

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

MASSIAC

par
A. THONAT

Avec la collaboration de
M. MATHONNAT, C. PIN, P. ROCHER
C. BERTIN, P. CHÈVREMONT





MASSIAC

La carte géologique à 1/50 000
MASSIAC est recouverte
par la coupure BRIOUDE (N° 175)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Latour	Besse	Saint-Germain-Lembron
Riom-ès-Montagnes	MASSIAC	Brioude
Murat	Saint-Flour	Langeac

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

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

par

A. THONAT

Avec la collaboration de

**M. MATHONNAT, C. PIN, P. ROCHER, C. BERTIN,
P. CHÈVREMONT**

2014

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : THONAT A., LE GARREC M.-J., MATHONNAT M., SAWADOGO A., TEYSSIER C., PÉRICHAUD J.-J. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Massiac (765). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thonat A., Mathonnat M., Pin C., Rocher P, Bertin C., Chèvremont P., 135 p.

– *pour la notice* : THONAT A., avec la collaboration de Mathonnat M., Pin C., Rocher P., Bertin C., Chèvremont P. (2014) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Massiac (765). Orléans : BRGM, 136 p. Carte géologique par Thonat A., Le Garrec M.-J., Mathonnat M., Sawadogo A., Teyssier C., Périchaud J.-J. (2006).

© BRGM, 2014. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1765-1

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	11
Socle primaire	11
Roches sédimentaires	12
Volcanisme	12
Apports de la carte à 1/50 000	15
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	15
Difficultés liées au recouvrement glaciaire et à la rareté des affleurements	15
Auteurs des levés de terrain	16
Auteurs et collaborateurs de la notice	16
DESCRIPTION ET CARACTÉRIQUES DES DIFFÉRENTES ROCHES	17
<i>SOCLE HERCYNIEN</i>	17
Formations métamorphiques	17
Roches granitiques	25
<i>VOLCANISME</i>	26
Laves basaltiques	26
Laves différenciées	34
Pyroclastites et leurs remaniements	37
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET SUPERFICIELLES</i>	47
CONDITIONS DE FORMATION DU SOCLE ET DU SÉDIMENTAIRE	50
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU SOCLE, DU SÉDIMENTAIRE ET DE LA TECTONIQUE</i>	50
Mise en place de granites, d'un volcanisme bimodal et de dépôts détritiques dans un contexte d'ouverture océanique [Cambrien (541 à 485 Ma) et Ordovicien inférieur (485 à 470 Ma)]	50
Métamorphisme de haute pression dans un contexte de subduction [Silurien, (entre 443 et 419 Ma) et début du Dévonien]	52

Métamorphisme de moyenne pression (Dévonien inférieur : 419 à 393 Ma) et anatexie (Dévonien moyen : 393 à 382 Ma) liés à de grands charriages	53
L'orogénèse hercynienne dans un contexte général de remontée isostatique (Carbonifère, entre 359 et 299 Ma)	55
Minéralisations, sédimentation et tectonique dans un contexte général de distension (Permien, entre 299 et 253 Ma)	59
Ère secondaire (253 à 66 Ma) : érosion et pénéplanation	60
Tectonique et sédimentation de l'Éocène (56 à 34 Ma)	60
Importance tectonique et sédimentation de l'Oligocène (entre 34 et 23 Ma)	61
Tectonique majeure post-oligocène (limite Mio-Pliocène, 5, 3 Ma)	61
Tectonique mineure tardive	64
<i>DISCUSSION DES DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES</i>	65
Unité inférieure	66
Unité supérieure	69
CONDITIONS DE FORMATION DU VOLCANISME	72
<i>VOLCANISME DU CÉZALLIER</i>	72
Historique du volcanisme	72
Volcanisme effusif, non explosif (hawaïen) ou à explosions modérées (strombolien)	78
Volcanisme générateur de maars	81
Volcanisme téphritique	86
Volcanisme phonolitique	88
Volcanisme leucotrachytique et trachy-rhyolitique	89
Géochimie et magmatologie	94
<i>VOLCANISME DU CANTAL</i>	97
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	99
<i>RISQUES NATURELS : INSTABILITÉ DES VERSANTS ET DANGER D'ÉBOULEMENT</i>	99
<i>HYDROGÉOLOGIE ET RESSOURCES EN EAU</i>	99
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	103
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	104
Minéralisations filoniennes encaissées dans le socle hercynien	104
Autres minéralisations encaissées dans le socle hercynien	108

Minéralisations stratiformes encaissées dans des sédiments et/ou des roches volcaniques cénozoïques	109
--	------------

BIBLIOGRAPHIE	109
----------------------	------------

ANNEXES	119
----------------	------------

ERRATA	134
---------------	------------

LISTE DES FIGURES

Fig. 1- Schéma structural	Fin du fascicule
Fig. 2 - Volcanisme du Cézallier	Fin du fascicule
Fig. 3 - Schéma montrant le granoclassement des retombées verticales	38
Fig. 4 - Représentation schématique de la formation des dunes et des antidunes	38
Fig. 5 - Coupe géologique de la Montagne Sainte-Madeleine près de Massiac	62
Fig. 6 - Localisation des maars autour du Signal du Luguët. Chronologie relative de six d'entre eux	76
Fig. 7 - Coupes de quelques maars dans la partie sommitale du Cézallier	82
Fig. 8 - Coupe géologique passant par le volcan ancien du Chamaroux, la vallée de la Couze d'Ardes (au point coté 1253) et le plateau de Lacombe	92

RÉSUMÉ

La carte de Massiac permet d'observer trois grands ensembles géologiques.

- **Le socle hercynien** affleure dans un horst séparant les Limagnes méridionales des bassins de Neussargues et de Saint-Flour – Le-Malzieu. On peut y observer les deux principales unités structurales du Massif central : l'unité inférieure des gneiss qui comprend des ortho et paragneiss et l'unité supérieure constituée par le complexe leptyno-amphibolique et les migmatites. Cette série métamorphique se prolonge au Nord sur la feuille de Besse-en-Chandesse et disparaît à l'Ouest sous des formations volcaniques. À l'Est, elle est relayée par la série du Haut-Allier (feuilles de Brioude et de Langeac) et au Sud par celle de Saint-Flour (feuille du même nom).

Le socle de la région a été affecté par différents types de métamorphisme : - de *haute pression* due à un contexte de subduction pendant le Silurien et le début du Dévonien, - de *moyenne pression* liée à de grands charriages durant le Dévonien inférieur et moyen (tectonique « éo- » ou « anté-hercynienne »). Au Carbonifère, le principal événement fut l'orogénèse hercynienne accompagnée surtout de granitisations, d'un volcanisme acide et du dépôt de sédiments dont ceux du Houiller. Les minéralisations sont apparues principalement au Permien et au Trias. La tectonique souple a pris fin avec l'ère primaire. La tectonique cassante, également présente au Paléozoïque, s'est poursuivie et a été à l'origine d'abondantes failles ainsi que de la formation de bassins et de horsts.

