues sembleraient plutôt se placer directement sous les basaltes supérieurs (<sup>3</sup>β), mais ils n'apparaissent qu'à la semelle de compartiments glissés des corniches planésiennes et n'ont jamais été observés en place.

Nous n'avons pas pu représenter sur la carte, en raison de leur faible extension, les dépôts volcano-sédimentaires qui ont livré le gisement "supérieur" de la flore de Joursac [voir colonne stratigraphique n° 2 et coupe]. Comportant, entre autres, des lits de cinérites, d'argiles diatomifères, de lignite et de schistes bitumineux, ces formations s'intercalent entre les tufs ponceux (<sup>3</sup>pc) et le lahar (<sup>6</sup>lh), en position apparemment comparable aux diatomites de Servières (m2bD).

<sup>6</sup>lh. **Lahar ponceux pauvre en blocs.** Formations typiquement épicastiques, mais dont la genèse est nécessairement contemporaine de paroxysmes éruptifs, les coulées boueuses, canalisées ou largement étalées, représentent l'essentiel de la "brèche andésitique" dans les régions périphériques. Il s'agit de formations totalement désordonnées, puissantes de 10 m (Joursac, Séverac) à 90 m (le Sailhant), dont le constituant essentiel est un ciment cendreux gris clair, induré mais friable, finement vésiculé, emballant d'abondants fragments ponceux blancs millimétriques à centimétriques, et une moindre quantité de minéraux isolés, de lapilli ou granules laviques, et de fragments arrachés au substratum (sédimentaire, socle) lors de la progression du flot boueux. Il s'y ajoute une quantité modérée de blocs, le plus souvent trachyandésitiques, de dimension moyenne décimétrique et excédant rarement le mètre cube. A Joursac, 8/10 des blocs trachyandésitiques étudiés montrent une paragenèse à deux pyroxènes (il existe aussi des orthopyroxènes libres dans la matrice cendreuse), ce qui permet de rapporter cette formation aux grandes émissions ponceuses (tufs lités, <sup>6</sup>pc) intercalées dans l'ensemble congломératique néocantalien.

Des nappes d'eau locales installées à la surface des lahars ont permis le dépôt à son toit de quelques décimètres de diatomites (Moissac, Séverac). L'ensemble peut soit être directement coiffé par les basaltes planéziens, soit en être séparé par des alluvions fluviales à galets de phonolite (m3G, région de Joursac), ou par une récurrence des sables à chailles (horizon du Babory, m3).

La base des lahars est généralement très irrégulière, et manifeste la puissance érosive des flots boueux. Au cimetière de Joursac, le lahar est séparé des tufs ponceux inférieurs par un horizon discontinu de sables et graviers quartzeux, ou d'argiles et pélites micacées, repris et emballés dans la coulée boueuse ; d'après la gangue des fossiles (mixte cendro-ponceuse et sablo-quartzeuse) c'est certainement dans ce contexte qu'a été trouvée la faune pikermienne.

Dans le bassin de Saint-Flour, le lahar ponceux constitue la totalité de la "brèche andésitique". Près du Sailhant, où il atteint 90 m de puissance, il repose sur 1,30 m de cendres et ponces stratifiées (retombées directes), elles-mêmes séparées des sédiments miocènes par quelques décimètres d'argiles à blocs de basalte altérés. La faune pikermienne de Prentegarde, près de Roffiac [*Mastodon (Trilophodon) angustidens*, *Rhinoceros (Dicerorhinus) schleiermacheri*, *Hipparion* sp.] a pu être extraite, soit de telles argiles, soit de la base du lahar lui-même (cf. faune du Puy Courmy à Aurillac). Au dessus d'Andelat, la base du lahar laboure profondément les sédiments miocènes, qu'il brasse en emballant d'énormes paquets de graviers quartzeux ou de pélites argileuses micacées.

Sous la falaise de Rochastier, entre Mons et Roffiac, la rectification du CD 926 a mis à jour au toit du lahar un ensemble de retombées pliniennes (voir : <sup>6</sup>pc), où les strates ponceuses prédominent largement sur les interstrates cendreuses litées. D'épaisseur croissant de 1 à 5 m d'Ouest en Est, cette formation est séparée par 20 à 50 cm de sables fins micacés (voir : m<sub>3</sub>) de la base fragmentée en pillow-lavas de la nappe doléritique "de Latga".

Dans le Sud de la feuille, le lahar n'apparaît que de place en place aux marges de la Planèze. A Montlong, au pied du Puy de Larcher, il est comme au Sailhant associé à une retombée plinienne stratifiée de cendres et ponces argili-sées (2 m environ), que nous avons rapportée aux "tufs lités intercalaires", <sup>6</sup>pc.

<sup>6</sup>/hB. **Lahar à panneaux.** Les deux versants de l'Alagnon à hauteur de Celles montrent des témoins épars d'une coulée boueuse de caractère différent. La matrice cendro-ponceuse est analogue, mais beaucoup plus riche en lapilli, fragments et blocs laviques. Le caractère beaucoup plus chaotique se manifeste par le transport en vrac d'énormes panneaux, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres cubes, empruntés aux diverses formations rencontrées à l'amont (basaltes inférieurs, tufs cendreaux et ponceux lités, brèches autoclastiques et "conglomérats" trachyandésitiques, laves trachyandésitiques, etc.). L'orthopyroxène n'y est pas rare. Il est délicat de tirer argument chronologique de sa position topographique basse, en raison du glissement des versants et de la couverture glaciaire. Il est toutefois vraisemblable que ce lahar appartienne à une génération plus récente que les précédents et qu'il se soit emboîté dans toutes les autres formations après un premier creusement de la vallée de l'Alagnon.

### **Basaltes supracantaliens : pétrographie**

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

<sup>8</sup>β, <sup>8</sup>β<sub>0</sub>. **Basaltes feldspathiques à structure microlitique.** Ce sont des roches assez claires, qui tendent vers un pôle leucocrate (col. 50 à 40, pouvant localement descendre à 30). Elles présentent une norme équilibrée, oscillant entre 0 à 4% de néphéline et 0 à 15% d'hypersthène. Elles sont toujours riches en silice (SiO<sub>2</sub> 46 à 49 %), à un moindre degré en alumine (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13 à 18 %), et relativement pauvres en alcalins (< 5 % : moyenne Na<sub>2</sub>O 3,25 %, K<sub>2</sub>O 1,25 %), sans toutefois jamais tomber dans le champ des tholéïtes (exceptionnellement, certains termes enrichis en alcalins se rapprochent des hawaïites). Cette composition se traduit par leur richesse en plagioclases (très rares en phénocristaux), statistiquement plus basiques que dans les basanites (An 55-70). Subaphyriques à porphyriques, ces basaltes sont souvent riches en phénocristaux d'olivine (ceux-ci demi-centimétriques dans la nappe de la région de

Recoules individualisée sous la notation  ${}^8\beta_0$ ). La pâte est essentiellement constituée de granules de pyroxène, et de microlites plagioclasiques déterminant une structure désordonnée ou trachytique, voire microdoléritique ; sanidine et biotite sont inexistantes ou en infime quantité. On n'y observe jamais ni hornblende résorbée ni nodules de péridotite.

${}^8\beta$ . **Basaltes doléritiques.** Chimiquement et minéralogiquement identiques aux précédentes, avec lesquelles on trouve toutes les transitions, ces laves n'en diffèrent que par une plus large cristallisation des lattes de plagioclase, qui atteignent des dimensions millimétriques et deviennent visibles à l'oeil nu. Particulièrement développées sur la Planèze de Saint-Flour, elles s'y étalent en vastes nappes facilement repérables sur le terrain. On en a distingué deux types :

— les "*dolérites grises*", claires et finement vésiculées, termes les plus leuocrates et saturés. Le type peut en être pris dans les carrières de Bouzentès (5 km au Sud-Ouest de Saint-Flour), où cette roche a été largement exploitée depuis le XIII<sup>e</sup> siècle comme pierre de taille et d'apparat. La "nappe de Bouzentès" est pour partie issue du Sud de la Planèze (secteur Verneujols, feuille Chaudes-Aigues), mais certainement aussi pour partie d'une hypothétique fissure éruptive Latga — Tanavelle — les Truffières. Aucun niveau de séparation n'ayant pu être observé entre les deux unités, il n'est pas exclu que la même fissure ait successivement émis au cours de la même éruption, d'abord les "dolérites vertes" de la "nappe de Latga", ensuite les "dolérites grises" de la "nappe de Bouzentès" situées au Nord du ruisseau du Croizet. Une roche analogue constitue à l'Ouest de la Planèze la "nappe de Prat-de-Bouc", étalée en éventail selon la pente du strato-volcan à partir de centres éruptifs situés en tête de planèze (feuille Murat) ;

— les "*dolérites vertes*", plus massives, de teinte sombre grise à verdâtre, sont légèrement plus sous-saturées (néphéline normative 3 à 5 %) et plus riches en pyroxène. Les interstices peuvent être totalement envahis par des produits serpentiniteux. Ce type est principalement représenté par la vaste "nappe de Latga" qui, épanchée du Sud au Nord, couvre 75 km<sup>2</sup> depuis une hypothétique fissure éruptive Latga—les Truffières jusqu'à Elgines. Horizon-repère particulièrement continu, cette nappe (âgée de  $5,8 \pm 0,2$  MA) constitue la semelle de la Planèze depuis la vallée de l'Ander jusque sous le Cézallier. La coupe de la vallée du Babory entre le Sailhant et Savignac, où la "nappe de Latga" atteint 40 m d'épaisseur, montre qu'elle est constituée par la coalescence de multiples unités d'écoulement, entre lesquelles peuvent s'observer des surfaces froncées ou cordées caractéristiques des laves très fluides de type "pahoe-hoe".

Remarque. On ne peut plus retenir l'hypothèse d'une "série claire intermédiaire" proposée par A. de Goër (1972). Les basaltes "clairs", doléritiques ( ${}^8\alpha\beta$ ) ou non ( ${}^8\beta$ ), peuvent apparaître à tous les niveaux de la série planézienne, et n'occupent pas une position stratigraphique privilégiée.

${}^8\beta_n, {}^9\beta_n$ . **Basanites (et mélabasanites) à néphéline (+ analcime).** Ce sont les laves les plus banales, volumétriquement très majoritaires sur l'ensemble des planèzes. A l'opposé des précédentes, elles tendent vers un pôle mélanocrate (col. 50 à 70, le plus souvent voisin de 60, pouvant exceptionnellement atteindre 80 - ankaramites), et franchement sous-saturé (néphéline normative > 5 %, pouvant atteindre 20 %). L'analyse chimique les révèle toujours moins siliceuses (SiO<sub>2</sub> 41 à 45 %), statistiquement un peu moins alumineuses (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

10 à 15 %), et légèrement plus sodiques (moyenne  $K_2O$  1,30 %,  $Na_2O$  3,40 %). Cette composition se traduit au microscope par l'apparition systématique de la néphéline chaque fois que la lave est totalement cristallisée (par contre, elle reste généralement virtuelle dans les laves partiellement vitreuses-basanitoides).

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

Les termes mésocrates montrent le plus souvent une structure homogène. Par contre, dans les termes mélanocrates (ankaramites), le leucosome est souvent irrégulièrement réparti, en petites plages ou veinules, au sein de la pâte pyroxénique, avec concentration préférentielle fréquente autour de phénocristaux.

<sup>8</sup>β, <sup>9</sup>β. **Basanites (et mélabasanites) à néphéline et leucite.** Bien que ces laves soient très proches des précédentes (et indiscernables sur le terrain) nous avons tenu à isoler ce groupe par une teinte distincte, pour attirer l'attention sur la présence de leucite, minéral qui n'a été découvert que très récemment dans les basaltes du Cantal et du Cézallier (Boudon et de Goër, 1978). On peut y observer toute la même gamme des variations de structure, de coloration et de sous-saturation que dans les basanites à néphéline seule, dont elles ne diffèrent que par la composition de la phase résiduelle. Ces laves sont sensiblement plus alcalines que les précédentes (moyenne :  $K_2O$  1,80 %,  $Na_2O$  3,80 %), l'augmentation de la potasse se traduisant par la cristallisation de la leucite (celle-ci n'apparaissant toutefois pas toujours dans la norme, où elle peut atteindre 5 à 6 %). La leucite, xénomorphe et presque toujours finement maculée, se présente sous des aspects variés : en veinules, en globules, en plages interstitielles amiboïdes et poecilittiques. La phlogopite (parfois en quantité notable) complète toujours l'association néphéline + leucite. Il peut accessoirement s'y adjoindre une très faible quantité d'analcime, de sodalite, et de feldspath alcalin. La leucite peut elle-même ne constituer qu'un élément accessoire très irrégulièrement réparti dans la lave.

Rares (et toujours en position terminale) sur la Planèze de Saint-Flour, plus fréquentes dans le domaine du Cézallier, les basanites à leucite sont particulièrement abondantes sur la Planèze de Chalinargues, dont leur fréquence constitue l'originalité au sein du Cantal. Elles semblent, au moins pour l'essentiel, se placer dans une période relativement tardive de l'édification des planèzes prises dans leur ensemble : les âges K/Ar obtenus pour ces laves se situent tous entre 4,50 et 4 MA, sauf sur le Cézallier et son socle oriental, où la coulée du Peuch de Recoules (2,5 MA) et le Rocher de Lastic (3,15 ou 1,8 MA) comptent parmi les émissions les plus jeunes actuellement recensées sur la feuille Saint-Flour.

${}^8\lambda\beta, {}^8\lambda\beta_1$ . **Limburgites**. Ces laves, qui comportent jusqu'à 50 % de verre, peuvent constituer des "plugs" ou intrusions restreintes. Elles s'observent principalement en coulées épaisses à la base des planèzes, d'une part autour de la cuvette de Neussargues, d'autre part à l'aval de Pont-du-Vernet au versant droit de la vallée de l'Alagnon dont elles fossilisent un ancien cours sur une distance de 50 km (feuilles Saint-Flour, Massiac et Besse, A. Thonat, 1966). Très semblables à leurs homologues infra-cantalienne du bassin de Saint-Flour ( ${}^2\lambda\beta$ ), ces coulées montrent un entablement très épais (qui peut former entre 2/3 et 9/10 de la hauteur totale) disposé en faux-prismes fasciculés, affleurant en falaises verticales qui s'éboulent par grands panneaux. La lave, noire, peu altérable, à cassure siliceuse, se caractérise par sa richesse en verre brun violacé zébré d'aiguilles d'ilménite. Les phénocristaux d'olivine y sont fréquemment squelettiques ; le clinopyroxène constitue l'essentiel des granules de la pâte, où les microlites feldspathiques sont rares (ils n'apparaissent en quantité notable, éventuellement accompagnés de néphéline et d'analcime, que dans la colonnade, mieux cristallisée, d'épaisseur restreinte, et toujours altérée). Seule la structure vitreuse distingue ces laves des banales basanites  $\beta_n$  à néphéline et tendance mélanocrate, dont elles sont chimiquement indiscernables (col. norm. 60 à 65, néph. norm. 9 à 15 %). Un peu de leucite normative apparaît dans le *plug* du Pré de l'Ane, près Virargues ( ${}^8\lambda\beta_1$ ).

${}^8\beta_n, {}^8\beta_n, {}^8\beta_n$ . **Basanites à nodules de péridotite**. Selon une règle générale dans les séries alcalines du Massif Central français, seuls les basaltes *s.s.* (saturés) microlitiques ou doléritiques, sont totalement dépourvus de nodules de péridotite. Tous les termes sous-saturés, basanites et néphélinites, avec ou sans leucite, en comportent toujours en quantité faible et variable (souvent plus abondante aux abords des bouches éruptives), et de dimensions réduites (0,5-2 cm). Aussi n'avons-nous individualisé sous la mention  $\beta\pi$  que des laves où ces enclaves mantelliques sont particulièrement abondantes (bien qu'irrégulièrement réparties, en sorte qu'elles peuvent localement manquer), ou volumineuses (2-20 cm). Ces nodules comportent tous la paragenèse classique des lherzolithes : olivine + clinopyroxène + orthopyroxène + spinelle chromifère. Les plus gros sont généralement arrondis, et les plus petits anguleux. Les laves qui les charrient ne diffèrent pas par ailleurs des autres basanites. Sur la Planèze de Saint-Flour, elles constituent principalement deux nappes d'extension importante : l'une au Nord aux abords de la vallée de l'Ander (région Luc — Ussel — Frippès), en position stratigraphique basale ; l'autre au Sud, en position terminale, dont la plus grande partie (y compris les centres éruptifs) se situe sur la feuille Chaudes-Aigues. L'une et l'autre sont des basanites à néphéline  $\pm$  analcime ( ${}^8\beta_n, \pi$ ). Les coulées terminales du Puy-Mercou, près Paulhac, et du Puy de Tanavelle, plus restreintes, sont des basanites à néphéline et leucite  $\pm$  phlogopite ( ${}^8\beta_n, \pi$ ).

${}^8\beta$ . **Mélanéphélinites (ankartrites) leucitiques**. Ces laves, mélanocrates et fortement sous-saturées, constituent le terme extrême de la série basanitique avec laquelle on passe par toutes les transitions, par légère augmentation des alcalins (moyenne  $K_2O$  1,90 %,  $Na_2O$  3,90 %) et diminution de la silice (qui ne tombe toutefois jamais en dessous de 40 %). Il en résulte une disparition quasi totale des plagioclases, qui deviennent accessoires en regard des feldspathoïdes (le feldspath alcalin, anorthose, peut par contre être plus abondant que dans les basanites). Les feldspathoïdes sont toujours constitués par l'association néphéline (majoritaire) + leucite [les leucito-néphélinites, à leucite majoritaire, n'existent que sur la feuille Murat], à la seule exception de la butte de Montchauvet, près de Coren, où la paragenèse est néphéline + analcime (celle-ci très abondante :  ${}^8\beta_a$ ).

## Basaltes supra-cantaliens : volcanologie

*La répartition des voies d'alimentation* de ce volcanisme est régie par la fracturation du socle, et indépendante de la superstructure du strato-volcan antérieur. Une étude de cette répartition tenant compte à la fois de critères chronologiques et pétrographiques montre que les événements susceptibles d'appartenir à un même épisode éruptif s'alignent en majorité selon des directions N 105 à N 140°E, conformes aux fractures déterminant le graben de Saint-Flour. Les fissures correspondantes ne sont toutefois jamais décelables.

*Les directions d'écoulement* ne sont conditionnées par la pente générale du strato-volcan trachyandésitique que dans la "zone interne", où cette pente est notable : c'est le cas dans la région occidentale de la Planèze de Saint-Flour, où la majorité des laves proviennent d'événements situés plus à l'intérieur du massif (feuille Murat). Dans la "zone périphérique", c'est la disposition du fossé margeridien (Saint-Flour — Neussargues) qui guide les épanchements. Ainsi dans le Sud de la feuille l'écoulement dominant s'effectue vers le Nord-Est, une part notable des laves provenant de centres éruptifs situés sur la feuille Chaudes-Aigues. A l'opposé, au Nord, la surélévation du socle du Cézallier sur la feuille Massiac détermine l'écoulement général vers le Sud des basaltes du plateau de Recoules.

*Le caractère très effusif (voire holoeffusif) du dynamisme dominant* rend souvent délicate, voire impossible, la détection des bouches éruptives. Les événements sont le plus souvent ponctuels. Pour ne pas surcharger la carte, nous n'avons matérialisé par un petit cercle que ceux qui n'étaient pas clairement manifestés par des intrusions ou des accumulations pyroclastiques notables. Les événements linéaires (fissures éruptives) semblent exceptionnels, et restent le plus souvent hypothétiques en l'absence d'injections filoniennes décelables. Ainsi avons-nous retenu pour probable l'existence d'une fissure (ou d'un système de fissures) longue de 6 km, de Ribeyrevielle à Latga, responsable successivement de l'émission des "dolérites vertes" de la vaste "nappe de Latga" (75 km<sup>2</sup>), et des "dolérites grises" de la "nappe de Bouzentès" (pour la partie de cette nappe située au Nord du ruisseau du Croizet).

*Les superpositions ou successions chronologiques* sont fréquemment difficiles à matérialiser, voire à établir, la discordance stratigraphique devenant la règle dans certains secteurs, en raison de la proximité des centres éruptifs ou de directions générales d'épanchement variées, la fluidité des basaltes leur permettant d'envoyer des topographies en contournant les reliefs préexistants. Aussi avons-nous été conduits à souligner localement par une convention spécifique (triangles à pointe tournée vers la coulée recouvrante) certains contours le long desquels la lecture de la carte pouvait laisser planer une ambiguïté quant à l'ordre de superposition.

<sup>8</sup>β, <sup>9</sup>β. **Projections scoriacées.** Bombes "en fuseau" ou "en bouse de vache", scories et lapilli scoriacés de teinte généralement rougeâtre, parfois bleuâtre, peuvent constituer des accumulations volumineuses : ce sont les appareils dits "stromboliens", toujours très démantelés et érodés (aucun cratère ne subsiste), dont les plus beaux exemples sont le Montjournal ou les Puys de Tanavelle et de Talizat. Mais le plus souvent, à un fonctionnement initial faiblement explosif n'ayant produit qu'une petite quantité de scories, succède un dynamisme beaucoup plus effusif avec débordement de la lave par le cratère sommital. Il en résulte des édifices très surbaissés, où les projections initiales n'apparaissent qu'à la faveur de l'érosion de la carapace lavique ; un bon exemple en est

fourni par le Peuch de Luc, sur la Planèze de Saint-Flour. Non ou mal stratifiés, le plus souvent compactés, mais toujours plus ou moins argilisés, ces produits scoriacés affleurent généralement mal, et restent masqués en surface par des colluvions ou éboulis basaltiques (non représentés) et une épaisse couche de terre végétale. Des scories soudées ont pu être très localement exploitées comme pierre de taille sous l'appellation paysanne de "truffe".

<sup>8</sup><sub>b2</sub>β. **Produits phréatomagmatiques.** Lorsque de l'eau souterraine (nappe phréatique) ou superficielle (cours d'eau) est impliquée dans les éruptions, le dynamisme change totalement et se caractérise par une forte explosivité rythmique accompagnée de phénomènes de subsidence. Il en résulte le percement d'un cratère circulaire de 100 m à 1 km de diamètre (maar) entouré d'un croissant ou anneau de projections surbaissé, et surmontant un conduit vertical cylindro-cônique (diatrème) profondément enraciné dans le substratum. Les produits pyroclastiques se caractérisent par la densité des éléments magmatiques juvéniles (bombes et lapilli trempés), et par la forte proportion (20 à 80 %) des éléments étrangers empruntés au substratum volcanique, sédimentaire ou granito-gneissique. Tout diatrème constituant un forage profond naturel, la composition de cette part étrangère (xénoclastes) fournit toujours d'utiles renseignements sur la nature du substratum.

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

<sup>8</sup><sub>b1</sub>β. **Brèche à panneaux.** Les effondrements qui accompagnent les éruptions phréatomagmatiques, à la faveur de fractures circulaires, impliquent fréquemment la subsidence, le long des parois des diatrèmes, de grands copeaux des terrains encaissants, qui peuvent se retrouver diversement disloqués, basculés (voire retournés) et descendus en dessous de leur niveau stratigraphique d'origine. L'établissement d'un régime convectif dans le diatrème tend à incorporer ces panneaux dans la brèche pyroclastique environnante. Nous ne les avons distingués de celle-ci (voir ci-dessus <sup>8</sup><sub>b2</sub>β) que là où ils sont particulièrement volumineux et abondants (diatrème de Joursac). Dans quelques cas (vallée de l'Alagnon à l'Ouest de Neussargues), l'existence d'un diatrème masqué nous a paru la seule explication plausible d'accumulations chaotiques d'éléments disparates comportant des tufs et des masses lavigues de composition basaltique.

<sup>8</sup><sub>h</sub>β. **Tufs hyaloclastiques.** Ces matériaux sont essentiellement constitués par des globules denses de verre basaltique anhydre et brun à noir (sidéromélane), ou hydraté et jaune d'or (palagonite), noyés dans une matrice elle-même constituée d'un agglomérat de microparticules de verre basaltique hydraté jaune (palagonite). Les interstices sont remplis par des cristallisations de calcite et d'aragonite, plus rarement de zéolites. Le substratum fournit un contingent varié de xénolites (gneiss, trachyandésites, basaltes antérieurs, quartz détritique, etc.), en quantité beaucoup plus faible que dans les projections phréatomagmatiques s.s. Sauf dans le cœur des appareils (vallon de Pagros) où ils passent à des brèches chaotiques assez grossières, ces produits constituent

généralement des édifices de tufs fins (granulométrie centimétrique à millimétrique) et très bien lités, attestant une longue série d'hydro-explosions rythmiques. Cette activité, dite "surtseyenne", diffère de l'activité phréatomagmatique *s.s.* par une quantité d'eau disponible non limitée : elle requiert une éruption dans une nappe d'eau libre de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de profondeur. Elle édifie des anneaux ou cônes de tufs volumineux, enracinés sur un diatrème cône relatif restreint. Six appareils de ce type se localisent le long du graben de Saint-Flour ; la plupart sont vraisemblablement contemporains du dépôt des "Sables des Fontilles", p1a, interstratifiés dans la série planézienne. Très indurés, ces tufs jaunes ont été localement exploités comme matériau de construction (Puy de Barre).

**Associations pyroclastiques.** Aussi bien dans le cas des éruptions phréatomagmatiques *s.s.* que "surtseyennes", la cessation de l'alimentation en eau provoque un changement de régime du volcan, et il peut se superposer, à l'anneau ou cône de tufs ( $8_{b\beta}$  ou  $8_{h\beta}$ ), un cône de scories ( $8_s\beta$ ), accompagné (Raplat et Larcher) ou non (Mouret) de coulées de lave. Un temps plus ou moins long peut

séparer les deux types d'activité (Puy de Barre). Elles peuvent aussi alterner plusieurs fois au cours de l'édification d'appareils complexes (Montjournal, Puy de la Rode). Dans de nombreux cas, de brèves séquences phréatomagmatiques s'intercalent dans un édifice strombolien, ou le contraire : seul le type dominant a pu alors être mentionné sur la carte.

**Structures basaltiques fermées.** La fin d'une activité phréatomagmatique est très souvent scellée par la consolidation d'un lac de lave remplissant le haut du diatrème et le maar. L'érosion différentielle de l'enceinte cratérique isole et met en relief ce bouchon de lave figée (*plug*), de forme cylindro-cônique, enraci-

né verticalement. La plupart des structures basaltiques à contour sub-circulaire ou elliptique plus ou moins régulière, de diamètre hectométrique à kilométrique, semblent avoir une telle origine, bien qu'on ne retrouve pas toujours trace des pyroclastites associées (ex. la Roche des Loutres, près Sainte-Anastasia). Il en est de même des culots laviques profondément déchaussés (necks) en marge des vallées (ex. Rocher de Laval, près Neussargues) ou dans les zones de forte érosion. Souvent, lorsque le débit magmatique a été suffisant, le lac de lave a pu déborder l'enceinte cratérique et s'étaler en coulée ou en nappe à l'extérieur ; seule l'incision érosive ultérieure permet alors de mettre en évidence l'appareil sous-jacent (ex. vallée du Recheyrat, près Moissac).

$8_\beta$ ,  $9_\beta$ . **Tufs basaltiques indifférenciés.** Nous avons regroupé sous cette appellation des produits pyroclastiques variés, généralement de faible granulométrie, fréquemment argilisés, en gisement ponctuel ou en horizon continu mais très mince (épaisseur éventuellement exagérée). Il s'agit le plus souvent de retombées aériennes ("saupoudrage") soit de cendres et de lapilli scoriacés purement basaltiques, soit de cendres et de lapilli phréatomagmatiques riches en xénoclastes, soit de l'alternance des deux. Ces tufs peuvent ne représenter que le prolongement périphérique des cônes "stromboliens" ou des anneaux de tufs de maar. Ou bien ils constituent des horizons sous-basaltiques ou des inter-coulées d'extension importante mais d'origine indéterminable, où peuvent se stratifier sur quelques décimètres d'épaisseur des produits d'éruptions multiples, éventuellement séparés par des paléosols ou des lits remaniés. Les tufs les plus fins revêtent une teinte rouge vif et une consistance de brique lorsqu'un thermométamorphisme par la coulée sus-jacente a suivi une phase d'argilisation.

$\beta$ ,  $\beta$ ,  $\beta$ . **Écoulements pyroclastiques basaltiques.** Aux marges du Cantal et du Cézallier s'observent plusieurs cas de transition d'écoulements laviques à des écoulements bréchiques plus ou moins scoriacés, laminaires ou chaotiques. La fragmentation affecte des épanchements fissuraux (pied est du Montjournal), ou de petites coulées intracratériques dans des édifices phréatomagmatiques (calvaire de Joursac, Rocher de Laval). Elle peut débiter dans les conduits d'alimentation (fissure éruptive de Roche-Madame, au Nord de Neusargues) ou après un court parcours de la lave à l'air libre. Elle peut ne concerner que les deux épontes de la coulée, dont le coeur reste lavique, ou l'affecter intégralement en n'y préservant que des panneaux, lames ou films laviques résiduels, ou encore atteindre un degré de pulvérisation totale. Les termes ultimes peuvent ressembler à des accumulations de projections (pseudo-scories soudées). Ces produits constituant des ensembles complexes, mais généralement de volume restreint, interférant éventuellement avec des projections vraies ou avec des injections filoniennes, nous avons dû nous borner à distinguer (sans qu'il soit possible de tracer des limites) : des ensembles peu fragmentés, à laves dominantes ( $\beta$ ), et des ensembles très fragmentés, à pyroclastites dominantes ( $\beta$ ).

#### *Observations ponctuelles concernant le volcanisme basaltique*

PG. **Pegmatitoïdes.** Des différenciations hypertrophiques locales, avec développement de minéraux centimétriques, ont été observées en deux endroits de la Planèze de Saint-Flour : dans la basanite à néphéline de la coulée nord-ouest du Puy de Barre, au-dessus d'Alloux, où elles ne constituent que des veines restreintes, et dans le basalte doléritique des carrières de Bouzents, où elles forment des horizons bulleux d'épaisseur décimétrique conformes à l'écoulement laminaire de la nappe. Comparativement à la lave conjointe, ces pegmatitoïdes se caractérisent, outre de nombreuses anomalies de cristallisation, par une forte diminution de MgO (traduite par un appauvrissement en olivine) et une notable augmentation de Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O (traduite par un enrichissement en feldspaths alcalins, et le cas échéant en néphéline et analcime).

T. **Tachylites.** Au sein du cône de scories de Loubarcet (limite feuille Massiac), se trouvent des blocs volumineux (jusqu'à 1 ou 2 m<sup>3</sup>) de basalte massif et totalement vitreux, à cassure noire siliceuse (A. Lacroix, 1916) ; le microscope n'y montre que des cristallites d'apatite et des fragments de péridotite (olivines à macles mécaniques), nageant dans un verre fluidal brun violacé rigoureusement anhydre.

PL. **Pillow-lavas.** Un débit très local "en coussins" (phénomène rare mais non exceptionnel dans le volcanisme continental) a été observé en trois points à la semelle des dolérites vertes  $\beta$  de la "nappe de Latga" (A. de Goër, 1967 et 1972). L'exemple le plus caractéristique se situe dans la vallée du Babory, près du Vialard ; sur 5 à 7 m d'épaisseur, la base de la coulée se résout en un tuf hyaloclastique jaunâtre, meuble et argilisé, emballant des pillow-lavas ovoïdes éclatés radialement, à cortex vitreux craquelé, de 20 à 80 cm de diamètre. Ce phénomène, qui résulte de la trempée d'une lave très fluide épanchée en milieu aqueux, ne doit pas être confondu avec le débit (beaucoup plus banal) en boules écaillées, lié à l'altération (et observable au Nord du Vialard dans la masse de la même coulée).

## Formations sédimentaires associées au volcanisme

Aux sédiments du fossé margeridien, qui interfèrent éventuellement avec le volcanisme mais en sont génétiquement indépendants, nous avons opposé des dépôts d'extension ou/et d'épaisseur beaucoup plus restreinte (certains n'ont pas pu figurer sur la carte), qui ne peuvent être séparés des formations volcaniques auxquelles ils sont associés :

- soit qu'ils soient constitués en tout ou partie de débris volcaniques,
- soit qu'ils aient emprunté les mêmes voies de cheminement (paléovallées),
- soit qu'ils combtent des dépressions créées par les phénomènes volcaniques (lacs de cratère ou de barrage).

A l'exception de la région de Joursac, où les dépôts fossilifères sont associés au "complexe cantalien", la quasi-totalité de ces formations est conservée sous ou entre les basaltes supracantaliens. Elles ont uniformément été représentées sous la teinte des dépôts mio-pliocènes, et replacées dans l'échelle stratigraphique adoptée pour les "sables à chailles" du graben de Saint-Flour. Une surcharge et une notation les différencient en fonction de leurs caractéristiques lithologiques.

m2bD, m3D. **Diatomites.** Des dépôts diatomifères restreints sont associés au "complexe cantalien" en divers points de la vallée de l'Alagnon. Il s'agit soit de lits intercalés dans les dépôts volcano-sédimentaires vs (Celles, Séverac), soit de strates déposées au toit des lahars <sup>6</sup>h (Séverac, Moissac). Ces formations n'ont pu être distinguées sur la carte, où l'on n'a individualisé que deux gisements de volume notable :

m3D. **Le gisement exploité dit "de Murat"** [Sainte Reine — Foufouilloux] situé à la limite des deux feuilles Murat et Saint-Flour, constitue une ellipse de 0,8 x 1,3 km (contours proposés par F. Fournier, 1965). La diatomite, mêlée à une faible quantité d'argiles (kaolinite, illite, montmorillonite) y présente une épaisseur moyenne de 20 m, n'excédant nulle part 30 mètres. Elle comporte une riche flore foliaire et pollinique. Elle n'est visible qu'à la faveur des exploitations, sous une couverture stérile constituée de dépôts alluviaux ou périglaciaires et surtout d'une énorme accumulation de moraine de fond atteignant 25 m de puissance. Le mur du gisement, connu seulement par sondage, est une brèche volcanique hétérogène, qui pourrait représenter une brèche de diatrème ; il est en effet assez vraisemblable (mais nullement prouvé) que le lac à diatomées s'est installé dans un cratère de maar. Près de la base des diatomites s'intercalent deux bancs d'alluvions fluviales à galets phonolitiques et tranchyandésitiques (voir m3G), et à divers niveaux des minces lits de projections basaltiques directes. Les exploitations ont par ailleurs rencontré trois intrusions basaltiques, dont l'une datée à 5,4 MA, perturbant le fond du gisement et thermométamorphisant les diatomites. Il ne fait aucun doute que ces formations sont contemporaines des premières éruptions planéziennes de la région, aux confins mio-pliocènes.

m2bD. **Le gisement de Servières, près Joursac**, où les tentatives d'exploitation ont dû être abandonnées en raison des bouleversements tectoniques, est situé sur le passage de la faille de Servières, dont les derniers rejeux intéressent au moins la base de la Planèze. Il s'agit de diatomites pures alternant avec des cinérites à diatomées, qui apparaissent au Nord de Servières en paquets disloqués ou en couches redressées à la verticale. Elles donnent naissance au Sud d'Anan à d'importants glissements de terrain. D'épaisseur non estimable, elles

semblent s'intercaler entre les tufs ponceux de Joursac (<sup>3</sup>pc) et le lahar (<sup>6</sup>lh), et se placeraient donc beaucoup plus bas que les précédentes dans la série cantalienne.

m3G, p1G. **Alluvions fluviales à galets de lave.** Des témoins d'anciens réseaux hydrographiques fossilisés par les formations volcaniques ne sont connus qu'aux abords de la vallée de l'Alagnon, où ils posent le problème de profondes perturbations engendrées par les ultimes surrections du horst margeridien à la commissure Cantal—Cézallier.