- **Les dépôts sédimentaires.** Les principaux d'entre eux, -formés surtout d'argiles, de marnes et plus rarement de calcaires-, sont d'âge essentiellement oligocène et ont été conservés aux endroits où des coulées de lave les ont recouverts et protégés contre l'érosion. En altitude, des dépôts glaciaires superficiels s'étendent sur de très grandes surfaces.

- **Les formations volcaniques** appartiennent à deux massifs : le Cézallier et le Cantal, ce dernier étant très subordonné.

Le Cézallier culmine à 1 551 m au Signal du Luguët. Tout autour de ce sommet s'est édifié un strato-volcan, d'une vingtaine de km de long sur une dizaine de large, renfermant des produits volcaniques très variés. Outre des laves basaltiques (dont d'assez nombreuses à amphibole), on trouve des dolérites, téphrites, phonolites, leuco-trachytes aphyriques, trachytes porphyriques à tridymite, ponces, pyroclastites acides, pyroclastites basiques, cinérites, tuffites... Les points d'émission abondent, aussi bien ceux à l'origine des laves (cônes stromboliens, dômes, dômes-coulées) que ceux générateurs de pyroclastites (maars...) ; selon leur âge, ils sont plus ou moins modifiés par l'érosion. L'activité volcanique y est d'une longévité remarquable : de -8 Ma environ jusqu'à une période très récente ; une vingtaine de datations se rapportant à tout le massif a permis d'en préciser l'histoire.

Au Sud et à l'Est du strato-volcan, l'ancienne vallée de l'Allagnon a été fossilisée par la plus longue coulée de lave existant en France (environ 35 km). Dans ce secteur, comme dans toute la périphérie du Cézallier, basaltes et basanites dominent largement ; des pyroclastites basiques sont présentes mais pas abondantes.

La cartographie de la feuille de Massiac a permis de mettre en évidence de nombreux cratères d'explosion et de montrer que les pyroclastites de maar ont participé à la constitution des dépôts glaciaires. Cette découverte est très importante pour la cartographie du volcanisme. Si on l'ignore, on ne voit en effet que le glaciaire et on n'ose pas interpréter comme cratère d'explosion des dépressions qui en sont. Le volcanisme de maar est dès lors occulté, comme cela a été le cas sur les feuilles voisines antérieures.

Seule une partie infime du volcanisme cantalien figure sur la présente carte : elle correspond à l'Est de la planèze de Chalinargues. Comme dans la zone périphérique du Cézallier, on y trouve surtout des laves basaltiques et, plus rarement, des produits de maar.

ABSTRACT

The Massiac map contains three major geological units.

• **The hercynian basement** outcrops in the horst separating the southern Limagne from the Neussargues and Saint-Flour – Le-Malzieu basins. The two main structural units of the Massif central are visible here: the lower gneiss unit, which is composed of ortho- and para-gneiss, and the upper unit made up of a leptynito-amphibolite complex and migmatites. This metamorphic series extends to the north onto the Besse-en-Chandesse sheet, and disappears to the west beneath the volcanic formations. To the east it is replaced by the Haut-Allier series (Brioude and Langeac sheets), and to the south by the Saint-Flour series (sheet of the same name).

The regional basement has been affected by different types of metamorphism: - *high pressure* related to subduction in the Silurian and at the start of the Devonian, - and *medium pressure* linked to large thrusts during the lower and mid-Devonian ("eo-" or "pre-Hercynian" tectonism). In the Carboniferous, the main event was the Hercynian orogeny, and it was principally accompanied by granite formation, acid volcanism, and sedimentation, including the Houiller beds. Mineralisation occurred mainly in the Permian and Triassic. Ductile deformation ended with the Paleozoic. Brittle deformation, which also existed in the Paleozoic, has continued, and has formed numerous faults as well as the horst and graben formations.

- **The sedimentary deposits.** The majority of the deposits -clays, marls and rare limestones- are mainly Oligocene in age. They are preserved where lava flows covered and protected them from erosion. At high altitude, superficial glacial deposits spread over large areas.

- **The volcanic formations** can be divided into two massifs: the Cézallier and the Cantal, with the latter being much smaller.

The highest point in the Cézallier is the Signal du Luguët, at 1551 m. All around this summit lies a strato-volcano, which is around 20 km long by 10 km wide, composed of varied volcanic products. In addition to basaltic lava quite enough containing amphibole there are dolerites, tephrites, phonolites, aphyric leuco-trachytes, porphyric trachytes with tridymite, pumices, acidic pyroclastic rocks, basic pyroclastic rocks, cinerites, tuffites, etc. There are numerous vents, both sources for the lavas (strombolian cones, domes, dome flows) and for the pyroclastic rocks (maars). The vents have undergone varying degrees of erosion depending on their age. Volcanic activity lasted an unusually long time -from around 8 Ma to recent times- as shown by dating carried out on about 20 samples from throughout the whole massif which have allowed us to better understand the volcanic history.

To the south and east of the strato-volcano, the former Allagnon valley has been fossilised by the longest lava flow in France (around 35 km long). In this area, as around the whole periphery of the Cezallier, basalts and basanites are predominant. Basic pyroclastic rocks are present in lesser quantities.

Mapping carried out for the Massiac sheet revealed numerous explosion craters, and showed that the pyroclastic products of these maars were subsequently reworked into the glacial deposits. This was an important discovery for the mapping of the volcanics. Without this knowledge, only the glacial products were taken into account, and the depressions, which are maars, could not be interpreted as such. Volcanic maar activity was thus hidden, as had also been the case for previous neighbouring sheets.

Only a very tiny portion of the Cantal volcanics appear on this map, corresponding to the eastern part of the Chalinargues basaltic plateau (planèze). The rocks are similar to those around the edge of the Cézallier, being mainly basaltic lavas, with occasional maar products.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La carte de Massiac représente des terrains situés approximativement entre 450 et 1 550 m d'altitude. Les cultures, assez variées vers le bas, disparaissent pratiquement en montagne pour faire place à l'élevage. Les bois et forêts sont surtout présents dans les vallées au-dessous de 1 000 m d'altitude. La rivière la plus importante est l'Allagnon* (affluent de l'Allier) dont le bassin s'étend sur toute la feuille à l'exception du coin NW où les ruisseaux existants aboutissent à la Dordogne.

La région est peu industrialisée et peu peuplée, les villes principales étant Massiac (2 190 habitants), Allanche (1 280 habitants) et Besle (644 habitants). Du point de vue administratif, la carte empiète sur trois départements : Cantal (partie sud et bordure ouest), Haute-Loire (coin nord-est) et Puy-de-Dôme. Le parc naturel régional des volcans d'Auvergne recouvre « grosso modo » la partie ouest de la feuille.

CADRE GÉOLOGIQUE

Trois grands ensembles géologiques sont en présence (fig. 1, fin du fascicule).

Socle primaire

Sur la carte de Massiac, il constitue un horst séparant les Limagnes méridionales des bassins de Neussargues et de Saint-Flour – Le Malzieu.

Roches métamorphiques

La série métamorphique du Cézallier se prolonge au Nord sur la feuille de Besse-en-Chandesse et disparaît à l'Ouest sous des formations volcaniques. Elle est relayée à l'Est par celle du Haut-Allier (feuilles Brioude et Langeac) et au Sud par la série de Saint-Flour (feuille du même nom).