m3G. **Alluvions infraplanésiennes à galets de phonolite.** Des cordons alluviaux à galets de laves cantaliennes diverses (trachyandésites, basaltes, phonolites) jalonnent la base des planèzes au versant gauche de l'Alagnon de Murat à Elgines, et au versant droit seulement près de Pont-du-Vernet. Ils n'ont pu être représentés que dans la région orientale, où leur épaisseur atteint 5 mètres. Ailleurs, ils subsistent en remplissage de poches à la surface du lahar <sup>6</sup>lh (Moissac, Joursac) ou sont repris dans les projections d'une série d'appareils phréatomagmatiques (voir <sup>8-9</sup>β) qui jalonnent l'ancien cours d'eau (les Oldebeaux, Puy d'Estable, la Tourille, Laval, etc.). Les galets de phonolite, en proportions de 20 à 80 %, proviendraient (P. Watelet, 1977) d'une série de gisements plus ou moins masqués sous le plateau du Limon (feuille Murat). Dans le secteur aval (Pont-du-Vernet et Elgines), ces galets de lave se mêlent à des sables quartzo-micacés à galets de quartz et de granite (cf. p1Q). Un âge messinien est fixé par la datation à  $5,8 \pm 0,2$  MA du basalte doléritique "de Latga" (<sup>8</sup>β) qui les recouvre. On ignore la destinée aval de ce cours d'eau, car alluvions et dolérite sus-jacente sont remontées de 105 m entre Pont-du-Vernet et Elgines par la série des failles de Joursac, et disparaissent de concert plus au Nord.

p1G. **Alluvions inter-basaltiques.** 5 m d'alluvions à galets basaltiques et trachyandésitiques s'intercalent entre les coulées de la Planèze de Saint-Flour au-dessus de Celles, au versant droit de l'Alagnon. Aux confins nord de la feuille, sous les coulées terminales du Puy de la Rode (bois des Eaux), ce sont 10 m de sables fins à galets de basalte, trachyandésite, trachyte et surtout phonolite : plutôt que dans le Cantal, l'origine de ces laves doit ici être recherchée dans le Cézallier (strato-volcan du Luguët, feuille Massiac, daté à 5 MA).

m2bS, p1S. **Schistes à Plantes.** Aux marges du Cantal et du Cézallier, des lacs locaux constitués à diverses époques ont été comblés par des sédiments fins : pélites micacées, shales papyracés, laminites argileuses, pouvant comporter des intercalations de cendres et de poussières volcaniques ("cinérites"), ainsi que des lits bitumineux, ligniteux ou diatomitiques. Ces formations sont toujours riches en pollens et débris végétaux.

m2bS. **Le gisement dit de Joursac [la Rouleyre]** est célèbre par sa très riche flore foliaire, prise pour type de référence du "Pontien" par P. Marty (1903). Les sédiments fossilifères sont observables au versant gauche du Riou Marly sur 90 m de dénivellation, dans un contexte complètement perturbé par la tectonique, la proximité du diatrème de Joursac, et le glissement généralisé du versant. En position stratigraphique comparable au gisement de Chambeuil (feuille Murat), ils s'intercalent entre le socle migmatitique et les tufs ponceux (*ash-fall*) paléocantaliens <sup>3</sup>pc. Une première étude palynologique (S. Durand et R. Rey, 1963) conduisant à un âge villafranchien, fut à l'origine d'un "rajeunissement" général du Cantal, ultérieurement remis en cause par la géochronométrie K/Ar. Un réexamen du contenu pollinique (N. Planchais, 1975, non

publ.) conduit, sur la présence de Taxodiacées, *Engelhardtia* (jusqu'à 2,5 %), *Pinus haploxyton* + *Cathaya* (jusqu'à 8 %), *Tricolporopollenites genuinus* et *Reevesia*, à replacer ce gisement dans le Miocène supérieur.

p1S. **Les gisements des environs de Valjouze**, aux confins nord de la feuille, n'ont fait l'objet d'aucune étude paléobotanique. L'un se situe près de la mine d'antimoine d'Auliac, où la première coulée basaltique de la chaîne de Rézentières repose sur 5 m de graviers quartzeux, sables argileux, grès ferrugineux et pélites micacées à végétaux. Un second, 2 km à l'Est (près du Trou de l'Enfer), comporte 25 à 30 m de *shales* et laminites argileuses diatomifères, comblant un lac de barrage appuyé contre une coulée basaltique basale du Puy de Montjournal.

Enfin des sédiments comparables, épais de 1 m, recouvrent les alluvions à galets de phonolite m3G du versant droit de l'Alagnon dans la coupe des deux ravins de Laqueuille et de Mallet.

p1Q. **Alluvions quartzesues pliocènes de l'Alagnon**. Au Nord du Puy de la Rode, des formations fluviales différentes s'intercalent entre l'épaisse coulée limburgitique qui fossilise le paléothalweg de l'Alagnon (datée plus à l'aval, feuille Massiac, à 5,4 MA) et les coulées basanitiques de la chaîne de Rézentières. Ces alluvions, épaisses de 5 à 40 m, sont constituées de sables blancs et roux avec passées lenticulaires d'argiles jaunâtres et concentrations ferrugineuses, riches en graviers quartzo-feldspathiques, emballant de nombreux petits galets de quartz très roulés, quelques gros galets de gneiss et de granites, et de rares galets basaltiques épars. Des récurrences des mêmes sables quartzesues sont observables plus haut entre les coulées basanitiques. Ces sédiments sont très comparables aux dépôts mio-pliocènes du graben de Saint-Flour (*cf.* m3 et p1a), mais nous n'y avons pas trouvé de silex jurassiques (chailles).

p1C. **Colluvions sous-basaltiques pliocènes du plateau de Montchamp**. Prés de Chausse (limites nord-est de la feuille), la tranchée de l'ancienne voie ferrée Brioude — Saint-Flour livre, sous la longue coulée basaltique de la Bastide à Saint-Poncy, une formation sablo-argileuse d'origine gneissique, emballant d'abondants quartz anguleux (quelques-uns toutefois sont arrondis, à cachet alluvial), et des billes ou ovoïdes de basalte altéré. Cette formation passe vers l'Est à l'épais manteau colluvial étalé au pied du Suc de Lapèze, et alimenté par les produits de décomposition de ce culot basaltique déchaussé et du socle gneissique argilisé riche en amandes de quartz d'exsudation.

Une formation colluviale (ou colluvio-alluviale) analogue est visible de place en place sous la coulée basaltique de l'Arcueil, du Suc du Roi au Pradal : argiles micacées jaunes (rubéfiées au contact du basalte) à cailloux de quartz généralement anguleux, quelques-uns émoussés. Le placage "oligocène" figuré près du Pont-de-Léry par M. Boule sur la feuille 1/80 000 Saint-Flour (2e éd.), et que nous n'avons pas retrouvé, appartient vraisemblablement à cette génération de colluvions anciennes.

La notation p1C adoptée sur la carte s'est par la suite révélée inexacte. Les deux longues coulées inversées de l'Alagnonnette (de la Bastide à Saint-Poncy) et de l'Arcueil (du Suc du Roi au Pradal) s'avérant parmi les plus récentes de la feuille Saint-Flour (2,0 et 2,6 MA), les colluvions sous-basaltiques qu'elles fossilisent se trouvent reportées au Pliocène supérieur, et auraient dû être placées sous la notation p2C

## FORMATIONS QUATERNAIRES ET SUPERFICIELLES

### Formations glaciaires et associées

Considérablement sous-estimés sur la carte géologique 1/80 000 Saint-Flour, les dépôts morainiques constituent à l'Ouest d'une ligne Paulhac — Valuégols — Neussargues — Sainte-Anastasie, un manteau très continu, souvent difficile sur les planèzes à distinguer du régolite périglaciaire. A. de Goër (1972) a établi qu'on devait renoncer à la traditionnelle opposition entre une "glaciation des plateaux" supposée ancienne et une "glaciation des vallées" supputée récente. La totalité de cette couverture, quelle que soit sa position topographique, doit être rapportée à la dernière période froide, würm récent, [conclusion étendue par Y. Veyret (1978) à l'ensemble des formations glaciaires observables sur l'Aubrac, le Cantal, le Cézallier, l'Artense et le Mont-Dore]. L'étude morphologique et pétrographique des dépôts permet une reconstitution assez précise du mode d'englaciation, pour lequel Y. Veyret a proposé le terme de "calotte de type Cantal". Seuls quelques placages marginaux résiduels, sur la Planèze de Saint-Flour, s'intègrent mal dans cet ensemble et doivent être rapportés à un épisode antérieur, d'âge indéterminé.

**RGx. Moraines anciennes.** Nous n'avons conservé sous cette rubrique qu'un épandage épars et hétéroclite de blocs et cailloutis basaltiques allochtones, observable entre Valuégols et Chambeyrac (Planèze de Saint-Flour), 2 km en avant du front du "fjeld de Haute-Planèze" auquel on ne peut les raccorder. Des argiles rouges à graviers basaltiques altérés, associées à ces dépôts aux abords de Valuégols, pourraient résulter d'une pédogenèse en climat chaud au cours d'une période interglaciaire

**FGx. Fluvio-glaciaire ancien.** A l'Est de Secourieux et à l'Ouest de Coltines ("la Grange du Liard") s'égrène un chapelet de lambeaux alluviaux, exclusivement constitués de galets parfaitement roulés et calibrés, souvent très altérés. Si leur cachet est indiscutablement fluvial, leur composition à 80 % trachyandésitique implique un apport initial nécessairement glaciaire. Bien que ces lambeaux soient géographiquement inclus dans l'aire d'épandage épars du sandur marginal de Basse-Planèze, ils peuvent difficilement trouver une place logique dans ce système lié à la dernière glaciation. Situés en position interfluviale, ils témoigneraient plutôt du dégagement pro-glaciaire de moraines antérieures.

Plus au Sud, entre Valuégols et Luc, la terrasse fluviale résiduelle du plateau de "Champ-Roux", constituée de galets trachyandésitiques nettement rubéfiés, pourrait appartenir à un épisode glaciaire encore plus ancien.

**GyV. Moraines wurmiennes des vallées.** Abandonnées par les langues évacuatrices des glaciers qui occupaient tout le centre du Cantal, ces formations intéressent essentiellement la vallée de l'Alagnon de Murat à Pont-du-Vernet, et accessoirement la vallée de l'Epi autour du Chambon (angle sud-ouest de la feuille). La vallée de l'Allanche ne semble pas avoir comporté de langue propre, et ce sont les glaces de l'Alagnon qui ont envahi son cours aval dans la région de Moissac.

Ces dépôts sont particulièrement développés dans la cuvette de Neussargues, probablement surcreusée, où leur épaisseur pourrait excéder 80 m entre les thalwegs de l'Allanche et de l'Alagnon (sondage électrique IOPG Clermont-Ferrand). Très hétérogènes dans le détail, ils comportent, en vrac dans une

matrice terreuse ou argileuse amorphe, un mélange hétérométrique de graviers, cailloux, galets roulés abondants, blocs anguleux ou émoussés, voire panneaux volumineux, provenant tant des régions centrales du massif (laves diverses, principalement trachyandésitiques), que des corniches bordières planésiennes (basaltes) ou du substratum proche (argiles oligocènes). Leur surface, aux environs de Neussargues, est jonchée de blocs: erratiques pouvant atteindre 100 à 200 m<sup>3</sup>, en majorité empruntés aux limburgites ( $\delta\lambda\beta$ ) de la base des planèzes.

Moraine de fond pour l'essentiel, ce dépôt est uniforme jusqu'au confluent Allanche—Alagnon, où il cesse brutalement, en l'absence de tout vallum frontal, au franchissement de la faille de Joursac. Le brusque passage, à cet endroit, d'un profil pré-glaciaire "mûr" très ouvert dans le bassin oligocène, à un profil "jeune" en V profond et à pente longitudinale forte dans le socle métamorphique, a Interdit aussi bien l'accumulation d'un complexe de transition fluvio-glaciaire que la conservation de dépôts antérieurs. Les travaux de rectification de la RN 588 ont mis à jour des lambeaux morainiques accrochés sur des épaulements rocheux 30 m au-dessus du thalweg jusqu'aux limites nord de la feuille, attestant que lors du dernier maximum une langue de glace est descendue au moins 4 km à l'aval de Pont-du-Vernet, à 670 m d'altitude.

GyP. **Moraines wurmiennes des plateaux.** Sur la Haute-Planèze de Saint-Flour, à l'écart des vallées majeures qui l'encadrent, entre 1 300 et 1100 m d'altitude (feuilles Murat et Saint-Flour), la surface des coulées basaltiques disparaît irrégulièrement sous des minces nappes de cailloutis et des trains clairsemés de boules et de blocs basaltiques. S'y mêlent en proportions variables des apports allochtones de l'amont et des éléments régolitiques autochtones ou faiblement déplacés par la solifluxion et les actions nivales. En l'absence de coupes il est le plus souvent difficile d'y faire la part des agents périglaciaires et glaciaires. Aux derniers doivent être attribuées des accumulations de blocaille et cailloutis où se mêlent les divers basaltes de la Haute-Planèze, dans une matrice terreuse à gravillons basaltiques altérés, où les éléments émoussés et patinés restent le plus souvent discrets. Généralement minces et discontinus sur les interfluves, ces dépôts s'épaississent sur le bassin amont de toutes les petites vallées. Cette épaisseur, de 6 m à la butte de la Gardille au-dessus de Saint-Maurice, 7 m aux captages du bois des Fraux au-dessus de Sauvages, n'excède une dizaine de mètres que dans le bassin amont du Riou des Fraux (feuille Murat), où une topographie chaotique très fraîche signe la grande jeunesse du dépôt. La composition strictement holobasaltique de cette couverture (absence totale d'éléments trachyandésitiques susceptibles de provenir des régions centrales du Cantal) implique sur la région haute de la Planèze une calotte locale (*fjeld*) indépendante des glaces centrales. Ce *fjeld* épais de plus de 50 m au Nord et 70 m au Sud, devait être constitué de glaces propres et peu actives. Dépourvu de système marginal et de langues évacuatrices, il ne descendait pas vers l'Est au-dessous de 1100 m sur les interfluves et 1080 m dans les vallons. Il n'existe pas trace d'englaciation sur la Planèze de Saint-Flour à l'Est d'une ligne Paulhac — Valuèjols.

GyB. **Moraines de débordement sur les bords des plateaux.** L'essentiel des dépôts morainiques de la Planèze de Saint-Flour se localise en marge de la vallée de l'Alagnon, où ils constituent une nappe continue de 30 km<sup>2</sup> sur le bassin amont de l'Ander et la Basse-Planèze, jusqu'à 970 m d'altitude. Bien que localisée sur le plateau, cette formation présente les caractères des moraines de la vallée adjacente, dont elle n'est séparée que par l'affleurement des corniches basaltiques bordières et leur talus d'éboulis. Sa composition pétrographique

est mixte, comportant d'une part des éléments basaltiques sub-autochtones (empruntés au régolite planézien ou arrachés aux corniches bordières), d'autre part des éléments trachyandésitiques variés provenant des sommets (cas de tous les gros blocs erratiques) ou des horizons infra-basaltiques, qui ne peuvent être parvenus sur la planèze qu'à partir de la vallée. Malgré sa continuité, son épaisseur ne doit guère excéder quelques mètres en moyenne. C'est une accumulation en vrac de matériaux hétérométriques, dans une matrice meuble amorphe, limono-terreuse, riche en graviers. Les gros blocs ne sont présents que dans la tranche superficielle. La plupart des éléments sont émoussés. Les galets fluviaux, à 80 % trachyandésitiques, y représentent un contingent important. On peut interpréter cette nappe comme une moraine de fond uniforme (*till*) doublée en surface par une moraine d'ablation discrète, et partout mêlée à des dépôts d'eau de fonte.

Le modelé de détail révèle la progression des courants de fond affectant cette masse de glace extravasée. Celle-ci, ayant enseveli les volcans de Cheylanes, Saint-Loup et Ussel, a atteint une épaisseur minimale de 80 m, ce qui requerrait un glacier puissant de plus de 400 m entre Murat et la Chapelle-d'Alagnon. Dans le bassin amont de l'Ander, une morphologie mineure "drumli-noïde", statistiquement orientée W — E, recoupe selon des angles de 30 à 40° les petites vallées de Haute-Planèze. Sur la Basse-Planèze, de Meymargues à Celles, un essaim d'une centaine de vrais drumlins (épaississements "en demi-oeuf" de la moraine de fond, hauts de 2 à 10 m) dessine sur 8 km<sup>2</sup> un arc de cercle, témoignant un retour partiel des glaces extravasées vers le glacier de l'Alagnon à l'amont de Neussargues.

Une modeste réplique de ces formations est présente en marge de la vallée de l'Epi (angle sud-ouest de la feuille), autour du Puy Mercou qui fut enseveli jusqu'au sommet. Ces débordements des glaciers des vallées sur les plateaux bordiers semblent correspondre à une brève période de crue tardive, alors que le "*fjeld* de Haute-Planèze" était déjà en récession. La décrue a dû être rapide, abandonnant sur le plateau des glaces stagnantes qui ont lentement fondu sur place, les matériaux déposés par les eaux de fonte étant disséminés sur toute la surface occupée par la moraine de fond. Il en résulte l'absence quasi totale de complexe marginal : une discrète ébauche de sandur frange seulement vers l'Est la nappe morainique de Basse-Planèze ; large d'1 km, elle se manifeste par un épandage très clairsemé de galets bien roulés et de petits blocs trachyandésitiques dispersés à la surface du régolite basaltique autochtone.

**Remarque.** La distinction GyP-GyB, bien établie sur la Planèze de Saint-Flour, se révèle beaucoup plus arbitraire sur la *Planèze de Chalinargues*, où le manteau morainique, très continu jusqu'en bordure de la vallée de l'Allanche, n'a pas fait l'objet d'études aussi détaillées. Les dépôts situés en marge de l'Alagnon (Virargues, Farges), riches en trachyandésites et en galets roulés, sont incontestablement la réplique de la nappe septentrionale de la Planèze de Saint-Flour ; comme elle, ils attestent le débordement du système glaciaire d'Alagnon. Ces dépôts constituent un mort-terrain épais de 5 à 25 m sur le bassin diatomifère exploité de Sainte-Reine-Foufouilloux. Mais leur limite nord est imprécise. En effet, si sur la plus grande partie du plateau la couverture morainique est constituée à plus de 95 % d'éléments basaltiques, elle n'est nulle part totalement dépourvue de laves infra-basaltiques (trachyandésites et ordanchites) issues des régions amont. Ceci résulte de la disposition particulière de cette planèze, dont le secteur amont (feuille Murat), dépourvu de reliefs notables, ne remonte pas au-delà de 1 260 m vers les régions centrales.

**FGy. Fluvio-glaciaire tardif des vallées.** En l'absence de coupes, nous attribuons à la fusion fini-glaciaire le remblaiement alluvial à toit plan qui nivelle le fond d'auge de l'Epi au Chambon et celui de l'Alagnon entre Murat et la Chapelle. La tranche superficielle y livre un ensemble de sables et galets très évolués (beaucoup plus roulés que ceux des alluvions récentes Fz). Au Chambon, le remblaiement s'est effectué derrière une accumulation morainique. A la Chapelle-d'Alagnon on est vraisemblablement en présence d'un important ombilic aval-de-verrou (peut-être surcreusé dans un substratum oligocène ?) ; des sondages électriques (IOPG Clermont-Ferrand) y suggèrent un remplissage alluvial épais d'une centaine de mètres... auquel cas l'essentiel de ce comblement serait de nature fluvio-lacustre (limno-glaciaire).

**LG. Lacustre para-glaciaire de Moissac.** Près du confluent Recheyrat — Allanche, d'anciennes gravières montrent, sous une moraine qui est celle de l'Alagnon, une formation assez mal classée mais bien litée, constituée de sables noirâtres, graviers et galets presque exclusivement basaltiques, la plupart bien roulés et à cachet fluvial franc. La stratification oblique et assez régulière est celle du *fore-set* d'une *beine* lacustre. L'extension de ce dépôt n'est pas connue. Antérieur à la dernière progression glaciaire, il comble probablement un lac d'obturation latérale, résultant du barrage par le glacier d'Alagnon du cours fluvial de ses affluents Allanche et Recheyrat. Un gonflement ultérieur du glacier lui a permis d'envahir la basse-Allanche, abandonnant sa moraine sur toute la cuvette de Moissac.

### Formations liées au réseau hydrographique

L'empatement des bas-fonds et dépressions par des apports principalement colluviaux est de règle sur les plateaux et toutes les aires où le réseau hydrographique reste diffus ou dendritique et embryonnaire. Par contre, en l'absence de cours d'eau majeur, les formations alluviales sont très peu développées sur la feuille Saint-Flour.

**Fy. Alluvions anciennes.** Une terrasse dont la surface domine d'une dizaine de mètres le lit actuel n'est observable qu'au confluent de l'Ander et du Babory près de Roffiac. Sa limite inférieure avec les alluvions récentes est assez imprécise, sauf sous le viaduc du Blaud où elle en est séparée par des affleurements gneissiques.

**Fz. Alluvions récentes et actuelles.** Nous avons regroupé sous cette notation les remblaiements à toit plan occupant le fond des vallées où serpentent des cours d'eau de débit notable. A peu près inexistantes sur les planèzes basaltiques, ils se réduisent ailleurs à un ruban en fond du thalweg, en raison de l'encaissement du réseau hydrographique dans le socle métamorphique. Le lit majeur de l'Alagnon à l'amont de Pont-du-Vernet est entaillé de quelques mètres dans les dépôts morainiques, et ses alluvions sont principalement constituées par leurs produits de remaniement.

On n'observe de plaine alluviale étalée que sur le cours de l'Ander (de Roffiac au Rochain), et de ses affluents gauches à leur traversée du fossé oligomiocène. La composition, la structure, la granulométrie et la composition de ces alluvions est très variable d'un point à l'autre. Il n'est pas exclu que leur accumulation au pied de l'escarpement de faille de Margeride, sous Mentières, Tiviers, et surtout Vabres, traduise une tendance à la reprise actuelle de la subsidence sur cette aire instable.

**C. Colluvions.** Sous cette appellation très générale sont englobés tous les dépôts qui garnissent et colmatent les dépressions mal drainées, entonnoirs de sources, thalwegs, bas-de-versants, etc., et ceux qui comblent le cours amont des ruisseaux où les apports latéraux prédominent largement sur les apports longitudinaux (la transition aux alluvions Fz étant la plupart du temps très progressive). L'épaisseur peut varier de 1 à 5 mètres. Selon la situation sur la carte est portée indication de la nature des matériaux qui les alimentent pour l'essentiel : colluvions d'origine basaltique (C $\beta$ ), gneissique (C $\zeta$ ), sédimentaire (Cg, Cm), ou mixte (C $\beta\zeta$ , C $\beta$ g). Si les blocs n'en sont pas exclus (notamment sur les planèzes), ces formations se caractérisent généralement par une prédominance de la matrice fine, terreuse ou limono-argileuse, qui retient l'humidité, en sorte qu'elles se manifestent le plus souvent en surface par une végétation hygrophile, voire palustre.

**FzT. Tourbières.** Si la surface des alluvions ou colluvions est fréquemment marécageuse (nombreux lieu-dits "la Sagne", "la Prade", "le Lac"), la tourbe vraie n'y représente le plus souvent qu'un constituant accessoire, restreint tant en épaisseur qu'en extension. Aussi n'avons-nous individualisé que les aires tourbeuses de grande extension, présentes tant sur le plateau gneissique de Montchamp (Rousseyre) que sur les planèzes basaltiques, entre 900 et 1100 m d'altitude, sur des topographies sub-horizontales. On sait que ces tourbières se sont installées dans les temps tardiglaciaires ou post-glaciaires.

Les plus vastes se situent sur la Planèze de Saint-Flour. Deux d'entre elles (Coltines et Nouvialle) étaient encore exploitées il y a une cinquantaine d'années. Toutes ont depuis été drainées pour récupérer des herbages, à l'exception du marais de la Salesse — Lascols (limite feuille Chaudes-Aigues) qui comporte encore une tourbière active. L'existence des dépressions qui les contiennent peut résulter d'un barrage du réseau hydrographique par les coulées basaltiques (la Salesse, Nouvialle, Pierrefitte) ou d'une "fenêtre" originelle dans la planèze (Laveissenet, la seule qui par ailleurs soit située sur une aire ayant subi l'englaciation). En l'absence de sondages, on ne peut qu'émettre des hypothèses sur l'épaisseur et la nature des matériaux de comblement sur lesquels se sont établies ces tourbières : altérites et colluvions (Rousseyre, Coltines), alluvions fluvio-lacustres (la Salesse, Nouvialle, Pierrefitte) et fluvio-glaciaires (la Salesse), voire glaciaires (Laveissenet).

### Formations des pentes et versants

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

**E, Ec. Éboulis et formations ébouleuses, écroulements.** Nous avons regroupé sans distinction toutes les formations blocailleuses, classées ou non, souvent épaisses, qui encombrant les versants en forte pente. Principalement développés au pied des corniches basaltiques, ou autour des reliefs basaltiques isolés, les éboulis gravitaires sont fréquemment repris en contrebas par des coulées de solifluxion. Ils constituent un talus très continu sur les deux versants des vallées de l'Allanche et de l'Alagnon depuis Murat jusqu'à Neussarques, où le substratum est intégralement masqué (y compris fréquemment les

coulées basales des planèzes). La surface des plateaux n'est pas exempte de formations ébouleuses même sur des pentes faibles, mais elles y sont généralement minces et clairsemées, et il a été jugé préférable de ne pas les représenter ; c'est le cas notamment sur tous les appareils éruptifs, dont les scories en place apparaissent assez rarement à l'affleurement ; une exception a toutefois été faite pour les éboulis, certainement minces mais très continus, qui accompagnent le talus de la faille pliocène de Servières au dessus de Mallet.

La nature des matériaux constituant les éboulis n'a été spécifiée que là où la carte pouvait laisser planer une ambiguïté. En dehors des basaltes qui fournissent l'essentiel des dépôts figurés ( $E\beta$ ), ils peuvent être alimentés par les pyroclastites basaltiques ( $E_s\beta$ ), les laves, brèches et lahars trachyandésitiques ( $E\alpha$ , région de la Chapelle-d'Alagnon), le socle cristallophyllien ( $E\zeta$ , vallée de l'Alagnon). L'aspect extérieur de ces formations, la dimension moyenne des blocs, la présence d'une matrice fine, varient considérablement selon le débit, la fissuration et l'altérabilité de la roche-mère, y compris d'un point à l'autre d'une même coulée basaltique. Certaines roches parcourues par de grandes fissures donnent naissance à des écroulements de panneaux entiers, et les éboulis en contrebas passent à des chaos rocheux ( $Ec$ ) à blocs pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres cubes : ce phénomène peut affecter les lahars ( $lh$ ) ou les tufs hyaloclastiques ( $h\beta$ ), mais il est surtout fréquent au pied des entablements limburgitiques ( $\lambda\beta$ ), notamment les coulées infracantalien-nes des environs de Saint-Flour.

Les éboulements actifs sont exceptionnels (ancienne cascade du Batein, au Nord de Joursac). La grande majorité des éboulis sont stabilisés et diversement colonisés par la végétation. Liés à la gélifraction (alternances gel-dégel), ils peuvent revêtir l'aspect caractéristique des dépôts périglaciaires lités de type "grèze" (carrière du Rocher de Laval, près Neussargues). Dans les régions qui furent englacées (vallée de l'Alagnon) on peut affirmer qu'ils sont le fruit des actions climatiques tardiglaciaires et post-glaciaires, et vraisemblablement pour l'essentiel constitués au cours de la phase de retrait. Mais des masses ébouleuses peuvent se trouver emballées dans les moraines (Neussargues), ou constituer à leur base une semelle puissante (carrière de diatomite de Foufouilloux). En sorte que sur les autres régions on ne saurait exclure qu'une part notable des dépôts de pente puisse être héritée de périodes froides antérieures.

**GP. Epandages périglaciaires (s.l.).** Nous attribuons aux actions nivales un dépôt épais de quelques mètres marquant le socle gneissique autour de reliefs basaltiques empâtés, à 1100 m d'altitude, aux abords du col de la Fageolle, et près de Lastic (Chapelas, Montredon). Très disloqué sur place par la gélifraction, le basalte se résout en un chaos de blocs polyédriques, souvent seul visible jusqu'au sommet des collines, et largement étalé tout autour. Ces chaos, auxquels se mêlent vers le bas des blocs de gneiss, peuvent se poursuivre (en nappes ou en langues) sur 100 à 500 m sur des pentes faibles, jusqu'aux bas-fonds marécageux où ils alimentent les colluvions. En coupe, les blocs se révèlent emballés dans un agglomérat grossièrement lité de billes basaltiques, au sein d'une matrice terreuse graduellement enrichie vers le bas en minéraux gneissiques. Colonisées par la végétation et stabilisées, ces formations doivent pour l'essentiel représenter un héritage de la dernière période froide, dont la nivation actuelle perpétue tout au plus une lente reptation, voire une solifluxion modérée.

Bien qu'ils n'y aient pas été figurés, des dépôts comparables existent sur les sommets du plateau gneissique de Montchamp, où le boisement rend leur étude

impossible. Ils sont également fréquents sur les régions hautes des Planèzes de Saint-Flour et de Chalinargues, où ils ont été confondus avec les éboulis (région de Chavagnac), ou n'ont pas pu être discernés des dépôts morainiques (GyP) auxquels ils sont couramment associés.

**P. Dépôt de glacis(\*)**. De Mentières à Vabres, le piedmont de l'escarpement de faille de Margeride forme un glacis lobé, réentaillé par tous les ruisseaux descendant du plateau de Montchamp. Ce territoire étant haché de petites failles, ce glacis nivelle indifféremment une série de compartiments alternativement constitués de socle et de sédiments oligocènes. Sa surface est assez uniformément couverte par une nappe grossièrement litée de fragments gneissiques géolifracés, dont la présence constante dans la terre végétale rend délicate la délimitation des terrains oligocènes. Ce dépôt de glacis n'excède le plus souvent pas 1 m d'épaisseur ; aussi n'a-t-il été représenté que localement dans la région de Vabres (les Maisons, la Trémolière), où il peut être puissant de 2 à 5 mètres.

**Jz. Cônes de déjections**. Des petits cônes de déjection torrentiels occupent fréquemment le débouché des ravins latéraux au fond des vallées majeures à flancs raides : c'est notamment le cas pour l'Allanche, et l'Alagnon à l'aval de Pont-du-Vermet. Ils peuvent indifféremment être recoupés par le remblai alluvial récent (Fz) ou le recouvrir. La plupart semblent stabilisés.

Glissement rocheux en masse. Au flanc de certaines vallées majeures (Alagnon, Allanche, Babory, Ander), des compartiments ou des tranches basaltiques de plusieurs centaines de mètres de longueur se sont détachées des corniches planéziennes et ont glissé vers le bas, sans basculer et en se disloquant peu, sur des dénivellations pouvant excéder 100 mètres. Accidentel ailleurs, ce phénomène revêt une ampleur particulière dans la région de Neussargues : ainsi le tranchage du rebord de la Planèze de Chalinargues, au bois de Fontailles et au bois du Cheylat, détermine sur le versant une série de rides et de crêtes aiguës séparées par des chenaux encombrés de moraine et d'éboulis. La présence d'un substrat oligocène a pu localement jouer un rôle déterminant dans ces glissements (environs de Joursac). Mais elle n'est pas indispensable, l'argilisation poussée des formations pyroclastiques ou volcano-sédimentaires infra-basaltiques (lahars, tufs ponceux, diatomites, alluvions, etc.) leur ayant permis de jouer un rôle lubrifiant comparable. Ces formations infra-basaltiques ont d'ailleurs elles-mêmes de place en place glissé en masse pour leur propre compte.

Dans le cas de l'Alagnon et de la Basse-Allanche, la fin de la dernière glaciation a certainement joué un rôle important dans le déclenchement du phénomène. La "récupération" par la langue de la vallée d'une partie des glaces extravasées sur le plateau (voir GyB) a pu favoriser le crevassement des bords de planèze. La plupart des glissements ont dû accompagner le retrait du glacier d'Alagnon (A. de Goër, 1972), et de nombreuses dispositions de détail permettent d'y retrouver l'image des oscillations progressives et du drainage juxtaglaciaire au cours de ce retrait. Mais on ne doit pas perdre de vue que d'autres glissements en masse se sont produits dans des vallées qui n'ont jamais été englacées (le Babory à l'amont du Sailhant, l'Ander à l'amont de Roffiac). Il n'est pas exclu que certains d'entre eux soient beaucoup plus récents.

(\*) Ce terme est pris dans un sens purement descriptif, sans implication génétique interprétative, selon l'acception proposée par R. Coinçon (1972).

**S. Franés et formations solifluées.** Si la solifluxion accompagne fréquemment les glissements en masse (région de Joursac), cette conjonction n'est nullement nécessaire, et elle revêt sur la feuille Saint-Flour une extension plus importante que les phénomènes précédents. Les versants concernés se caractérisent par la multiplicité des irrégularités de détail, s'agencant de façon variable selon le contexte : superpositions de bourrelets, "rideaux" et terrassettes, juxtapositions ou imbrications de loupes, petites coulées, "pieds de vaches", etc., elles-mêmes fréquemment remodelées par les interventions anthropiques. La solifluxion peut affecter aussi bien les moraines (Chavagnac) ou les éboulis (Laval), que les formations pyroclastiques ou les sédiments argilo-sableux. Le socle gneissique n'en est lui-même par exempt, notamment sur des aires où son argilisation est imputable au broyage le long d'une faille (Valjouze).

Nous avons distingué sur la carte des "dépôts de solifluxion" (fond blanc), lorsque le glissement affecte principalement les formations superficielles (notamment les éboulis), ou qu'il entraîne en volume notable certaines formations géologiques nettement en dessous de leur horizon stratigraphique d'origine (lahar d'Andelat). Mais nous avons seulement porté la mention "versant soliflué" (Sg, Sm) lorsque le phénomène n'a déplacé que la partie superficielle des roches sédimentaires sur un substrat de même nature. En effet, comme les glissements en masse, la solifluxion est fréquemment facilitée par l'argilisation des formations pyroclastiques ou volcano-sédimentaires infra-basaltiques (versant gauche de l'Alagnon au Nord de Joursac). Mais elle affecte préférentiellement les versants entaillés dans les sédiments argilo-détritiques, oligocènes (région de Joursac), ou miocènes (Roffiac, Andelat, pourtour du Puy de la Balle près de Saint-Flour). Les dépôts de la série miocène, plus meubles et sableux, y sont beaucoup plus sensibles que les argiles graveleuses oligocènes, généralement bien compactées et plus stables ; cette différence de comportement peut d'ailleurs faciliter leur distinction là où l'une ravine l'autre.

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

**X. Dépôts anthropiques.** A défaut d'inventaire systématique des accumulations artificielles, ont été figurés :

- les décharges publiques des agglomérations de Ruynes, Neussargues (Laval) et Saint-Flour (Roueyre) ;
- les remblais les plus importants le long des voies ferrées existantes (Neussargues — Béziers) ou disparues (Brioude — Saint-Flour) ;
- les déblais des exploitations de diatomites du bassin de Murat (Sainte-Reine — Foufouilloux).

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### PLUTONISME ET MÉTAMORPHISME

[Se reporter à la description des terrains : terrains métamorphiques et granitiques].

### VOLCANISME

[Se reporter à la description des terrains : formations volcaniques].

### ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE

[Se reporter à la description des terrains : formations superficielles et quaternaires].

### TECTONIQUE RÉCENTE

[Pour les déformations souples et les failles n'intéressant que le socle ancien, se reporter à la description des terrains : terrains métamorphiques et granitiques].

La grande faille complexe de Margeride, de Ruynes à Joursac, apparaît comme un accident rhenique dont les vicissitudes accompagnent toute l'histoire de la région. Son tracé, globalement orienté N 130°E, coïncide avec celui de la bande rétro-morphosée et muscovitisée qui sépare les deux séries cristallophylliennes de Massiac et de Saint-Flour. Cette bande appartient à un linéament blastomylonitique s'étendant du Millevaches au Haut-Ailier (Tempier et Suire, 1979). Sur son parcours, la direction des foliations métamorphiques coïncide avec celle des fractures. C'est aussi à son voisinage que se sont injectés les leucogranites intrusifs de la région Talizat — Pont du Vernet.