Sur la carte de Massiac, on trouve les roches métamorphiques suivantes :

- des paragneiss à biotite et sillimanite, qui couvrent une vaste superficie dans la partie centrale et est de la feuille, notamment dans la région de Massiac ;
- des orthogneiss, situés plus au Nord, dans le secteur Anzat-le-Luguet – Autrac ; un petit massif d'orthogneiss existe également vers Grenier-Montgon ;

* Le nom de cette rivière peut s'écrire de deux façons : « Allagnon » ou « Alagnon » : aucune orthographe ne s'impose de façon certaine. Cela dit, plusieurs spécialistes consultés nous ont conseillé de donner la préférence à « Allagnon ».

- un complexe leptyno-amphibolique qui affleure principalement dans la partie sud-est de la carte ;
- des migmatites, que l'on rencontre surtout dans la zone sud de la feuille ainsi que dans son coin nord-est.

L'étude de la mise en place de ces roches (voir histoire géologique du socle et de la tectonique) montre qu'elles forment deux unités structurales : une unité inférieure comprenant ortho et paragneiss et une unité supérieure constituée par le complexe leptyno-amphibolique et les migmatites.

Roches granitiques

- Elles sont beaucoup moins abondantes que les précédentes :
- des leuco-granites forment, soit de petits massifs (Le Godde), soit des filons de puissance variable (Molèdes, Nord du Bru, Peyrusse) ;
 - des microgranites, aplites et pegmatites affleurent uniquement sous forme de filons.

Minéralisations

D'abondantes minéralisations existent dans le vieux socle : stibine, galène, barytine, cassitérite, quartz, argent, or, mispickel, wolframite... Les principales sont constituées par la stibine et ses minéraux associés qui forment le district à antimoine de Massiac.

Roches sédimentaires

Elles sont représentées par les sédiments de l'Oligocène (surtout argiles et marnes, plus rarement calcaires). Ces produits sont rares car, après leur dépôt, ils ont été amenés en altitude au moment de la formation du horst de Massiac-Molompize, puis enlevés par l'érosion sauf aux endroits où des coulées de lave les ont recouverts et protégés.

Il faut également signaler la présence des formations superficielles, notamment des dépôts glaciaires qui, en altitude, recouvrent de très grandes surfaces.

À tout cela s'ajoutent des alluvions anciennes et récentes, des cailloutis, des éboulis...

Volcanisme

Il comprend deux massifs : le Cantal et le Cézallier, ce dernier étant de loin le plus étendu sur la feuille (voir sur fig. 2, l'ensemble du Cézallier, fin du fascicule).

Limites du Cézallier (voir fig. 2, fin du fascicule)

La limite Cézallier-Cantal est de nature tectonique et correspond au prolongement de la grande faille de Joursac (en fait, il y en a plusieurs) orientée « grosso modo » NW-SE sur la carte géologique de Saint-Flour. Sur celle de Massiac, elle change plusieurs fois de direction, allant de l'WNW-ESE au N-S (Thonat, 1966).

Dans le paysage, l'emplacement de la faille est généralement indiqué par une rupture de pente qui matérialise le contact entre le domaine du Cézallier (partie surélevée) et celui du Cantal (partie affaissée). Le plus souvent, les laves cantaliennes ont buté contre le compartiment élevé, puis ont été recouvertes par les produits volcaniques du Cézallier qui peuvent ainsi déborder sur le secteur affaissé. Les laves cézallieriennes viennent du Nord-Est, de l'Est ou du Nord, tandis que celles du Cantal sont issues du Sud-Ouest, de l'Ouest ou du Sud.

Tout au long de son trajet sur la feuille de Massiac, la faille est masquée par des laves ou des pyroclastites, sauf vers Courbières où elle apparaît à la faveur d'un affleurement en boutonnière montrant un socle fortement hydrothermalisé.

La limite entre Cézallier et Monts Dore est localisée sur les cartes de Besse et de La Tour-d'Auvergne. Elle est plus difficile à mettre en évidence que la précédente. On y parvient en observant la nature des laves ainsi que la direction de leur écoulement.

La limite entre les deux massifs volcaniques passe légèrement au Sud de la localité de Besse. Puis on la trouve au contact des coulées méridionales du Puy de Montchal. Enfin elle suit la haute vallée de la Clamouze qu'elle quitte en aval pour aboutir légèrement à l'Ouest d'Egliseneuve d'Entraigues.

Strato-volcan du massif du Signal du Luguet

Le Cézallier culmine à 1 551 m au Signal des Luguet. Autour de ce sommet s'est édifié un strato-volcan d'une vingtaine de kilomètres de long sur une dizaine de large, présentant trois caractéristiques :

- les produits volcaniques y sont très variés. Outre les laves basaltiques, nous y avons découvert des dolérites, téphrites, phonolites, leuco-trachytes aphyriques, trachytes porphyriques à tridymite, ponces, pyroclastites acides, pyroclastites basiques, cinérites, tuffites... (Thonat, 1971) ;
- les points d'émission abondent, aussi bien ceux à l'origine des laves (cônes stromboliens, dômes, dômes-coulées) que ceux générateurs de pyroclastites (maars...) ;
- l'activité volcanique possède une longévité remarquable : de -8 Ma environ (téphrite de Tioulouse-Bas, coulée inférieure du cirque d'Artout) jusqu'à une période très récente (Chamaroux et autres appareils récents).

Aussi est-on en droit de penser que ce massif est situé à l'aplomb d'un réservoir magmatique, lequel n'a d'ailleurs peut être pas « dit son dernier mot ».

Volcanisme périphérique du Cézallier et vallée fossile de l'Allagnon

Il est constitué surtout par des roches basaltiques et basanitiques. On y distingue des laves noires vitreuses, dont la plupart ont fossilisé la vallée de l'Allagnon sur près d'une quarantaine de kilomètres, formant ainsi la plus longue coulée existant en France. Puis viennent des laves plus claires, gris bleuté, qui ont le plus souvent fossilisé les paléo-vallées affluentes de l'Allagnon. Une reconstitution précise de l'ancien réseau hydrographique a ainsi été possible (Thonat, 1966 et 1969).

Importance des maars. Pyroclastites et glaciaire

Dans le volcanisme du Cézallier figurant sur la feuille Massiac, nous avons découvert près d'une quarantaine de cratères d'explosion (Thonat, inédit), dont la description sera donnée plus loin.

En outre, trois observations montrent que les pyroclastites de maar ont participé à la constitution des dépôts glaciaires (Thonat, inédit) :

– *aux environs du Signal du Luguët, le glaciaire le plus élevé, situé en altitude au-dessus du socle et par dessus le volcanisme recouvrant ce dernier, contient des éléments de ce même socle ; seuls des téphras en renfermant peuvent expliquer cette présence ;*

– *ensuite, à certains endroits, on voit des pyroclastites en place subir un remaniement de plus en plus important, puis participer à la constitution des produits morainiques (vers La Vazèze, ...) ;*

– *enfin le matériel glaciaire est beaucoup plus abondant autour des cratères d'explosion (Sud du cirque d'Artout, ...) ;*

Tout cela est d'ailleurs logique car, les téphras étant plus friables que les laves, il est normal que les glaciers les aient préférentiellement remaniés et incorporés à leurs dépôts. C'est pourquoi nous avons désigné ces produits sous la rubrique « pyβ-GL » : (pyβ = pyroclastites basaltiques de maar et GL = glaciaire).

Cette découverte est très importante pour la cartographie du volcanisme. Si on l'ignore, on ne voit que le glaciaire et alors *on n'ose pas interpréter comme cratères d'explosion des dépressions qui en sont*, persuadé qu'il n'y a pas de pyroclastite. *Le volcanisme de maar est dès lors occulté*, comme cela a été le cas sur des cartes voisines où figure du volcanisme explosif ancien.

NB. : dans le coin nord-ouest de la feuille, ce sont des pyroclastites acides (liées à la formation d'une caldeira) qui ont été souvent remaniées et incorporées aux dépôts glaciaires.

Volcanisme cantalien

Les formations cartographiées ici (Est de la planèze de Chalinargues) représentent une partie infime de l'ensemble de ce volcanisme. Comme dans la bordure du Cézallier, on y trouve surtout des laves basaltiques ainsi que des produits de maar.

Apports de la carte à 1/50 000

La seule carte géologique de synthèse existant jusqu'à maintenant sur la région de Massiac était celle au 1/80 000. Les nouveaux levés de terrain ont apporté de nombreuses modifications sur la connaissance géologique du secteur.

En ce qui concerne le socle, des orthogneiss et un complexe leptyno-amphibolique, désignés jadis sous des appellations différentes, ont été définis et leurs limites établies. Les contours des autres formations et le tracé des failles ont été également revus. Enfin des charriages ont été découverts (Mathonnat, 1983).

Quant au volcanisme du Cézallier, il était pratiquement considéré jusque-là comme une superposition de coulées basaltiques. C'est donc, dans ce domaine, une véritable révolution qu'a apportée la nouvelle carte avec, on l'a vu, la mise en évidence de produits et d'édifices volcaniques les plus variés.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Difficultés liées au recouvrement glaciaire et à la rareté des affleurements

Au-dessus d'une altitude de 950 à 1 150 m environ, il existe, dans de larges secteurs, un placage presque continu de dépôts glaciaires dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres. Il en résulte que les formations géologiques sous jacentes, constituées ici surtout par du volcanisme, sont pratiquement masquées. Nous avons donc jugé utile de ne pas représenter la totalité de ces dépôts afin de faire apparaître les roches et appareils sub-affleurants. Le levé intégral du glaciaire nécessiterait l'existence de deux cartes : une carte des formations superficielles et une carte géologique.

À cause de ces difficultés, la cartographie du volcanisme du Cézallier n'a pu être fidèlement effectuée qu'à force de s'armer de patience, de ténacité et de revisiter plusieurs fois les mêmes lieux ; à certains endroits, il a même fallu faire appel à des moyens lourds (pelleteuse, dynamite) pour créer ou rafraîchir des affleurements. C'est pourquoi elle s'est étalée sur de nombreuses années.

Auteurs des levés de terrain

Volcanisme du Cézallier : A. Thonat (Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand), *coordonnateur de la carte*. Également auteur de ces lignes, A. Thonat remercie ici P. Rocher (BRGM) qui, lors de visites sur le terrain, a précisé localement certains contours. Même chose pour B. Bonnet, B. Barroux, H. Lefour et H. Leyrit : dans le cadre d'un DEA de l'Université de Paris-Sud et en accord avec R. Brousse, A. Thonat leur a donné un terrain d'étude, terrain qu'il connaissait et sur lequel il avait déjà effectué des levés ; l'attribution a été la suivante : B. Bonnet et H. Lefour (planèze du Bru), H. Leyrit (environs de Laurie), B. Barroux (Montjournal).

Volcanisme du Cantal (bordure sud-ouest de la feuille) : M.-J. Le Garrec (Université de Rennes), assistée d'O. Verdier, L. Seguis, P. Gélugne (étudiants à l'Université de Paris-Sud).

Socle de la rive gauche de l'Allagnon (à l'exception des minéralisations) : M. Mathonnat (Thèse de 3^e cycle, Clermont-Ferrand).

Socle de la rive droite de l'Allagnon (à l'exception des minéralisations) : Ch. Teyssier (Thèse de 3^e cycle, Montpellier) et A. Sawadogo (diplôme de géologue pétrographe, Clermont-Ferrand).

Minéralisations : J.-J. Périchaud (BRGM Auvergne).

Auteurs et collaborateurs de la notice

A. Thonat (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand), auteur principal, a rédigé les textes se rapportant à la description et à la genèse des laves et des pyroclastites, - au volcanisme du Cézallier, du Cantal et au volcanisme en général, - aux roches sédimentaires et aux formations superficielles, - aux événements du Cénozoïque, - à la bibliographie. Il a réalisé les figures 2 à 8 et a contribué à l'élaboration de la figure 1.

Avec la participation de M. Mathonnat (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand), il a écrit les parties relatives à la description des roches du socle et à leurs caractéristiques.

En collaboration avec Ch. Pin (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand), il est l'auteur de l'« histoire géologique du socle et de la tectonique », durant l'ère primaire.

A. Thonat remercie ici Ph. Rocher (BRGM Auvergne) pour les conseils donnés et la relecture du texte.

Ch. Pin (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand) a rédigé la « discussion des données géochronologiques et géochimiques » concernant le socle cristallin.

Il a en outre participé à la rédaction de la bibliographie.

C. Bertin (BRGM Auvergne) est l'auteur du texte sur l'hydrogéologie.

Ph. Chèvremont (BRGM) a rédigé le chapitre consacré aux gîtes et indices minéraux, à partir des documents fournis par J.-L. Marroncle (BRGM).

DESCRIPTION ET CARACTÉRISTIQUES DES DIFFÉRENTES ROCHES

SOCLE HERCYNIEN

Formations métamorphiques

Caractères généraux du métamorphisme régional

Le métamorphisme dont il est question ici est appelé « régional » ou « général » car il affecte les roches sur de grandes étendues correspondant à d'anciennes chaînes de montagne. Il se produit en profondeur, sous l'action de la chaleur et de la pression. Le résultat est une transformation très importante de la roche de départ qui recristallise avec apparition de minéraux nouveaux. Ces derniers constituent une *paragenèse*, c'est-à-dire une association de minéraux nés ensemble dans les mêmes conditions thermo-dynamiques (température et pression). Il faut souligner ici qu'une paragenèse dépend également de la nature de la roche initiale.

1 - Température. À partir d'elle, on définit quatre degrés de métamorphisme : très faible, faible, moyen, fort. Seuls les deux derniers existent dans le socle du Cézallier.