La disposition "en angle de faille" du graben oligocène est en partie originelle, au moins dans certains secteurs : la présence de grands panneaux gneissiques au sein des argiles bariolées, dans la région de Vabres, implique que le rivage oligocène était déterminé par un relief comparable à l'escarpement de faille actuel. On est également en droit de supposer que le découpage du fossé oligocène et de son encaissant métamorphique en une mosaïque de compartiments, particulièrement spectaculaire dans la région de Ruynes, résulte en grande partie d'une fracturation syn-sédimentaire. La géométrie d'ensemble du fossé margeridien, de Saint-Alban à Neussargues, n'est d'ailleurs pas sans rappeler la disposition rhomboédrique des bassins de type *pull-apart*. La tectonique ultérieure, dans l'intervalle de temps séparant l'Oligocène moyen du Miocène moyen, n'a toutefois pas manqué de parachever et d'accuser ce découpage. C'est en discordance sur cet ensemble disloqué que se déposent les "sables à chailles" mio-pliocènes. Nous n'avons jamais décelé sur la feuille Saint-Flour (il en existe aux environs de Faverolles sur la feuille Chaudes-Aigues) de failles affectant ou délimitant cette seconde série sédimentaire, mais les conditions d'observation ne permettent pas d'en exclure l'éventualité. Enfin, l'importance de l'alluvionnement, au pied de l'escarpement de Vabres, suggère la possibilité d'une subsidence active locale.

C'est à la commissure Cantal — Cézallier, de part et d'autre de la vallée de l'Alagnon entre Mallet et Joursac, que peut le mieux être prouvée une série de rejeux récents du système des failles SE — NW en gradins dites "de Pont-du-Vernet". Du côté sud-est, sur plus de 2 km de longueur, les coulées basaltiques issues des appareils éruptifs de Chabrunat et Montlouby sont dénivelées de 20 à 60 m au-dessus du plateau de Mallet (A. de Goër, 1972) ; on est en droit de supposer que cette surrection du horst est contemporaine du dépôt, en contrebas, des "sables des Fontilles" [p1a], intercalés entre les basaltes de la Planèze de Saint-Flour et puissants de 15 m près de la gare de Talizat. Du côté nord-ouest, ce sont au moins 4 failles parallèles qui décalent les formations volcaniques. A Servières, un premier rejeu, qu'on peut situer entre 8 et 9 MA (Miocène supérieur), a bouleversé les tufs ponceux lités paléocantaliers [<sup>3</sup>pc] peu après leur dépôt, avant induration et recouvrement par le lahar [<sup>6</sup>lh]. Mais les rejeux les plus récents, Pliocène inférieur, entre 4 et 5 MA, concernent une partie au moins des basaltes supracantaliers (les coulées les plus récentes ne semblent pas affectées). Ils sont principalement enregistrés par les alluvions à galets de phonolite (m3G) et la nappe doléritique de Latga [<sup>8</sup>β] qui les recouvre, remontrées par paliers avec un rejet cumulé de 105 m entre Pont-du-Vernet et Elgines.

Au versant droit de l'Alagnon, on doit encore invoquer des petites failles parallèles à la vallée (N 30°E) pour expliquer l'apparition anormalement basse d'une série de compartiments de la puissante coulée limburgitique [<sup>8</sup>λβ] qui fossilise le paléocours de l'Alagnon à l'aval de Pont-du-Vernet. Enfin, aux confins de la feuille Massiac, une partie au moins des fractures qui encadrent l'édifice complexe du Montjournal affecte également les formations volcaniques : fait exceptionnel dans un tel contexte, nous avons pu observer à la faveur de travaux de remembrement des brèches de faille argilisées constituées aux dépens d'une coulée basaltique (Labro) ou de tufs sous-basaltiques (le Ventoux).

Bien que n'ayant observé nulle part de témoins de fractures plus récentes que 4 MA (Pliocène inférieur), c'est en raison de l'importance que nous attachons à ces rejeux tectoniques que nous avons individualisé par un dessin propre (double trait), toutes les failles certaines ou hypothétiques affectant les basaltes supracantaliers.

## OCCUPATION DU SOL

### VÉGÉTATION ET CULTURES

*[Se reporter à l'introduction : présentation de la carte].*

### PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les vestiges préhistoriques répertoriés sont tous concentrés aux environs de Saint-Flour et de Neussargues. On n'en connaît pas d'antérieurs au Paléolithique terminal. On sait qu'au Dryas ancien (Würm IV), l'englaciation du Cantal était encore considérable (13 500 ans BP). Vers 12 000 ans BP(\*) (Magdalénien final) l'adoucissement du climat (oscillation d'Alleröd) permet la fusion des glaces qui occupaient la vallée de l'Alagnon et les planèzes qui l'encadrent. Les plateaux devaient alors présenter l'aspect d'une toundra, parcourue par des troupeaux de rennes, et des chasseurs de rennes trouvaient abri

dans des grottes sous-basaltiques en contrebas (grotte du Cheylard, près Neussargues). Vers 10 000—8 000 ans BP la forêt s'installe, et quelques tribus se manifestent dans les vallées de l'Alagnon et de l'Allanche (grotte de Cuze de Neussargues).

Au Néolithique (7 000 - 4 000 BP), le climat étant proche de l'actuel, l'homme se sédentarise, et les traces de son activité sont plus fréquentes. Des habitats en grottes sous-basaltiques sont connus au Cheylat et à Cuze, près Neussargues, et à la Chaumette, près Saint-Flour. Une sépulture sous dolmen est conservée à Mons-de-Saint-Georges. A la fin de cette période apparaît la civilisation des mégalithes, venue des Causses, et dont de nombreux témoins subsistent dans la région de Saint-Flour, principalement sur la Planèze (dolmens de Védernat, Toul, Bardon, et nombreux lieu-dits "Peyre-Levade"). Ces mégalithes ont fourni des haches polies, des vases en céramique et des outils de silex.

A l'âge du Bronze (1 800 — 800 av. JC), le climat se fait plus sec. Les sépultures sous tumulus se généralisent sur toutes les bordures de plateaux, de Saint-Flour à Talizat, de Coltines à Valuéjols (la plupart ont été fouillés au siècle dernier). A l'âge du Fer (800 —100 av. JC), la Planèze connaît un peuplement important de pasteurs et d'agriculteurs. Des épées et divers objets de Hallstat et de la Tène ont été recueillis sous les tumuli de Celles et de Mons-de-Saint-Georges.

### DONNÉES GÉOTECHNIQUES

Bien que la majorité des formations de pentes semble héritée de la dernière période froide (notamment du retrait des glaces dans la vallée de l'Alagnon), on ne saurait tenir pour définitivement stabilisés tous les éboulis, écroulements, glissements en masse, etc.. Une reptation du sol peut être constatée à la fonte des neiges sur les versants de toutes les petites vallées des hautes-planèzes (J. Grand, 1956). Les travaux de rectification de la RN 588, dans la vallée de l'Alagnon entre Ferrières-Saint-Mary (feuille Massiac) et Pont-du-Vernet, ont montré qu'il pouvait être dangereux de déstabiliser les versants à forte pente même entaillés dans le seul socle métamorphique. Une solifluxion active peut être observée au bas des versants creusés dans les "sables à chailles" [m2-p1] (*cf.* notamment les vallons au Sud-Est et au Nord-Est du Pirou).

De façon générale, on devra particulièrement surveiller les fondations et redouter les glissements de terrain sur tous les versants empâtés de dépôts morainiques, ou entaillés soit dans les formations sédimentaires oligocènes (argiles graveleuses bariolées [g2]) et surtout mio-pliocènes (sables argileux à chailles [m2-p1]), soit dans des formations volcaniques ou volcano-sédimentaires infra-basaltiques argilisées. Sont principalement concernées par ces risques les régions suivantes :

— les deux versants de l'Alagnon de Clavières à Pont-du-Vernet, et le versant gauche de Joursac à Elgines,

- la basse-vallée de l'Allanche de Sainte-Anastasie à Neussargues,
  - la vallée du Babory de Savignac au Sailhant,
  - la vallée de l'Ander à l'amont de Roffiac et sous Andelat,
  - la vallée de Vendèze au Nord de Saint-Flour,
  - le pourtour du Puy de la Balle au Nord-Est de Saint-Flour
- [pour plus de renseignements, se reporter à : formations des pentes et des versants].

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROGÉOLOGIE

Selon le rebord nord de la Planèze de Saint-Flour, d'une part, selon le faite de la "chaîne de Rézentières" et du plateau de Montchamp, d'autre part, le réseau hydrographique de la feuille Saint-Flour se répartit entre le bassin de l'Allier, par le canal de l'Alagnon, et celui de la Truyère, par le canal de l'Ander [voir : présentation de la carte].

Les précipitations d'origine atlantique étant arrêtées par les sommets du Cantal, ce versant oriental du massif est peu arrosé en dépit d'une altitude moyenne assez élevée (de 700 à 1 200 m). Seul le Puy Mercou, dans l'angle sud-ouest de la feuille, reçoit en moyenne 1 200 mm d'eau/an. La pluviosité est inférieure à 800 mm/an sur la plus grande partie de la feuille, et tombe en dessous de 700 mm autour de Talizat et de Saint-Poncy.

Les ressources en eau souterraine du territoire varient considérablement d'un secteur à l'autre de la feuille selon le contexte géologique :

— *le socle cristallophyllien* ne fournit que des nappes d'arènes très superficielles et localisées. Les sources y sont nombreuses, mais de débit toujours très faible (de l'ordre de 0,5 à 1 l/s dans les meilleurs cas), nécessitant la multiplication des captages même pour satisfaire les besoins modestes des petites communes disséminées sur le plateau gneissique ;

— *la surface des planèzes* se comporte comme relativement imperméable, en raison du colmatage des fissures par les argiles d'altération superficielle, et la majeure partie des eaux de précipitation en est évacuée par évapo-transpiration. Seul le manteau morainique peut localement (notamment sur la Planèze de Chalinargues) y fournir un réservoir superficiel diffus, dont l'exploitation nécessite également de nombreux captages de faible débit. Les vallées entaillant l'édifice cantalien (Allanche, Alagnon, Ander, Babory) se caractérisent par la rareté et la maigreur des émergences à l'affleurement des lits de tufs séparant les venues volcaniques, traduisant la pauvreté phréatique de ce versant oriental. La plupart des petites communes de la Planèze de Saint-Flour sont alimentées par des sources sous-volcaniques captées dans les régions hautes de la Planèze (feuille Murat). Le plus important réservoir phréatique de ce secteur est constitué par la puissante moraine de plateau du Riou des Fraux (Nord-Ouest de Paulhac) ; toutefois les captages dits "du bois des Fraux" ne suffisent plus à alimenter simultanément les communes méridionales de la Planèze (notamment Neuvéglise, feuille Chaudes-Aigues) et l'agglomération en expansion de Saint-Flour ;

— *les nappes alluviales* sont restreintes en raison de la faible extension sur la feuille Saint-Flour aussi bien des alluvions récentes Fz que des remblaiements

fluvio-glaciaires FGy. De modestes réserves peuvent exister dans la plaine alluviale de l'Epi à l'amont du Chambon et celle de l'Ander entre Roffiac et le Rochain. Par contre, si l'existence d'un profond ombilic remblayé se confirme dans la vallée de l'Alagnon entre Murat et la Chapelle, cet ombilic pourrait recéler des ressources phréatiques non négligeables ;

—*les sédiments oligocènes* du graben de Saint-Flour présentent *a priori* deux caractères défavorables. D'une part les faciès argileux imperméables y prédominent très largement. D'autre part la tectonique post-oligocène a morcelé le graben en une mosaïque de petits blocs, faisant alternativement apparaître à des altitudes variables le socle granito-gneissique ou les argiles bariolées. Dans ce contexte, la circulation des eaux profondes est imprévisible, de même qu'aucun schéma plausible ne peut être proposé des prolongements du fossé oligocène sous le massif volcanique ;

—*le chenal miocène dit "des sables à chailles"*, caractérisé au contraire par la prédominance des faciès sablo-graveleux et l'absence (au moins en apparence) de dénivellations tectoniques notables, se présente comme le seul aquifère profond susceptible d'un débit suffisant pour alimenter l'agglomération de Saint-Flour (A. de Goër, 1980). Mais, à l'Est de Saint-Flour, ces sédiments sont recoupés jusqu'au paléothalweg par le réseau hydrographique actuel (le Vialard, Bégut, Brons). On peut supposer que le chenal, au delà d'Andelat-le Sailhant, oblique vers l'Ouest en direction de l'actuel centre du Cantal ; et c'est seulement dans son hypothétique prolongement sous la Planèze de Saint-Flour qu'on peut espérer rencontrer l'aquifère recherché. C'est dans cette optique que le Service régional d'Aménagement des Eaux envisage d'implanter des forages de prospection jusqu'à 250-280 m de profondeur sur le plateau de la Cham de Coltines au Nord-Est de Luc. Un forage préliminaire implanté près du pont du CD 404 sur le Babory au Sud du Sailhant (cote 815) a effectivement rencontré une nappe maintenue sous pression par un toit argileux percé à -40 m (cote 775), fournissant un débit artésien régulier de 50 m<sup>3</sup>/heure.

Ressources hydrothermales. La seule émergence thermo-minérale de la feuille Saint-Flour est la source de "Font-de-Vie" à Coren-les-Eaux. Elle se situe dans l'alignement de la dislocation margeridienne, sur le seuil gneissique séparant le bassin de Saint-Flour de celui de Neussargues. Captée par puits sous 2 m d'alluvions sur la rive gauche du ruisseau de Lespinasse, elle a fait l'objet d'un permis d'exploitation de 1889 à 1957. La source est froide, de faible débit (51/minute), très minéralisée (7 g/l), de type chloro-bicarbonaté-sodique.

### GÎTES MÉTALLIFÈRES

Sur la feuille Saint-Flour, les minéralisations métalliques sont peu nombreuses et généralement de faible importance. Elles sont toutes situées au Nord-Est de la grande faille de la Margeride qui partage en diagonale la carte en deux parties à peu près égales, séparant les schistes cristallins de l'anticlinorium de Massiac au Nord-Est des formations oligo-pliocènes du bassin d'effondrement de Saint-Flour au Sud-Ouest. Les gîtes métallifères appartiennent donc tous à l'ensemble métallogénique du grand district à antimoine de Brioude — Massiac qui a produit à peu près 40 000 t de Sb métal et dont les principaux gisements sont situés sur les feuilles voisines de Massiac, Brioude et Langeac.

### Aspect métallogénique

Les gîtes connus sur la feuille Saint-Flour sont de trois types :

- *A stibine ( $\pm$  berthiérite) avec une gangue de quartz*

C'est le cas des gisements :

- d'Auliac (2-4002)
- de Malvaise (3-4002)
- d'Espozolles (3-4001)

et des indices :

- d'Anval
- de Ribes (4-4002)
- de Saint-Poncy
- du Champ de la Pelle (4-4003)
- de Boucharat (4-4004)
- de Chausse (4-4005).

- *A mispickel, pyrite avec une gangue de quartz*

C'est le cas de l'indice de Vabres (8-4001).

- *A galène, blende, chalcopyrite avec une gangue de calcite et de quartz*

C'est le cas de l'indice de Blancou (2-4001).

Gisements d'antimoine. La paragenèse de ces filons est simple, elle est caractérisée par la prédominance d'un seul élément : l'antimoine, exprimé sous forme d'un sulfure : la stibine qui en est le minerai principal. La berthiérite (sulfure double de Sb et Fe) lui est souvent associée, elle peut même, parfois, devenir plus fréquente. La gangue est exclusivement quartzeuse.

La stibine (et éventuellement la berthiérite) peut se présenter : soit en aiguilles fines disséminées dans un filon à quartz massif, c'est le cas des "veines maigres" difficiles à exploiter pour les anciens mineurs, soit en amas de gros cristaux cimentés par un quartz plus discret et noyés dans la mylonite qui constitue le remplissage de la caisse filonienne, c'est le cas des "veines grasses" plus faciles à exploiter et qui ont donné les gisements les plus riches.

La paragenèse de ces filons comprend également du mispickel, de la pyrrhotine (exceptionnelle), de la pyrite, voire de la blende, mais ces minéraux, qui précèdent la mise en place de la stibine, sont généralement présents en très faible proportion (ou absents). Ils sont localisés le plus souvent aux épontes du filon.

Ces minéralisations en stibine correspondent à des dépôts mésothermaux caractérisés par une décroissance progressive du taux du fer, une disparition précoce de tous les autres éléments et un accroissement rapide du taux d'antimoine dans les solutions hydrothermales nourricières.

A coté de cette paragenèse type, notons le cas particulier des filons à stibine où se trouvent associées des traces de sulfosels de plomb, généralement en fai-

ble proportion. Ce sont des sulfosels riches en antimoine et pauvres en plomb du type : füloppite, zinkénite. Leur présence marque la persistance de l'action hydrothermale après le dépôt de la stibine. En effet, lors d'une phase minéralisatrice ultérieure, une solution de basse température, porteuse de plomb, a remobilisé l'antimoine de la stibine pour donner les sulfosels polymétalliques.

Près de Saint-Poncy, l'affleurement de la colline de la Tire (4-4001) montre de la stibine associée à de la barytine. Ceci témoigne également de la remobilisation ultérieure de la stibine par une solution barytique de basse température.

La stibine est irrégulièrement répartie en corps minéralisés de formes et de tailles très diverses, souvent petits, séparés par des intervalles totalement stériles. Ceci résulte d'une mise en place rapide, dans un milieu tectonique encore très instable. Les fractures qui piègent ces minéralisations résultent directement d'une tectonique structurale souple, correspondant à la fin des plissements et des surrections de la chaîne orogénique hercynienne au Carbonifère supérieur. On attribue à ces minéralisations en stibine un âge westphalien d'environ 300 MA.

Indice à mispickel et pyrite de Vabres. Ce gîte peut être considéré comme l'expression fugace d'une phase précoce de mise en place des minéralisations régionales où seuls existent quelques sulfures de fer sans qu'apparaissent ensuite la phase principale à sulfures d'antimoine, d'où l'absence d'intérêt économique.

Indice à galène, blende et chalcopyrite de Blancou. Ce filon est constitué par une gangue quartzo-barytique bréchifiée renfermant de la galène, de la blende et de la chalcopyrite abondantes accompagnées de traces de mispickel, pyrite et marcassite. A ces minéraux s'associent des sulfosels de plomb fréquents : la semseyite, la jamesonite et vraisemblablement des sulfosels d'argent plus rares : la freibergite, la canfieldite et la polybasite. Cette minéralisation est très différente (tant dans ses constituants, que dans sa température de dépôt, dans ses conditions de formation ou son époque de mise en place) de celle des filons à antimoine. Sa paragenèse est complexe, polymétallique, elle est caractérisée par la présence de plomb accompagné de sulfosels dans une gangue barytique ; elle correspond à un dépôt épithermal. Elle résulte d'une mise en place lente, à basse température, dans un milieu structural rigide, relativement stable, dont les filons ne s'ouvrent qu'à l'occasion de réajustements post-orogéniques.

Pour le moment, faute de datation plus précise pour chacun de ces gîtes tardifs, on leur attribue (par analogie) un âge permo-liasique d'environ 200 à 190 MA.

#### Aspect minier

Seulement trois de ces gîtes ont donné lieu à l'attribution d'un titre minier et ont eu une production de minerai qui, bien que faible, mérite d'être mentionnée.

Gisement d'Auliac. Situé 4 km au Nord de Talizat, le groupe des filons d'Auliac fut découvert en 1880. La concession fut établie le 11 février 1901 au bénéfice de P. Brugeyreaux, célèbre mineur de l'antimoine à cette époque. La principale période d'activité est due à la Société Brioude-Auvergne qui exploita le filon

principal de 1921 à 1931. Après une longue période d'inactivité la concession est acquise le 20 août 1951 par la Compagnie française des Mines de Dèze qui y effectue quelques travaux de reprise de 1952 à 1954 et de 1966 à 1967.

Connu sur plus de 1 300 m d'allongement, le filon principal est orienté N 35gr. Il est encaissé par des migmatites schisteuses à sillimanite et partiellement recouvert par les coulées basaltiques pliocènes de la chaîne de Rézentières. La caisse est large de 1 à 3 m, remplie de mylonites avec de l'argile aux épontes ; elle renfermait 4 colonnes minéralisées en stibine et a permis, lors de rejeux tectoniques pliocènes le passage de plusieurs filons basaltiques.

Les 4 colonnes de ce filon, dont les teneurs étaient assez faibles (de 5 à 12 % de Sb), n'ont été exploitées que sur un aval peu profond en raison de la mauvaise tenue des épontes. La production a été de l'ordre de 1 100 t de Sb contenu, les réserves possibles sont estimées à 2 000 t de Sb métal.

Gisement de Malvaise. Situé 3 km au Nord de Rézentières, ce filon, découvert en 1850, suscita la concession dite de la Coste, instituée le 2 juin 1892 et fut le siège de quelques travaux jusqu'en 1900. Acquis le 28 août 1906 par F.Emmanuel Chatillon, célèbre fondeur à Blesle, la concession fit l'objet de travaux épisodiques jusqu'en 1917, date de la cessation de toute activité.

Reconnu sur 650 m, le filon est orienté N 50gr, sa puissance utile est de l'ordre de 0,40 m pour une caisse large de 2 à 4 mètres. La production globale de ce gîte est estimée à 60 t de Sb métal.

Gisement d'Espozolles. Situé 1 km à l'Est du village d'Espozolles, ce filon orienté N 50gr est, en fait, le prolongement nord-est du filon de Malvaise situé au delà du ravin de l'Arcueil.

Le gisement fut découvert en 1857, mais ce n'est que le 4 janvier 1893 que fut instituée la concession, et l'activité de la mine se poursuit faiblement jusqu'en 1899. La Société Brioude-Auvergne, nouveau propriétaire, reprendra l'exploitation de 1915 à 1919. Après une longue période d'inactivité la concession est annulée le 23 juin 1960.

Le filon, connu à l'affleurement sur près de 1 000 m d'extension, n'a été reconnu par travaux miniers que sur 220 m d'allongement et 50 m de haut. Le minerai extrait titrait de 15 à 35 % de Sb. La production globale fut de l'ordre de 500 t de Sb métal, les réserves possibles sont estimées à 1 000 t de Sb.

### *SUBSTANCES UTILES (ROCHES)*

**T. Tourbes.** Les réserves de tourbe ne sont pas négligeables, notamment sur la Planèze de Saint-Flour : tourbières de Laveissenet, Coltines-Chassagnette, Talizat-Pierrefitte, Nouvialle, la Salesse-Lascols [*voir : formations quaternaires et superficielles*]. Seules celles de Coltines et de Nouvialle ont autrefois fait l'objet d'une exploitation, celle-ci étant totalement abandonnée depuis une cinquantaine d'années.

**Diatomites.** ("Silice") [*voir : formations sédimentaires associées au volcanisme*]. Des lits ou lentilles restreintes de diatomites, sans valeur économique, sont interstratifiées à divers niveaux dans le complexe pyroclastique cantalien, notamment autour de la cuvette de Neussargues (Celles, Séverac, Mois-

sac). Un gisement plus important a fait l'objet de tentatives d'exploitation durant la guerre de 39-45 à Servières, au Nord de Joursac ; bien que le minerai y soit de bonne qualité, ces tentatives ont échoué en raison des bouleversements tectoniques qui affectent cette formation.

Par contre, le site dit "de Murat" (autrefois connu sous le nom d'Auxillac), est avec celui de la Bade, près Riom-ès-Montagnes, l'un des deux gros gisements activement exploités dans le Cantal. Cette exploitation s'effectue à ciel ouvert. Si les carrières de Pré-Fajeol et de la Chapelle-Sainte-Reine sont abandonnées, celle de Foufouilloux, située en limite des feuilles Saint-Flour et Murat, est en pleine expansion. En dépit d'une puissante couverture stérile, principalement morainique, pouvant atteindre 25 m d'épaisseur, la géométrie du gisement est assez bien connue grâce à une dizaine de forages d'exploration. L'ancien lac présente une forme elliptique de 0,8 x 1,3 km. L'épaisseur du minerai est de 20 à 30 m dans toute sa région centrale. Les réserves exploitables ont été estimées à  $4,4.10^6 \text{ m}^3$ .

**Sables et graviers.** Bien que les matériaux de ce type, généralement assez argileux, y soient très répandus, il n'existe aucune exploitation permanente et importante de sables et graviers sur la feuille Saint-Flour. Toutefois des extractions artisanales sporadiques, répondant à des besoins temporaires locaux, ont été effectuées en des sites géologiques variés :

- sédiments miocènes du bassin de Saint-Flour [m2] (Andelat, Roueyre, Coren, Brons, le Vernet),
- alluvions de l'Ander et du Babory [Fy-Fz] (le Sailhant),
- moraines de la Basse-Planèze [GyB] (Beyna), des Hautes-Planèzes [GyP] (Saint-Maurice, la Boissonnière), de la vallée de l'Alagnon [GyV] (Pignoux).

Beaucoup plus importantes, les sablières du Calvaire de Saint-Flour [Miocène, m2b] et de Moissac (para-glaciaire LG de la Basse-Allanche) sont actuellement abandonnées.

arg. **Argiles.** La tuile-canal constitue le matériau de couverture traditionnel des constructions aux abords du graben de Ruynes — Saint-Flour. Si les argiles bariolées oligocènes [g2a] sont inutilisables en raison de leur composition très graveleuse, les argiles rutilantes de base [e7-g1] ont pu autrefois faire l'objet d'extractions très restreintes (la Pelle, Allauzier). Mais ce sont surtout les argiles blanches ou claires, localement épaisses et très pures, intercalées dans la série miocène des "sables à chailles" [m2a] qui ont pu donner lieu à une industrie locale : si l'ancienne tuilerie du Rosier (3 km au Nord de Saint-Flour) a totalement disparu, celle de Grisols (au Sud de Saint-Georges) est toujours en exploitation.

**Gneiss et granites.** Aucune carrière importante n'est ouverte dans les formations du socle ancien. L'utilisation des lauzes gneissiques pour la couverture des bâtiments (plateau de Montchamp) est totalement abandonnée, de même que l'édification des murs en moellons de roches métamorphiques. L'exploitation des gneiss pour l'empierrement peut donner lieu à l'ouverture temporaire d'excavations restreintes (Ruynes, Saint-Poncy). Sous le nom de "sable", on extrait localement pour l'entretien des chemins les altérites (arènes) des orthogneiss [ $\zeta\gamma$ ] (le Croizet) ou de préférence des leucogranites [ $\gamma^1$ ] (Frugères, Bolzat, Vernières, Talizat).

**Tufs et scories basaltiques.** Les projections scoriacées "stromboliennes" [ $^{8-9}_S\beta$ ], de par leurs particularités physico-chimiques et techniques, constituent un excellent granulat léger ("pouzzolane") pour la confection de béton et de parpaings. Mais, contrairement à ceux, plus jeunes, de la Chaîne des Puy ou du Velay, les cônes de scories des planèzes n'ont jamais fait l'objet d'une tentative d'exploitation. La possibilité n'en est pas pour autant à rejeter, et des appareils bien situés comme le Puy de Talizat constituent des réserves non négligeables.

Notons que sous l'appellation locale de "truffe", les scories soudées ont pu localement fournir une pierre de taille exploitée de façon très artisanale (Loubarcet, Lastic, "les Truffières" près Bouzentès). Il en est de même des tufs hyaloclastiques palagonitiques [ $^8_M\beta$ ], qui peuvent constituer d'excellents moellons : encore exploités au siècle dernier, ceux du Puy de Barre ont notamment servi à l'édification des églises de Coltines et de Talizat.

Laves. L'utilisation de lauzes basaltiques grossières pour la couverture des bâtiments, qui fut de règle sur les planèzes jusqu'à la fin du siècle dernier, est tombée en désuétude, et la blocaille basaltique n'est plus utilisée en construction. Une mention spéciale doit cependant être faite des dolérites de Bouzentès, qui ont longtemps joué dans l'économie de la Planèze un rôle comparable à celui de la "Lave de Volvic" dans la région de Clermont-Ferrand. En raison de sa texture finement vésiculée, cette lave fournit une excellente pierre de taille et d'apparat, très largement exploitée depuis le XIII<sup>e</sup> siècle (cathédrale de Saint-Flour) pour la construction et les monuments. Cette industrie a périclité depuis la dernière guerre, et, sur une douzaine de carrières, une seule reste en activité.

Enfin, quelques basaltes sont exploités comme matériaux de concassage (granulats ordinaires) pour le ballast, l'empièremement routier, et la fabrication d'enrobés bitumineux. Trois ballastières sont en activité : d'une part celle du Rocher de Laval, près de Neussargues, d'autre part celles de Vendèze et de Lachau ouvertes dans les basaltes limburgitiques infracantaliens des environs de Saint-Flour, ce type de lave, inaltérable et très résistant à l'écrasement, étant particulièrement recherché.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

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

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

— *Guide géologique régionale : Massif Central*, 2e éd., 1978, par J.-M. Peterlongo et A. de Goër de Herve, Masson, Paris.

- *itinéraire 7* : la vallée de l'Alagnon, du bassin de Brassac à Neussargues

- *itinéraire 16* : Murat, Prat de Bouc, Saint-Flour et environs.

— 26e Congrès géologique international, Paris, 1980, G18-1 : France. Introduction à la Géologie du Massif Central. Livret-guide excursions :

- 116 A. Le volcanisme du Massif Central : Vivarais, Velay, Auvergne (4e journée).

Publié dans Rev. Sciences Nat. Auvergne, vol. 45, 1979.

*BIBLIOGRAPHIE*

**Travaux concernant au moins pour partie la feuille Saint-Flour**

AUBERT M. et GOËR de HERVE A. de (1972) - Sondages électriques dans les moraines au Nord de la Planèze de Saint-Flour et dans la vallée de l'Alagnon. Note IOPG Clermont-Ferrand, n° 6.

AUBERT M., ROUX J. (1980) - Etude géophysique de la Planèze de Talizat - Saint-Flour. Rapport IOPG Clermont-Ferrand, n° 80-01.

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

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

BOISSE de BLACK Y. (1958) - Observations sur la commissure entre le Cantal, le Mont-Dore et le Cézallier, et sur le volcanisme qui la jalonne. *CM. Acad. Sciences*, Paris, t. 246, p. 1577.

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

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

BOUDON G., GOËR de HERVE A. de, VINCENT P.-M. (1982) - Un modèle dynamique nouveau en contexte basaltique : passage d'une coulée lavique à un écoulement pyroclastique. Exemples du Cantal (Massif Central français). *Bull. Volc*, Rome, vol. 45, n° 4, p. 367-383.

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

BROUSSE R. (1961) - Analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 263, t. 58, 136 p.

CHAILLOU D. (1967) - La série cristallophyllienne du socle oriental du Cézallier (Massif Central français). Etude géologique et structurale. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 218 p. + annexes.

COINÇON R. (1972) - La bordure occidentale de la Margeride de Neussargues à Saint-Alban. Etude géomorphologique. Thèse 3ème cycle Géogr., Clermont-Ferrand, 218 p.

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

DEPAPE G., REY R. (1949) - Florule mio-pliocène des environs de Saint-Flour (Cantal). *Rev. Haute-Auvergne*, Aurillac, t. 31, p. 208-214.

DUPUY J.-C. (1985) - Recherche d'un aquifère sous la planèze de Saint-Flour (Cantal). *Hydrogéologie* (BRGM), n° 4, p. 299-306.

DURAND S., REY R. (1963) - Les formations à végétaux de Joursac (Cantal) peuvent être datées du Villafranchien par l'analyse pollinique. *CM. Acad. Sciences*, Paris, t. 257, p. 2692-2693.

DURAND S., REY R. (1964) - Le dépôt de diatomite de Sainte-Reine (Cantal) débute au Pliocène supérieur et permet de déceler les traces du refroidissement prétilgien. *CM. Acad. Sciences*, Paris, t. 259, p. 1978-1980.

FONTAINE-VIVE M. (1981) - Volcanologie et pétrologie de la haute vallée du Brezons et des planèzes adjacentes (Massif du Cantal). Etude de l'analogie de cristallisation des pegmatitoïdes et des lingots métalliques. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 336 p.

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

FORESTIER F.-H. ( 1964) - Les péridotites serpentinisées de France. Groupe I : péridotites intracrystallines. Fasc. IV : Massif Central médian : Bassin du Haut-Allier. Ed. BRGM.

FOURNIER F. (1965) - Etude de quelques gisements diatomifères d'Auvergne. Dipl. Et. sup., Orsay, 80 p. + annexes.

GACHON L. (1932) - Le drainage de la Planèze de Saint-Flour. *Rev. Géographie alpine*, Grenoble, t. 20, p. 335-340.

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

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

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

GOËR de HERVE A. de (1967) - Des pillow-lavas sous la Planèze de Saint-Flour (Cantal). *CM. Acad. Sciences*, Paris, t. 265, p. 1273-1275.

GOËR de HERVE A. de (1968) - Réflexions sur les pegmatitoïdes bulleux des carrières de dolérites de Bouzentès (Planèze de Saint-Flour, Cantal). *C.R. Acad. Sciences*, Paris, t. 267, p. 2260-2263.

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

GOËR de HERVE A. de (1972) - La Planèze de Saint-Flour (Massif volcanique du Cantal, France).

Vol. I - Structure et stratigraphie, 254 p., 84 fig.

Vol. II - Formes et dépôts glaciaires, 213 p., 41 fig.

*Annales scient. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 47 et n° 48.

GOËR de HERVE A. de (1980) - Le Cantal, *in* : Géologie des Pays Européens, France, Belgique, Luxembourg. Ed. Dunod, Paris.

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

GRAND J. (1956) - La Planèze de Saint-Flour, étude morphologique. Dipl. Et. sup. Géographie, Clermont-Ferrand, 61 p.

HENOU B. (1973) - Les sources minérales et thermales du Cantal : leur cadre géologique. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 133 p.

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

JUNG J., SYMPOSIUM (1971) - Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. Plein Air Service Ed., Clermont-Ferrand, 1 vol. 610 p., 154 fig.

KIEFFER G. (1962) - Un essai de reconstitution de l'évolution du relief dans les bassins volcanisés du Massif Central et sur leurs bordures, par les enseignements des coulées de laves. Thèse 3ème cycle, Géographie, Clermont-Ferrand, 302 p.

KONÉ M. (1985) - Le Livradois méridional et la région de Saint-Flour. Exemples de zones de cisaillement ductile dans le Massif Central français. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 156 p. + annexes.

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

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

LAVOCAT R. (1965) - Sur l'âge des dépôts lacustres du bassin de Saint-Flour et du bassin de Brioude. *C.R. Acad. Sciences*, Paris, t. 221, p. 583-585.

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

MAISONNEUVE J. (1952) - Les schistes cristallins de la région comprise entre la moyenne vallée de l'Alagnon et la région de Brioude. Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont-Ferrand.

MAISONNEUVE J. et TUNG S.-P. ( 1952) - La série cristallophyllienne de l'Alagnon dans le Cantal et la Haute-Loire. *Rev. Sc. nat. Auvergne*, t.18, p. 71-80.

MARTY P. (1903) - Flore miocène de Joursac. *Rev. Haute-Auvergne*, Aurillac, et Libr. Baillères, Paris, 91p.

MAURIZOT-BLANC C. (1974) - Etude des formations volcaniques de la cuvette de Murat et de la vallée de la Chevade. Etude pétrographique et pétrochimique des basaltes miocènes et pliocènes de la Planèze de Saint-Flour (Cantal). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 211p.

METGEN R. et LE GUERNIC J. (1968) - Etude géologique du gisement de diatomites de Sainte-Reine. Rapport inédit (Société la Béarnaise, Poitiers).

PÉRICHAUD J.-J. (1970) - Les gisements métalliques du district à antimoine de Brioude — Massiac. Thèse, Clermont-Ferrand.

PÉRICHAUD J.-J. (1971) - Les gisements métalliques du district à antimoine de Brioude — Massiac. *Bull. BRGM*, section II, n° 2, p. 1-55.