- Degré moyen

Il prend naissance entre 450-500 °C et 650-700 °C. À l'exception des micaschistes, les roches qui en proviennent sont bien représentées sur la feuille de Massiac. Ce sont :

– des paragneiss, d'origine sédimentaire. Ils sont constitués de lits réguliers de micas alternant avec des niveaux de quartz et de feldspath visible à l'œil nu : la sillimanite est souvent exprimée. Ils présentent une certaine hétérogénéité due aux rythmes de la sédimentation (voir plus loin) ;

– des orthogneiss, qui proviennent de roches magmatiques, en l'occurrence de granites. De ce fait, leurs grains sont généralement plus gros que précédemment et la roche peut même être ceillée. À l'échelle du massif, ils sont plus homogènes que les paragneiss ;

– un groupe leptyno-amphibolique. C'est une association de leptynite (gneiss riche en quartz et en feldspath et pauvre en micas) et d'amphibolite (roche métamorphique très riche en amphibole).

- Degré fort

Au-dessus d'une température de 650-700 °C, les roches suffisamment riches en eau (cas le plus fréquent) subissent une anatexie ou fusion partielle. Il en résulte, d'une part un liquide de composition granitique, et d'autre part un résidu basique qui a résisté à la fusion. Dès lors, les roches obtenues semblent être un mélange de parties à allure granitique et de parties à aspect gneissique : d'où leur nom de « migmatite » = mélange. Selon le degré d'anatexie, on distingue :

- des métatexites, dans lesquelles la fusion partielle est faible. Les lits de ferro-magnésiens, peu perturbés, rappellent plus ou moins ceux des gneiss ;
- des anatexites, résultant d'une fusion partielle importante. C'est pourquoi, dans le faciès typique, les lits de ferro-magnésiens sont sinueux et discontinus ;
- des diatexites, ou anatexites à texture presque granitique.

2 - Pression. La pression à l'origine de la quasi-totalité des roches métamorphiques du Cézallier, était d'intensité *moyenne* (2 à 8 kb environ). Exceptionnellement, elle a été *forte*, ce qui a conduit à la production d'éclogites et de granulites (voir plus loin).

Unité inférieure des gneiss

ζ¹. **Paragneiss à biotite et sillimanite.** Ces gneiss affleurent largement dans l'antiforme de Massiac, à l'Est de la feuille et dans la partie centrale de celle-ci. Ils sont caractérisés par une hétérogénéité à l'échelle de l'affleurement, où ils se présentent sous la forme d'une alternance de niveaux phylliteux, *gneissiques*, riches en biotite et sillimanite, - et de niveaux *leptyniques*, surtout quartzofeldspathiques, d'épaisseur variable et concordants entre eux.

Le faciès gneissique constitue la masse principale. Il possède un débit schisteux. Sa couleur est gris plutôt sombre quand il est frais ; mais le plus souvent, l'altération météorique lui confère une patine brun rouille caractéristique et un éclat plus ou moins nacré selon l'abondance de la sillimanite. Celle-ci se rencontre, soit en fins placages, soit en nodules fibreux. Fréquemment, des lentilles de quartz d'exsudation apparaissent : ce quartz provient de la silice en excès qui n'a pu trouver sa place dans les minéraux du métamorphisme. Enfin des zones à cordiérite (S^{cd}) affleurent localement, comme au Sud de Brugeilles, au Babory, ou à l'Ouest de Blesle, ... sans qu'il soit possible d'en déterminer les limites précises.

Le faciès leptynique forme des niveaux le plus souvent centimétriques à pluridécimétriques. Il possède une teinte brun jaunâtre clair, des grains moins fins que le précédent et est fréquemment dépourvu de sillimanite. Sa foliation, soulignée par les rares biotites, est concordante avec celle des niveaux gneissiques.

Cette dualité est liée à l'hétérogénéité du matériel originel sédimentaire péligrauwackeux : les matériaux les plus argileux ont engendré les niveaux gneissiques et les plus gréseux sont à l'origine des autres. La composition minéralogique différente de ces deux faciès se traduit par des variations de compétence dans les structures plissées.

Au microscope, la texture des paragneiss à biotite et sillimanite est lépidoblastique dans le faciès phylliteux, grano-lépidoblastique dans le faciès leptynique. La paragenèse est la suivante : quartz, oligoclase, feldspath potassique, biotite, sillimanite, chlorite, zircon, apatite, minéraux opaques, et rarement, cordiérite, muscovite, grenat. Dans les niveaux phylliteux, la sillimanite s'observe en amas fibreux ou, plus rarement, en fines baguettes dans la foliation ou dans les linéations d'étirement. De l'amphibole (série de l'actinote) peut apparaître ponctuellement dans certains niveaux du faciès leptynique.

NB : λsil : leptynites à nodules de sillimanite.

Elles affleurent, localement et discrètement, à proximité du contact orthogneiss-paragneiss (Sud de Brugely et de Pradelles), ou en niveaux décimétriques dans les paragneiss (Le Terret). Ce sont des roches beiges à nodules infracentimétriques de quartz et de sillimanite. De tels nodules, dont la direction d'allongement maximale détermine une schistosité légèrement oblique sur la foliation, ont été observés à la périphérie du massif orthogneissique du Céloux (feuille Brioude, Lasnier et Marchand, 1982). Une origine tectonique est donc envisagée.

oŹA. **Orthogneiss de Saint Alyre-ès-Montagne – Anzat-le-Luguet.** Ils couvrent une vaste superficie depuis Saint Alyre-ès-Montagne et Ardes-sur-Couze au Nord (feuille Besse-en-Chandesse) jusqu'à la vallée du Barthonnat au Sud, en passant par Anzat-le-Luguet et Autrac. Pétrographiquement, il s'agit de gneiss à biotite et localement à muscovite (oŹMu) de couleur claire, gris légèrement bleuté ou jaunâtre selon le degré d'altération. À l'échelle de l'affleurement, ils ne présentent pas l'hétérogénéité lithologique des paragneiss.

Sur l'ensemble du massif, trois faciès principaux, non cartographiables à l'échelle de la feuille, coexistent :

- *le faciès grossier œillé*, à foliation fruste et à nombreux yeux centimétriques de feldspath potassique et quartz ; il est peu abondant ;
- *le faciès grossier*, à foliation fruste et à petits yeux feldspathiques infracentimétriques, est le mieux représenté ;
- *le faciès fin*, à tendance équi-granulaire et à l'aspect « granitique », constitue souvent des lames dans les produits grossiers précédents ; il peut devenir dominant, comme par exemple dans le secteur de Montmoirat.

Sur le terrain, ces trois faciès sont très souvent associés, sans qu'il soit possible de déterminer précisément, même à l'échelle de l'affleurement, les

limites de chacun. Leur coexistence est attribuée à des caractères originels différents, de nature minéralogique et surtout structurale, mais aussi à des hétérogénéités de déformation ; l'importance de ce dernier facteur est indéniable comme en atteste l'observation fréquente de gradients de déformation dans des cisaillements ductiles.

En lame mince, quel que soit le faciès, la texture dominante, acquise durant le métamorphisme, est grano-lépidoblastique hétérogranulaire. Toutefois, une texture magmatique relique est encore visible : cristaux automorphes déformés et réorientés dans la foliation. Les minéraux constitutifs sont : quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, chlorite, apatite, zircon, minéraux opaques, myrmékites. Localement de la muscovite apparaît ; grenat et sillimanite sont rares.

Les caractères pétrographiques et géochimiques confirment l'origine orthodérivée des orthogneiss de Saint-Alyre et leurs affinités avec le magmatisme de la série calco-alcaline. Ils seraient donc issus du métamorphisme de granites calco-alcalins.

¹λ. **Leptynites hololeucocrates = méta-aplites.** Des niveaux de leptynites hololeucocrates apparaissent localement au sein de l'orthogneiss de Saint-Alyre. De puissance centimétrique à métrique, concordants généralement avec la foliation, ces niveaux possèdent parfois une grande densité qui permet alors de les individualiser cartographiquement sous forme de lentilles étirées dans la foliation (bute de Douvay au Nord de Marzun, région d'Auzolle).

Ce sont des roches massives, blanches, à cassure « saccharoïde » et grains fins, dont la foliation n'est soulignée que par de rares biotites. Elles sont constituées de quartz, feldspath potassique, albite-oligoclase, biotite et muscovite en très petite quantité, avec localement des grenats inframillimétriques relativement abondants.

Les leptynites hololeucocrates sont interprétées comme des méta-aplites résultant du métamorphisme du cortège filonien aplitique du granite dont est issu l'orthogneiss de Saint-Alyre.

οζG. **Orthogneiss de Grenier-Montgon – Chasselles.** Ils forment, au sein des paragneiss à biotite et sillimanite, une bande d'environ 1 000 m de large, allongée suivant une direction WNW-ESE et s'étendant de Laurie à l'Ouest, à Grenier-Montgon à l'Est. Lithologiquement très homogènes, ils sont globalement moins riches en biotite que ceux de Saint-Alyre. De ce fait, ils possèdent un faciès de gneiss leptyniques passant localement à celui de leptynites.

Les orthogneiss de Grenier-Montgon sont des roches compactes, de couleur claire, jaunâtre pâle. Ils présentent localement un « rubanement » constitué de

lits quartzo-feldspathiques réguliers, séparés les uns des autres par les plans de foliation que souligne la biotite. Leur structure est rarement ceillée (Nord de Grenier-Montgon).

Au microscope, la texture est granoblastique orientée, à tendance grano-lépidoblastique. La paragenèse métamorphique comprend : quartz de recristallisation, feldspath potassique, albite, biotite néoformée dans les plans de foliation. Mais il existe aussi une paragenèse magmatique relique, matérialisée par du quartz en grandes sections déformées, des feldspaths à nombreuses inclusions, des biotites déchiquetées. Outre les minéraux précités, on trouve également : chlorite, apatite, myrmékites, zircon et, plus rarement, muscovite et grenat.

Les caractères pétrographiques et géochimiques des formations de Grenier-Montgon démontrent une origine également orthodérivée calco-alcaline, mais probablement distincte de celle de l'orthogneiss de Saint-Alyre.

οζ. **Orthogneiss indifférenciés.** Ils forment quelques petites lentilles dans les paragneiss à biotite et sillimanite, dont la plus étendue affleure selon une bande étroite et courbe, sur la rive droite de l'Allagnon, depuis Sabatey au Nord jusqu'au Suc de Luzer à l'Ouest, en passant par Cheylade au Sud.

Macroscopiquement, il s'agit de gneiss leptyniques à biotite, d'aspect plus ou moins granitique, de couleur grise à jaunâtre pâle, à foliation plus ou moins marquée. Minéralogiquement, ils sont constitués de quartz, feldspath alcalin, oligoclase, biotite, minéraux accessoires.

Unité supérieure des gneiss

λδ. **Groupe leptyno-amphibolique.** Le groupe leptyno-amphibolique affleure principalement dans la partie sud-est de la feuille où il constitue deux séries de bandes distinctes. Au Nord de ce secteur, une première série, orientée WNW-ESE à NW-SE, se termine à l'Est sur la faille de Massiac et disparaît à l'Ouest sous le massif volcanique du Cézallier. Plus au Sud, la deuxième série se scinde en deux branches qui dessinent la terminaison périantiformale de Molompize. Enfin, le groupe leptyno-amphibolique affleure également dans le coin nord-est de la feuille Massiac, sur une faible largeur et de façon discontinue.

Le complexe leptyno-amphibolique est constitué par l'association étroite de *roches acides* (gneiss leptyniques, gneiss hétérogènes) et de *roches basiques* (amphibolites et, rarement, gneiss à amphibole qui forment deux petites lentilles non cartographiables). Sur le terrain, le matériel acide emballe le plus souvent des boudins d'amphibolite dont seulement les plus étendus figurent sur la carte (δ). La présence du matériel amphibolique sous forme de boudins s'explique par le fait que ces roches se prêtent mal aux déformations (roches compétentes) ;

aussi se tronçonnent-elles lors du plissement, ce que ne font pas les formations leptyniques (roches incompetentes ou moins competentes).

En remontant la vallée de l'Allagnon, de La Roche à Ferrières-Saint-Mary, le groupe leptyno-amphibolique devient de plus en plus *anatectique*. Les gneiss leptyniques et hétérogènes évoluent progressivement des métatexites aux anatexites évoluées. Les amphibolites, d'abord épargnées par l'anatexie dans le secteur de Molompize, commencent ensuite à fondre à la périphérie des boudins, puis prennent enfin l'aspect de « bouffées » anatectiques au niveau de la Chapelle de Vauclair. Dans le passé, les roches de ce secteur étaient d'ailleurs appelées « anatexites de Vauclair ».

Localement, comme par exemple entre Vauclair et La Grange, il existe des faciès à grenats millimétriques abondants. En outre, de nombreux filons d'aprites, de pegmatites et de granite recourent le groupe leptyno-amphibolique.

1 - Les gneiss leptyniques constituent 50 à 70 % du volume du pôle acide. De couleur claire, ils présentent généralement un rubanement qui provient de la succession de niveaux quartzo-feldspathiques centimétriques, séparés les uns des autres par de fins lits de biotite qui soulignent la foliation. Une deuxième schistosité, sécante sur la foliation, apparaît à proximité du contact anormal avec les paragneiss. Lorsque l'anatexie les affecte et que son intensité augmente, ils passent d'une structure stromatique (migmatites lités) à une structure nébulitique à schlieren (trainées micacées).

Les caractères lithologiques, pétrographiques et géochimiques des formations acides du groupe leptyno-amphibolique indiquent que les gneiss leptyniques tirent leur origine de produits volcaniques rhyo-dacitiques à affinité calco-alcaline.

2 - Les gneiss hétérogènes sont caractérisés par de fortes variations granulométriques. Certains lits, assez riches en ferro-magnésiens, présentent des grains fins, tandis que d'autres, plus leucocrates, possèdent des minéraux beaucoup plus gros. Sur la carte, il n'a pas été possible de les différencier des gneiss précédents.

Ces roches ne présentent pas de caractères géochimiques bien définis. Étant donné leur hétérogénéité (*cf.* paragneiss), elles pourraient représenter d'anciennes formations volcano-sédimentaires.