REY R. (1949) - Stratigraphie des bassins tertiaires de Saint-Alban et du Malzieu (Lozère), de Saint-Flour et de Neussargues (Cantal). *C.R. Acad. Sciences*, Paris, t. 229, p. 63-65.

REY R. (1957) - Note préliminaire sur le gisement fossilifère de Joursac (Cantal). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 325-326.

REY R. (1961) - Caractère glaciaire du ruisseau du Lander aux environs de Roffiac (Cantal). *C.R. Soc. géol. France*, p. 220-221.

REY R. (1965) - Deux gisements à plantes du flanc est du massif du Cantal : Sainte-Reine et Joursac. *Bull. Soc. géol. min. Bretagne*, Rennes (1962-1963), p. 211-273.

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

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

SABATÉ P. (1968) - Etude pétrographique et structurale du socle cristallin phyllien entre l'Alagnon et l'Allier (Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 170 p. + 2 cartes.

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

TEMPIER P. (1978) - Les orthogneiss dans les zones centrale et méridionale du "noyau Arverne". *C.R. 103ème congrès nat. Soc. savantes*, fasc. IV, p. 67-78.

TEMPIER P. et SUIRE J. (1979) - Existence d'un linéament blastomylonitique dans le "noyau Arverne" (Massif Central français). *C.R. 104ème congrès nat. Soc. savantes*, fasc. III, p. 241-252.

THONAT A. (1969) - Les basanites noires de l'Est du Cézallier et la fossilisation de l'ancien réseau hydrographique de l'Alagnon. *Rev. Sc. nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. 35, p. 49-118.

VUITTENEZ H. (1964) - Géologie cantalienne. Impr. Moderne, Aurillac, 1 vol., 195 p.

VUITTENEZ H. (1967) -Préhistoire cantalienne. Historique de la recherche archéologique dans le Cantal. *Revue de Haute-Auvergne*, Aurillac, t. 40.

Autres références (travaux concernant des régions voisines)

AUNIORD M. (1952) - Etude de la brèche andésitique du Cantal. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 50, n° 237, p. 182-190.

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

BELLON H. (1971) - Datations absolues des laves d'Auvergne par la méthode K-A. Thèse 3ème cycle, Orsay, 68 p.

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

BLAIS S. (1972) - Contribution à l'étude géologique du massif du Cantal : géologie du Carladès. Thèse 3ème cycle, Orsay, 150 p. + annexes.

BOULE M. (1896) - La topographie glaciaire en Auvergne. *Annales de Géographie*, t. 5, n° 21, p. 277-296.

BOULE M. (1900) - Géologie des environs d'Aurillac, et observations nouvelles sur le Cantal. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t.11, n° 76, p. 279-358.

BROUSSE R. et LEFEVRE C. (1966) - Nappes de ponces du Cantal et du Mont-Dore. Leurs aspects volcanologique, pétrographique et minéralogique. *Bull. Soc. géol. France*, 7° s, t. 8, p. 223-245.

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

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

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

CANTAGREL J.-M., THONAT A. (1976) - Age du volcanisme dans le Cézallier (Massif Central français) et migration de l'activité volcanique en Auvergne. *C.R. Acad. Sciences*, Paris, t. 282, D, p. 1837-1840.

CARME F. (1974) - Tectoniques superposées dans le Haut-Allier : mise en évidence d'une mégastucture tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C.R. Acad. Sciences*, Paris, t. 278, p. 2501-2504.

CORNEN G. (1972) - Géologie du bassin des Rhues et Santoire (Massif du Cantal). Thèse 3ème cycle, Orsay, 134 p.

DANTIER M. (1969) - La vallée de la moyenne Santoire et les plateaux voisins (Cantal). Thèse 3ème cycle, Orsay, 266 p.

DEMANGE J. (1974) - Contribution à l'étude du volcanisme de la Haute-Vallée de la Cère (Cantal). Thèse 3ème cycle, Orsay, 231 p.

FONTAINE-VIVE M. et GOËR de HERVE A. de (1984) - Deux exemples de mélange par brassage mécanique entre laves alcalines contrastées dans le strato-volcan du Cantal (Massif Central Français). Implications volcanologiques. *Bull. Volc.*, Rome, vol. 47, n° 4, p. 807-825.

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

GLANGEAUD P. (1921) - Essai de synthèse sur les anciens glaciers du Massif Central. *Cjt. somm. Soc. géol. France*, p. 119.

GOËR de HERVE A. de, MILESI J.-P. (1976) - Etude préliminaire de la falaise d'Auzolles, modèle dynamique d'une origine directement éruptive des "conglomérats andésitiques" du Cantal (Massif Central Français). *C.R. Acad. Sciences*, Paris, t. 282, p. 977-980.

GUERIN H.-M. (1966) - Contribution à la géologie du Cantal : les confins de la Haute-Vallée de l'Aspre. Dipl. Et. sup., Orsay, 58 p.

JULIEN A. (1869) - Des phénomènes glaciaires dans le Plateau Central de la France, et en particulier dans le Puy de Dôme et le Cantal. Thèse, Montpellier, 105 p.

KIEFFER G. (1969) - Caractères des coulées de lave à entablement de "faux prismes". *C.R. Acad. Sciences*, Paris, t. 269, p. 2178-2181.

LACROIX A. (1890) - Note sur les andésites à hypersthène du Cantal. *Bull. Soc. géol. France*, 3° s, t.18, p. 881.

LAMBERT A. (1969) - Géologie de la moyenne vallée du Mars et des plateaux adjacents (Massif du Cantal). Thèse 3ème cycle, Orsay, 247 p.

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

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

LEFEVRE C. (1968) - Géologie du massif du Cantal au niveau des vallées de la Maronne, de la Bertrandie et de la Doire. Thèse 3ème cycle, Orsay, 285 p.

MAGONTHIER M.-C. (1974) - Les roches volcaniques du Sillon Houiller (Massif Central français). Etude minéralogique de deux types de basanites à leucite. Thèse 3ème cycle, Paris VI, 133 p.

MANCEAU M. (1967) - Contribution à la géologie du Cantal : la vallée de la Petite Rhue de Cheylade et ses environs. Dipl. Et. sup., Orsay, 96 p.

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

MATHONNAT M. (1983) - La série métamorphique du Cézallier. Lithologie et structure. Relations du groupe leptyno-amphibolique avec les autres formations de la région. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 208 p.

MAURY R. (1968) - Contribution à la géologie du Cantal : les hautes vallées de la Petite Rhue et de la Véronne. Dipl. Et. approf., Orsay, 126 p.

MAURY R. (1976) - Contamination (par l'encaissant et ses enclaves) et cristallisation fractionnée des séries volcaniques alcalines continentales (Massif Central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. Thèse, Orsay.

MAURY R.C. et VARET J. - Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. *In* Géologie de la France, Colloque C7 du 26ème CGI. *Mém. BRGM* n° 108.

MAZET A.G. (1975) - Une série basalte alcalin - trachyandésite à hypersthène-comendite, moyenne vallée de la Cère, Cantal, France. Thèse 3ème cycle, Orsay, 99 p.

MEYNIER A. (1931) - Les anciens glaciers du massif du Cantal (partie septentrionale). Ed. USHA, Aurillac, 1 vol. 78 p.

MEYNIER A. (1951) - Cratères d'explosion dans l'Est du Cantal. *Rev. Géogr. alpine*, Grenoble, p. 746-749.

MILESI J.-P. (1976) - Dynamisme des écoulements pyroclastiques du Cantal oriental, sur l'exemple de ceux de la vallée de l'Alagnon. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 197 p.

MORI W.-M. (1966) - Contribution à la géologie du Cantal : la proche région méridionale de Riom-ès-Montagnes. Dipl. Et. sup., Orsay, 40 p.

NIEL M. (1965) - Contribution à la géologie du Cantal : la vallée de la Maronne aux environs de *Salers*. *Revue Haute-Auvergne*, Aurillac, t. 39, p. 441-481.

PARK F.-Y. (1973) - Contribution à l'étude du Cantal : dolomies et trachyandésites dans la région d'Aurillac. Thèse 3ème cycle, Orsay, 204 p.

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

PIERROT R., PICOT P., PÉRICHAUD J.-J. (1971) - Le Cantal. Coll. "Inventaires Minéralogiques de la France". Ed. BRGM, 112 p., 91 croquis de localisation.

RAMES J.-B. (1873) - Géogénie du Cantal. Bouygues éd., Aurillac, 1 vol., 103 p.

RAMES J.-B. (1879) - Topographie raisonnée du Cantal. Bouygues éd., Aurillac, 1 vol., 60 p.

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

REY F. (1966) - Contribution à la géologie du Cantal aux environs d'Apchon. Dipl. Et. sup., Orsay, 67 p.

ROUX J., SENAUD G. (1978) - Le levé aéromagnétique Massif Central 1975 : étude de quelques anomalies caractéristiques liées au volcanisme et au socle. Thèse 3ème cycle, Clermont-Ferrand, 198 p.

THONON P. (1967) - Contribution à la géologie du Cantal : la haute-vallée du Marilhou, environs de Trizac et d'Auzers. Dipl. Et. sup., Orsay, 110 p.

VARET J. (1967) - Les trachytes et phonolites du Cantal septentrional. Thèse 3ème cycle, Orsay, 354 p.

VATIN-PERIGNON N., MICHEL R. (1966) - Présence d'une fosse d'effondrement volcano-tectonique dans la partie centrale du massif du Cantal. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 8, p. 308-310.

VATIN-PERIGNON N. (1966) - Pétrographie et minéralogie des roches volcaniques, et description géologique de la partie centrale du Massif du Cantal. Thèse, Grenoble, 359 p.

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

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

VEYRET Y. (1978) - Modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif Central français. Thèse, Paris 1,2 vol., 783 p.

VEYRET Y., BROUSSE R., DELIBRIASG. (1978) - Première datation d'un épisode glaciaire récent dans le Massif Central français. *C.R. Acad. Sciences*, Paris, t. 286, p. 1089-1092.

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

WATELET P. (1976) - Etude volcanologique de la Haute-Vallée de la Santoire (Cantal, Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Grenoble, 220 p.

## Cartes géologiques

1/320 000 : feuille 26, Rodez (1955)

1/80 000 : feuille 185, Saint-Flour :

le édition (1882) par F. FOUQUÉ  
2e édition (1932) par M. BOULE et  
Y. BOISSE de BLACK  
3e édition (1964) par P. LAPADU-  
HARGUES.

1/50 000 : feuille 764, Riom-ès-Montagnes (1972) par R. BROUSSE et collab.

feuille 765, Massiac (en préparation) par A. THONAT

feuille 787, Pleaux (1977), par R. BROUSSE et collab.

feuille 788, Murat (en préparation) par N. VATIN-PÉRIGNON et collab.

feuille 811, Aurillac (1980), par R. BROUSSE et collab.

feuille 812, Vic-sur-Cère (1975), par R. BROUSSE et collab.

feuille 814, Saugues (1972), par J.-P. COUTURIÉ.

## ANALYSES CHIMIQUES

### Granites et roches métamorphiques

- là20- Orthogneiss de Ruynes  
21 à 27 Orthogneiss de Saint-Flour  
28- Granite d'anatexie, vallée de l'Arcueil, Nubieu (prélèvement statistique)  
29- Leucogranite tardif, Pont du Vernet (prélèvement statistique)  
30- Leucogranite tardif, carrière au Nord de Talizat (prélèvement statistique)  
31- Granite d'anatexie, CD 23 entre Loubinet et le Souil  
32- |  
33- | Granite d'anatexie. Ravin de la Foulière, près le Soul  
34- | Migmatite leptynique (dite "anatexite de type Vauclair" *in* Sabaté). Nozerolles (prélèvement statistique)  
35- Migmatite leptyno-amphibolique. La Chapelle-Vauclair (prélèvement statistique) (feuille Massiac)  
36- Gneiss à biotite et sillimanite. Vieillespesse, pont CD 23 sur l'Arcueil.
- 1 à 27 - Analyses nouvelles, éch. P. TEMPIER  
28 - 29 - 30 - 34 - *In* P. SABATÉ (1968)  
31 - 32 - 33 - 35 - 36 - *In* D. CHAILLOU (1967).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	SF 1	SF 2a	SF 2b	SF 3	SF 4	SF 5	SF 7	SF 7a	SF 7b	SF 8	SF 8B	SF 8C	SF 8D	SF 8F	SF 8G	SF 8H	SF 9	SF 9A
SiO <sub>2</sub>	76,20	75,80	74,90	75,60	74,90	74,35	76,70	76,30	75,90	73,90	74,40	73,80	73,60	74,55	73,70	73,40	73,70	74,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	15,40	15,30	14,90	14,10	14,35	14,20	13,60	14,20	14,10	13,90	15,50	13,60	14,10	14,00	14,30	14,00	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,35	0,70	0,70	0,81	0,56	0,50	0,50	0,60	0,65	0,45	0,79	0,56	0,39	1,40	1,13	1,59	0,68
FeO	Tr	Tr	Tr	Tr	0,44	0,21	Tr	Tr	Tr	0,58	0,72	0,14	1,30	0,14	0,72	1,23	0,37	0,29
MgO	Tr	Tr	0,20	0,20	0,30	0,12	Tr	Tr	Tr	0,45	0,37	0,20	0,50	0,20	0,71	0,85	0,45	0,25
CaO	0,45	0,20	0,20	1,00	1,15	0,80	0,45	0,45	0,45	0,55	0,75	1,00	0,80	0,33	0,60	0,52	0,60	0,56
N <sub>2</sub> O	3,70	4,30	3,00	3,70	3,75	3,75	3,60	3,60	3,60	2,65	3,10	4,30	3,10	3,85	3,00	2,70	2,70	3,85
K <sub>2</sub> O	4,00	3,50	4,80	3,60	3,50	3,85	4,20	4,20	4,10	5,40	5,70	3,90	5,30	4,55	5,10	4,55	4,80	4,10
TiO <sub>2</sub>	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	0,25	0,35	0,10	Tr
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,01	0,01	Tr	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,05	0,02	0,04	0,01	0,02	Tr	0,02	0,01	0,01	-
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,67	0,82	1,07	0,71	0,63	0,83	0,58	0,51	0,57	0,70								
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,15	0,06	0,13	0,09	0,14	0,15	0,06	0,02	0,09	0,02	0,75	0,89	0,85	0,95	1,14	1,49	1,10	0,87
Total	100,13	100,44	100,30	100,53	99,76	99,02	100,32	99,21	99,56	99,02	100,18	100,53	99,93	99,06	100,64	100,53	99,48	99,90
Rb	157	160	156	110			150			158	168	109	155	147	165	148	151	117
Sr	61	55	96	260			77			143	160	297	97,5	206	117	113	104	141
Ba	185	110	785	990			230			840							485	
Référence analyse	9373	9374	9375	9376	9406	9425	9377	9378	9379	9380	A1491	A1492	A1492	A1494	A1495	A1496	9381	A1497

	19 SF 9C	20 SF 9D	21 SF 11	22 SF 11a	23 SF 12	24 SF 12a	25 SF 12b	26 SF 13	27 SF 21	28 A5 5	29 A5 11	30 A5 12	31 An 30	32 An 31	33 An 32	34 A5 4	35 An 23	36 An 4
SiO <sub>2</sub>	73,30	72,90	70,00	75,00	72,80	73,20	74,00	75,40	70,80	69,20	73,30	72,70	67,80	69,55	68,80	68,80	67,70	68,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,50	13,60	15,00	14,80	13,90	14,10	13,60	14,10	13,80	13,85	15,15	17,45	15,85	15,45	15,65	14,45	15,60	16,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	0,59	2,73	0,39	0,84	1,09	1,16	0,35	3,09	2,15	0,80	0,55	1,10	0,85	1,40	1,10	1,45	0,10
FeO	0,51	1,45	0,87	0,37	0,95	1,09	0,66	0,22	0,37	1,95	0,50	0,15	2,75	2,50	2,25	2,50	2,80	3,00
MgO	0,46	0,55	1,10	0,10	0,50	0,60	0,45	Tr	0,70	3,20	0,80	0,30	3,65	1,95	1,95	2,40	1,60	2,80
CaO	0,48	0,60	0,80	1,30	0,50	0,30	0,60	0,90	0,60	1,25	0,60	0,30	1,65	1,50	1,50	1,80	3,10	2,20
N <sub>2</sub> O	2,70	3,00	2,85	3,85	2,95	2,95	2,80	3,60	2,60	3,10	3,70	2,90	3,55	3,10	3,00	3,00	3,30	3,10
K <sub>2</sub> O	4,80	4,90	4,80	2,80	5,90	6,00	6,00	4,25	4,70	2,85	3,50	3,60	1,85	3,25	3,30	3,50	1,85	2,80
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,30	0,55	Tr	0,30	0,35	0,30	Tr	0,50	0,55	0,15	0,15	0,30	0,30	0,35	0,35	0,50	0,30
F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,25	0,35	0,30	0,10	0,10	0,10	0,25	0,15	0,10
MnO	0,02	0,02	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05	Tr	Tr	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	1,21	1,81	0,60	0,72	0,93	0,60	0,34	1,56	1,20	0,45	1,55	1,05	1,10	1,00	0,90	1,10	0,70
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,84	0,04	0,23	0,24	0,12	0,33	0,18	0,07	0,61	0,20	0,30	0,50	0,15	0,10	0,00	0,25	0,10	0,10
Total	99,27	99,16	100,78	99,46	99,53	99,88	100,37	99,25	99,36	99,80	99,60	100,45	99,85	99,80	99,35	100,35	99,30	100,10
Rb	158	157	151															
Sr	115	98	188															
Ba			1145															
Référence analyse	A1498	A1499	9382	9395	9396	9397	9394	9398	9399	4352	4350	4351	2051	2044	2043	4376	3688	2050

**Basaltes infracantaliens ( $^2\beta$ )**

	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
SiO <sub>2</sub>	44,80	42,90	43,00	41,20	41,35	43,00	44,80	42,20	41,70	42,60	41,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	14,40	13,90	12,30	12,10	13,30	12,40	12,30	12,50	12,70	9,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	8,52	7,77	5,45	6,00	6,80	6,00	8,75	5,57	6,73	8,50
FeO	6,23	4,49	4,27	6,50	6,55	6,80	5,30	4,20	5,79	4,93	6,20
MgO	7,30	8,60	11,00	10,00	11,75	9,90	11,80	12,80	12,00	13,10	11,20
CaO	10,00	11,50	11,60	13,40	12,00	9,45	11,20	11,75	12,60	11,50	11,55
N <sub>2</sub> O	4,80	3,50	3,55	2,75	3,40	5,00	2,60	3,20	3,75	3,50	4,60
K <sub>2</sub> O	2,15	2,00	1,80	1,75	1,65	1,00	1,15	1,45	1,90	2,05	2,35
TiO <sub>2</sub>	3,15	3,40	3,40	2,75	2,30	2,60	2,35	2,85	2,90	2,65	2,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	n.d.	n.d.	1,30	0,95	0,60	1,00	0,55	0,10	n.d.	1,20
MnO	0,20	0,20	0,19	0,15	0,25	0,15	0,15	0,20	0,21	0,20	0,25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,22	0,53	0,00	2,35	0,80	0,45	0,30	0,00	0,00	0,00	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,27	0,46	0,08	0,20	0,35	0,55	0,30	0,15	0,18	0,06	0,15
<b>Total</b>	<b>99,50</b>	<b>100,50</b>	<b>100,56</b>	<b>100,10</b>	<b>99,45</b>	<b>99,60</b>	<b>99,35</b>	<b>100,40</b>	<b>99,20</b>	<b>100,02</b>	<b>99,75</b>
Référence analyse	9642	8885	8887	4878	(1082)	2929	3805	6691	9641	8884	4885

- 37 - Mélabasanite limburgitique ( $^2\lambda\beta$ ) - Carrière du plateau de Mons, Nord Saint-Flour.
- 38 - Mélabasanite limburgitique ( $^2\lambda\beta$ ) - Carrière de Vendèze, Nord Saint-Flour.
- 39 - Mélabasanite limburgitique ( $^2\lambda\beta$ ) - Plateau du Grand Mérignac, Sud Saint-Flour.
- 40 - Basanite ( $^2\beta_n$ ) - Calvaire de Saint-Flour.
- 41 - Basanite ( $^2\beta_n$ ) - Cimetière de Saint-Flour.
- 42 - Basalte ( $^2\beta$ ) - Orgues de Saint-Flour.
- 43 - Basalte ( $^2\beta$ ) - Cascade du Lagnon à l'amont de Pignoux.
- 44 - Basalte hawaïitique ( $^2\beta_H$ ) - Coulée du Rougeat - La Chapelle-d'Alagnon.
- 45 - Basalte hawaïitique ( $^2\beta_H$ ) - Coulée du Rougeat - La Chapelle-d'Alagnon.