3 - δ . *Amphibolite*. Constituées essentiellement de hornblende verte, elles représentent 15 à 30 % du volume total du groupe leptyno-amphibolique. Nous avons vu que, le plus souvent, elles sont disséminées dans les formations acides sous forme de nombreux boudins et lentilles, d'extension variable et rarement cartographiables à l'échelle de la feuille. Leur contact avec l'encaissant est

toujours concordant et franc dans les zones non mobilisées. Ce phénomène de boudinage reflète une tectonisation très intense.

Plusieurs types pétrographiques coexistent :

- les amphibolites massives, qui sont les plus abondantes. De couleur vert très sombre, à grain millimétrique à inframillimétrique, elles présentent une structure équante, homogène ;
- les amphibolites à structure planaire. Leurs cristaux définissent une orientation planaire nettement marquée. La fraction feldspathique est faible et peu visible à l'œil nu ;
- les amphibolites feldspathiques. Une plus grande abondance en plagioclases (30 à 40 %) confère à ce faciès un aspect plus clair. Ces roches sont homogènes et peuvent également contenir du grenat (λ GT) ;
- les amphibolites migmatitiques (λ DM). Ici l'anatexie donne naissance à des lits quartzo-feldspathiques très sinueux et discontinus, parfois à structure à schlieren. C'est dans ce faciès que le grenat rose semble le mieux exprimé ;
- les amphibolites quartziques. Rares, elles forment un affleurement dans la vallée de la Sianne, le long de la D36 à 1,2 km en aval d'Allagnon. Elles présentent un litage marqué par des niveaux de granulométrie hétérogène et de couleur vert clair.

Les caractères pétrographiques et géochimiques des amphibolites démontrent leur origine orthodérivée volcanique et, plus précisément, leur affinité avec des produits basaltiques tholéïtiques. À certains endroits (région de Saint-Beauzire, feuille Brioude), l'alternance amphibolite-leptynite est très serrée, avec des niveaux très fins, millimétriques à centimétriques. Dans ces cas, il est évident que les niveaux d'amphibolite ne correspondent pas à d'anciennes coulées basaltiques, mais à des pyroclastites de même nature. Même chose pour les faciès leptyniques qui, eux, dérivent alors de pyroclastites dacitiques ou rhyolitiques.

En ce qui concerne les rares amphibolites à quartz (à faciès hétérogène), elles pourraient correspondre à d'anciennes formations volcaniques basiques, remaniées et mélangées à une fraction détritique.

Les formations migmatitiques

Le socle métamorphique du Cézallier comprend plusieurs unités de migmatites qui s'ajoutent aux faciès décrits dans le groupe leptyno-amphibolique. Ces unités affleurent très largement dans la zone sud et centrale de la feuille et, plus modestement, dans son coin nord-est. Elles sont situées structurellement au-dessus du groupe leptyno-amphibolique.

M. **Anatexites schisteuses à sillimanite**. Localisées dans le coin NE de la carte, c'est dans la vallée de l'Allagnon qu'elles sont le plus facilement observables.

Le faciès typique est celui d'un gneiss mobilisé : les niveaux quartzofeldspathiques ont pris de l'importance et les lits micassés ont perdu leur régularité pour devenir sinueux. D'où le nom d'« anatexites schisteuses » employé par S.-P. Tung (1950) et J. Maisonneuve (1952).

Mais d'autres faciès sont également présents si bien que ces roches présentent une grande hétérogénéité. Fréquemment des loupes de matière granitique s'insèrent entre les lits de biotite qui deviennent discontinus et flous. En outre, les plis sont nombreux et les niveaux micassés s'épaississent dans leurs charnières. Ainsi les roches sont tourmentées, parfois franchement granitiques ou bien surmicassées. La sillimanite est toujours présente mais inégalement répartie (Sabaté, 1968). Localement, au Sud de Lanau, des grenats infra-centimétriques sont très abondants (M^{Gt}).

Les caractères géochimiques de ces formations indiquent que leur origine est paradérivée.

M¹. **Métatexites à sillimanite**. Elles affleurent au Sud de la partie centrale de la feuille. Ce sont des roches très facilement altérables et friables, de couleur généralement brun-jaune pâle. Lorsque l'intensité de l'anatexie est faible (secteur de Fournial), elles montrent de grandes ressemblances avec les paragneiss à biotite et sillimanite. Cependant, le plus souvent, elles sont constituées de parties claires à composition granitique (leucosomes) à contours sinueux, et de parties sombres biotitiques (mélanosomes) également riches en sillimanite. Outre ces minéraux, elles présentent localement des grenats centimétriques (M^1Gt) ou des plages de cordiérite souvent altérées (M^1cd).

Au microscope, la texture est granolépidoblastique à tendance lépidoblastique. La paragenèse est pratiquement celle des paragneiss à biotite et sillimanite.

Les métatexites dérivent d'une série sédimentaire alumineuse de nature pélito-grauwackeuse.

M². **Diatexites à biotite**. On les trouve dans le même secteur que les précédentes. Ce sont des roches claires, jaunâtres, à texture équigranulaire presque « granitique ». La présence ponctuelle de loupes restitiques très riches en biotite témoigne indubitablement du caractère anatectique de cette formation. La foliation, très discrète, a généralement été occultée par l'anatexie. Localement, elles contiennent des grenats abondants (M^2Gt), comme par exemple au Nord de Gromière.

Au microscope, la texture est granoblastique faiblement orientée. Les minéraux constitutifs sont : quartz, feldspath potassique, oligoclase, biotite, grenat, zircon, apatite, minéraux opaques.

Les caractères géochimiques de ces roches montrent leur origine magmatique, avec un chimisme globalement calco-alcalin.

Autres roches métamorphiques

π. Péridotites plus ou moins serpentinisées. De nombreuses lentilles ou boules de péridotites, de taille variable, décimétrique à pluri-décimétrique, parfois métrique, sont disséminées préférentiellement au sein des formations anatectiques dans les secteurs de Lanau, Fournial, Vèze, Ferrières-Saint-Mary... Ces péridotites sont des *harzburgites* composées d'olivine dominante, d'orthopyroxènes (bronzite, enstatite) et de spinelle. Elles sont souvent serpentinisées (antigorite maillée) ; d'autres processus d'altération peuvent provoquer une amphibolitisation (pargasite), une carbonatation (calcite)... Au contact de l'encaissant, les péridotites présentent généralement une auréole réactionnelle de gédrite.

Granulites, éclogites et « méta-éclogites »

Bien que ces roches n'aient pas été trouvées sur la feuille Massiac, nous les mentionnons ici car elles existent sur les feuilles voisines de Besse et de Brioude. En outre, nous verrons qu'elles ont de l'importance pour la reconstitution de l'histoire du socle cristallin :

– *granulites*. Bien que formées à haute température, elles n'ont pas subi d'anatexis à cause du manque d'eau : aussi leur paragenèse la plus typique ne comprend que des minéraux anhydres (feldspath, pyroxène, grenat). Il existe des granulites de haute pression qui, sur les feuilles Besse et Brioude, contiennent des minéraux de moyenne pression (rétromorphose) ;

– *éclogites et méta-éclogites*. Les éclogites prennent naissance à de très fortes pressions et proviennent de matériaux à composition basaltique. Ce sont de belles roches formées essentiellement de clinopyroxène vert (omphacite) et de grenat almandin rouge. Dans la région, elles sont plus ou moins rétro-morphosées : il y a alors apparition d'amphibole donnant naissance, d'abord à des éclogites amphibolitisées, puis à des amphibolites à grenat. D'où le nom de « méta-éclogites » donné à ces deux dernières roches.