Analyses: F. Cantagrel, S. Couturié et J. Sérange  
 Département de géologie et minéralogie - Université de  
 Clermont II

citées in: C. Maurizot-Blanc (1974).

Laves du "complexe intermédiaire" cantalien

	46	47	48	49	50	51	52	53
SiO <sub>2</sub>	51,50	50,90	54,25	55,25	46,90	60,60	48,55	51,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,80	16,80	16,75	14,90	21,40	17,93	14,50	16,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,30	6,64	7,0	9,0	7,40	2,78	8,80	6,70
FeO	0,20	0,51	2,75	1,30	0,50	3,42	3,95	2,70
MgO	3,00	2,50	2,70	2,30	2,80	0,96	5,80	4,85
CaO	6,75	6,30	6,25	6,10	2,90	4,09	7,80	7,30
N <sub>2</sub> O	4,40	3,10	3,60	3,70	2,20	4,85	3,20	3,65
K <sub>2</sub> O	4,15	3,40	2,70	2,80	1,55	3,81	1,80	3,00
TiO <sub>2</sub>	1,55	1,75	1,95	1,75	1,60	1,28	2,75	1,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	n.d.	0,30	0,30	0,35	0,60	0,70	0,55
MnO	0,20	0,15	0,10	0,10	0,30	0,08	0,15	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,35	4,59	0,85	1,25	7,25	n.d.	1,25	0,90
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,40	3,25	0,35	0,80	4,45	n.d.	1,05	1,20
Total	100,00	99,89	99,55	99,55	99,95	100,40	100,30	100,30
Référence analyse	1090	8149	7334	7335	1087	(H45)	4877	1073

- 46 - Trachyandésite à zéolites = "brèche blanche" (<sup>5</sup><sub>b</sub>α). Muraille-haute, vallée de la Chevade (feuille Murat).
- 47 - Trachyandésite à zéolites = "brèche blanche" (<sup>5</sup><sub>b</sub>α). Ravin du Chau-meil, vallée de la Santoire (feuille Murat).
- 48 - } Emulsion trachyandésitique → "conglomérat" (<sup>6</sup><sub>c</sub>α). Falaise  
49 - } d'Auzolles-Haut, vallée du Lagnon (feuille Murat).
- 50 - Ponces. Tufs lités intercalaires inférieurs (<sup>6</sup><sub>a</sub>pc). Sous le Puy d'Estable, près Laborie, vallée de l'Alagnon.
- 51 - Trachyandésite latitique (<sup>6</sup><sub>τ</sub>α). Laqueille-Haute, vallée de la Santoire (feuille Murat).
- 52 - Trachyandésite basique (<sup>6</sup><sub>β</sub>α). La Bastironne, près la Chapelle-d'Alagnon.
- 53 - Trachyandésite subplagioclasique du diatrème (<sup>6</sup><sub>b</sub>α) du PC 985. Bredons, vallée de l'Alagnon (feuille Murat).
- 46 - Analyse F. Keller, Institut Dolomieu, Grenoble, in C. Maurizot-Blanc (1974).
- 47 - Analyse S. Couturié, Dépt Géologie, Clermont-Ferrand, in P. Watelet (1977).
- 48 - 49 - Analyses J. Sérange, Dépt Géologie, Clermont-Ferrand, non publié.
- 50 - Analyse F. Keller, Institut Dolomieu, Grenoble, in C. Maurizot-Blanc (1974).
- 51 - Analyse P. Watelet, Institut Dolomieu, Grenoble, in P. Watelet (1977).
- 52 - Analyse S. Couturié, Dépt Géologie, Clermont-Ferrand, in C. Maurizot-Blanc (1974).

53 - Analyse F. Keller, Institut Dolomieu, Grenoble, *in* C. Maurizot-Blanc(1974).

Seules les analyses 50 et 52 sont prises sur la feuille Saint-Flour. Les autres, prises sur la feuille Murat, sont données pour comparaison avec les formations décrites sur la feuille Saint-Flour.

Basaltes supracantaliens ( $^8\beta$ ,  $^9\beta$ )

	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO <sub>2</sub>	47,05	49,50	49,0	46,90	47,0	47,95	43,80	41,60	41,80	41,65	42,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	15,30	12,15	14,25	13,80	12,50	12,20	15,60	12,05	13,05	15,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,90	3,53	5,20	4,70	6,35	5,60	5,30	6,95	5,90	8,65	7,65
FeO	8,25	6,01	6,85	7,70	6,35	8,90	8,10	5,60	7,50	4,85	6,15
MgO	10,40	7,30	8,80	7,80	10,65	5,50	11,10	6,75	12,30	11,30	5,30
CaO	10,15	8,50	8,75	10,25	10,0	8,95	11,45	12,10	11,85	10,60	10,55
N <sub>2</sub> O	3,30	4,30	3,20	3,20	3,10	4,00	2,20	4,10	3,00	2,50	3,65
K <sub>2</sub> O	1,00	2,30	1,75	0,85	0,65	1,60	1,10	0,60	1,30	0,80	2,05
TiO <sub>2</sub>	2,65	2,30	2,25	3,00	1,75	3,20	2,05	1,70	3,05	2,95	2,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,90	n.d.	0,70	0,35	0,25	1,00	0,30	0,55	0,70	0,95	2,40
MnO	0,10	0,18	0,15	0,15	0,20	0,15	0,20	0,15	0,15	0,20	0,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,00	0,13	0,50	0,00	0,05	0,00	1,75	4,05	0,00	1,75	1,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05	0,26	0,20	0,20	0,05	0,80	0,40	0,20	0,35	1,25	0,40
Total	100,55	99,61	99,50	99,35	100,20	100,15	99,95	99,95	99,95	100,50	100,95
Référence analyse	3845	8883	4924	6690	2555	4072	2557	6716	6692	4607	4648

- 54 - Basalte clair microlitique ( $\beta$ ) - Corniche des Valettes, Sud la Chapelle-d'Alagnon.
- 55 - Basalte hawaïtique ( $\beta$ ) - Carrière du Rocher de Laval, près Neussargues.
- 56 - Basalte clair à grandes olivines ( $\beta_o$ ) - P.C. 1035 pointe Nord du Puy de la Rode, près Valjouze.
- 57 - Basalte doléritique ( $d\beta$ ) - borne 1211 de "la Fageolle", entre Sauvages et le bois des Fraux.
- 58 - Dolérite "grise" ( $d\beta$ ) - Carrières de Bouzentès.
- 59 - Pegmatitoïde, dans la dolérite n° 58 (carrières de Bouzentès).
- 60 - Dolérite "verte" ( $d\beta$ ) de la "nappe de Latga". Le Croizet.
- 61 - Basanite à néphéline ( $\beta_n$ ) - Virage RN 679 près Séverac.
- 62 - Mélabasanite à néphéline ( $\beta_n$ ) - Pied sud-est du Puy de Tanavelle.
- 63 - Basanite pauvre en néphéline ( $\beta_n$ ) - Coulée du Puy de Barre - Alloux.
- 64 - Pegmatitoïde, dans la basanite n° 63 (Alloux).

**Basaltes supracantaliens (suite)**

	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75
SiO <sub>2</sub>	44,80	42,90	43,00	41,20	41,35	43,00	44,80	42,20	41,70	42,60	41,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	14,40	13,90	12,30	12,10	13,30	12,40	12,30	12,50	12,70	9,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	8,52	7,77	5,45	6,00	6,80	6,00	8,75	5,57	6,73	8,50
FeO	6,23	4,49	4,27	6,50	6,55	6,80	5,30	4,20	5,79	4,93	6,20
MgO	7,30	8,60	11,00	10,00	11,75	9,90	11,80	12,80	12,00	13,10	11,20
CaO	10,00	11,50	11,60	13,40	12,00	9,45	11,20	11,75	12,60	11,50	11,55
N <sub>2</sub> O	4,80	3,50	3,55	2,75	3,40	5,00	2,60	3,20	3,75	3,50	4,60
K <sub>2</sub> O	2,15	2,00	1,80	1,75	1,65	1,00	1,15	1,45	1,90	2,05	2,35
TiO <sub>2</sub>	3,15	3,40	3,40	2,75	2,30	2,60	2,35	2,85	2,90	2,65	2,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	n.d.	n.d.	1,30	0,95	0,60	1,00	0,55	0,10	n.d.	1,20
MnO	0,20	0,20	0,19	0,15	0,25	0,15	0,15	0,20	0,21	0,20	0,25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,22	0,53	0,00	2,35	0,80	0,45	0,30	0,00	0,00	0,00	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,27	0,46	0,08	0,20	0,35	0,55	0,30	0,15	0,18	0,06	0,15
Total	99,50	100,50	100,56	100,10	99,45	99,60	99,35	100,40	99,20	100,02	99,75
Référence analyse	9642	8885	8887	4878	(1082)	2929	3805	6691	9641	8884	4885

- 65 - Basanite mésocrate à néphéline et leucite ( $\beta$ I). Coulée inf. vallée de l'Allanche RN 679 sous la Roche des Loutres.
- 66 - Basanite intermédiaire à néphéline et leucite ( $\beta$ I). Lac de lave de la Roche des Loutres, près Sainte-Anastasie.
- 67 - Basanite mélanocrate à néphéline et leucite ( $\beta$ I). *Plug* de Rochefouillouse, près Chavagnac.
- 68 - Limburgite ( $\lambda \beta$ ). Vallée de l'Alagnon, sous le Puy de Montlouby.
- 69 - Limburgite à leucite virtuelle ( $\lambda \beta$ I). *Plug* du Pré de l'Ane, près Auxillac.
- 70 - Basanite néphélinique à grands nodules de péridotite ( $\beta_n^{\text{II}}$ ). Calvaire au Nord des Ternes ("nappe du Cussac").
- 71 - Basanite néphélinifère à grands nodules de péridotite ( $\beta_n^{\text{II}}$ ). Réservoir d'eau de Luc.
- 72 - Basanite leucitique à petits nodules de péridotite ( $\beta_1^{\text{II}}$ ). Sommet du Puy de Tanavelle.
- 73 - Ankaratrite leucitique ( $\beta$ ). Coulée supérieure du bois de Fontailles.
- 74 - Ankaratrite leucitique ( $\beta$ ). Lac de lave de la Chau, près Auxillac.
- 75 - Ankaratrite leucitique ( $\beta$ ). Dyke des Roches d'Auliac (CD 14 au Sud d'Auliac).

Toutes les analyses de basaltes ont été effectuées de 1964 à 1978 par F. Cantagrel, S. Couturié et J. Sérange, Dépt de Géologie, Université de Clermont-Ferrand.

Sauf n° 69 : F. Keller, Institut Dolomieu, Grenoble.

Toutes sont extraites des thèses de C. Maurizot-Blanc (1974) et G. Boudon (1979), où l'on trouvera des tableaux très complets d'analyses des basaltes supracantaliens.

## GÉOCHRONOMÉTRIE

## Datations K/Ar

N°	Lave	Localisation	Age	Auteur et date de la mesure
<b>BASALTES INFRACANTALIENS</b>				
1	$\lambda\beta$	Carrière du Plateau de Mons (RN 9)	9,0 - 9,6	J. Taupinard, 1972
2	$\beta$	Orgues de Saint-Flour	8,8	J. Taupinard, 1972
3	$\beta_n$	Réservoir d'eau de Saint-Flour	7,7 - 9,3	J. Taupinard, 1972
<b>BASALTES SUPRACANTALIENS</b>				
4	$\beta_n$	Puy de la Balle	6,6 - 4,4	J. Taupinard, 1972
5	$\beta_n$	Ancienne carrière de Fraissinet	5,4	J. Taupinard, 1972
6	$d\beta$	Latga-Soubro (dolérite "verte")	5,6	J.-M. Cantagrel, 1976
7	$d\beta$	Carrières de Bouzents	4,2	J. Taupinard, 1972
8	$\beta_1\pi$	Sommet Puy de Tanavelle	4,1	J. Taupinard, 1972
9	$\lambda\beta$	Rocher de Cuzers, Neussargues	4,6	J.-M. Cantagrel, 1976
10	$\beta_l$	Coulée inf. vallée de l'Allanche	4,5 $\pm$ 0,3	J.-M. Cantagrel, 1978
11	$\beta_l$	Dyke des Roches d'Auliac	4,4 $\pm$ 0,1	J.-M. Cantagrel, 1978
12	$\beta_l$	La Roche des Loutres	4,2 $\pm$ 0,25	J.-M. Cantagrel, 1978
13	$\beta_l$	Lac de lave de la Chau	4,05 $\pm$ 0,2	J.-M. Cantagrel, 1978
14	$\beta_l$	Rocher de Lastic	3,15 $\pm$ 0,1	J.-M. Cantagrel, 1978
14bis	$\beta_l$	Rocher de Lastic	1,8 $\pm$ 0,2	J.-C. Baubron, 1982
15	$\beta_l$	Peuch de Recoules	2,5 $\pm$ 0,2	J.-M. Cantagrel, 1976
16	$d\beta$	Rebord N diatreme de Joursac (dolérite "verte")	6,0 $\pm$ 1,2	J.-C. Baubron, 1981
17	$\beta_n$	Coulée inf., cimetière de Joursac	5,2 $\pm$ 1,0	J.-C. Baubron, 1981
18	$\beta$	Carrière du Rocher de Laval, près Neussargues	4,65 $\pm$ 0,5	J.-C. Baubron, 1981
19	$\beta_n$	Corps axial du diatreme de Joursac	4,35 $\pm$ 0,4	J.-C. Baubron, 1981
20	$\beta_n$	2e coulée sous la Tour de Merdogne près Joursac	3,2 $\pm$ 0,6	J.-C. Baubron, 1981
21	$\beta_n$	Saint-Poncy (coulée de l'Alagnonnette)	2,0 $\pm$ 0,1	J.-C. Baubron, 1982
22	$\beta_n$	Chausse (coulée de l'Alagnonnette)	2,65 $\pm$ 0,5	J.-C. Baubron, 1982
23	$\beta_n$	Lastiguet (coulée de l'Arcueil)	2,6 $\pm$ 0,3	J.-C. Baubron, 1982
24	$\beta_n$	Sommet du Montjournal	2,0 $\pm$ 0,2	J.-C. Baubron, 1982

Ne sont consignées dans ce tableau que des mesures portant sur des prélèvements concernant la seule feuille de Saint-Flour. Les mesures n° 1 à 15 ont été effectuées au LA 10 CNRS, 5 rue Kessler, Clermont-Ferrand (J. Taupinard *in* thèse A. de Goër, 1972 ; J.-M. Cantagrel *in* thèse G. Boudon, 1979).

Les mesures n°16 à 24 ont été effectuées au BRGM à Orléans (J.-C. Baubron, non publ.).

Ces résultats n'ont qu'une valeur indicative ; ils ne sont pas tous superposables et peuvent être en contradiction avec la stratigraphie adoptée sur la carte.

Les fourchettes géochronométriques mentionnées dans la "description des terrains" ont été établies en fonction de l'ensemble des mesures actuellement disponibles sur la totalité du massif du Cantal, effectuées dans divers laboratoires (Clermont-Ferrand, Orsay et Orléans BRGM).

#### *DOCUMENTS CONSULTABLES*

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au SGR Auvergne, Campus universitaire des Cézeaux, 24 avenue des Landais, BP16,63170 Aubière, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

#### AUTEURS DE LA NOTICE

Coordination et rédaction : Alain de GOËR de HERVE avec la collaboration de Régine SIMON-COINÇON pour les sédiments du graben de Margeride.

Sauf: socle granitique et métamorphique (y compris l'histoire géologique correspondante) par Paul TEMPIER et : Gîtes métallifères, par J.-J. PÉRICHAUD, BRGM.