Roches granitiques

γ. Leucogranites (*sensu lato*). Le seul petit massif granitique de la feuille est celui du Godde, sur le bord NW de la carte. Ailleurs, les granites forment des filons qui soulignent les directions de la tectonique cassante. Certains sont très

épais, de 100 à 400 m environ (Molèdes, Grèze, Nord du Bru, Peyrusse ...). D'autres possèdent une faible puissance, de quelques centimètres à quelques décimètres. Bien qu'affleurant dans tous les horizons de la série, ils sont principalement localisés dans les formations anatectiques.

Les leucogranites sont des roches claires, grises à rose pâle, constituées de grains moyens à fins, tous visibles à l'œil. Leurs minéraux constituants sont : quartz, feldspath potassique, plagioclase (albite-oligoclase), biotite et muscovite (en général peu abondantes), minéraux accessoires. La paragenèse peut également comprendre : grenat, cordiérite (souvent pinitisée) ou andalousite.

μγ. Microgranites. De nombreux filons de microgranites recourent la série du Cézallier, principalement dans la partie sud de la feuille. D'importance très variable et souvent seulement centimétriques, ils n'ont pu être tous reportés à l'échelle de la carte. Il faut toutefois signaler ceux de Parrot, d'Apcher et du secteur Fournial-Molèdes. Dans ce dernier, bon nombre d'entre eux sont associés à d'intéressantes minéralisations. La plupart des filons sont orientés Nord-Sud.

Tous les microgranites de la feuille se ressemblent : à l'intérieur d'une pâte microgrenue (formée de cristaux microscopiques amiboïdes) de couleur généralement grise, s'individualisent des phénocristaux de feldspaths et de quartz, arrondis ou pyramidaux. Biotite et muscovite sont en petite quantité.

Les Aplites constituent des filons très minces, non cartographiables à l'échelle de la carte. Les aplites sont des granites à grains fins, mais visibles à l'œil, ce qui leur donne une cassure à aspect de sucre (saccharoïde) caractéristique. Ce sont des roches claires, essentiellement formées de quartz et de feldspath, et pauvres en micas.

Les Pegmatites sont l'inverse des aplites : il s'agit de granites dont tous les grains tendent au gigantisme. Affleurant également sous forme de filons non cartographiables, on les trouve principalement dans le groupe leptyno-amphibolique ; à l'intérieur de celui-ci, elles sont surtout spectaculaires dans les amphibolites (amont de Molompize...). Leurs constituants principaux sont : quartz, microcline, oligoclase et biotite allongée en grands « couteaux ».

VOLCANISME

Laves basaltiques

Au sens large, ce sont des laves qui contiennent un plagioclase basique (labrador, bytownite ou anorthite) et pas ou très peu de feldspath alcalin.

Classification

On classe les roches basaltiques d'après plusieurs critères :

Degré de saturation ou de sous-saturation en silice

Il existe des basaltes excédentaires en silice et à plagioclase très basique (bytownite, anorthite) qui appartiennent aux *séries tholéiitique* et *calco-alkaline* (ce dernier terme fait allusion à la grande richesse en Ca du plagioclase). Rappelons ici que des produits basaltiques tholéiitiques sont à l'origine des amphibolites et qu'un volcanisme à affinité calco-alkaline a permis la formation des gneiss leptyniques.

Sur la feuille de Massiac, comme dans toute l'Auvergne, les laves basaltiques du Tertiaire et du Quaternaire sont équilibrées en silice (basalte *s.s.*) ou déficitaires (basanites) et leur plagioclase est du labrador (d'où *série dite « alcaline »* car ce plagioclase est plus riche en Na que les précédents).

D'autres critères, de nature géochimique, interviennent également pour différencier ces roches.

Pourcentage des minéraux blancs et colorés

La plupart des roches basaltiques sont mésocrates : elles contiennent de 35 % à 65 % de minéraux blancs (feldspaths, feldspathoïdes...) et colorés (olivine, pyroxène, amphibole...).

Mais certaines sont leucocrates (65 à 95 % de minéraux blancs) ou mélanocrates (65 à 95% de minéraux colorés). D'où nouvelle distinction entre :

- leucobasaltes ou basaltes leucocrates. Leur constituant dominant est le labrador : aussi les appelle-t-on également « labradorites » ;
- mélabasaltes ou picribasaltes = basaltes mélanocrates. Il en existe deux variétés bien connues : les ankaramites (très riches en augite) et les océanites (très riches en olivine).

Texture

La majorité des basaltes possède une texture microlitique, caractérisée par des microcristaux de plagioclase en baguette allongée et appelés « microlites » ; du verre plus ou moins abondant accompagne les microlites et l'ensemble a l'aspect d'une pâte.

Mais là encore on peut rencontrer des particularités :

- des basaltes à texture doléritique qui renferment des microlites plus gros, de forme plus ou moins rectangulaire, visibles à la loupe et parfois à l'œil ;
- des tachylites ou basaltes à texture hyaline, dans laquelle le verre prédomine ou existe seul.

Constituants des laves basaltiques de la feuille

Elles possèdent une couleur sombre, noire ou gris bleuté. Le minéral le plus caractéristique est l'olivine. On y voit souvent de l'augite, beaucoup plus rarement de la hornblende brune. Un point important est à souligner : les feldspathoïdes qui matérialisent le déficit en silice n'étant visibles qu'au microscope, la distinction entre basaltes et basanites est impossible à l'œil nu.

Au microscope, on observe que les constituants laviques sont très variés. Nous allons les passer en revue, ce qui évitera, lors de la description des différents basaltes, de citer de nombreuses fois des paragenèses voisines.

Le verre. Sa présence en quantité importante confère aux roches une couleur noire. Dans ce cas, les plages vitreuses observées au microscope possèdent presque toujours une *teinte brune en LN*. À l'intérieur du verre existent localement des cristallites de biotite et d'ilménite qui peuvent s'enchevêtrer et former des arborisations, mais aussi s'associer en différentes figures.

Dans les laves plus claires, le verre est *incolore en LN*, plus rare et parfois absent.

Le labrador se présente sous forme de microlites, peu nombreux dans les roches mélanocrates ou vitreuses, abondants dans les laves leucocrates et bien cristallisées. Comme il a été indiqué plus haut, les microlites de plus grande taille se trouvent dans les dolérites.

Les feldspathoïdes. Le plus fréquent est la néphéline, mais la leucite peut être également présente. Étant donné leur cristallisation tardive, les feldspathoïdes sont rares dans les roches vitreuses et (comme les feldspaths) peuvent même ne pas être exprimés minéralogiquement et se trouver dans le verre. Dans ces conditions, seul le chimisme peut révéler le caractère déficitaire de la lave (par la présence d'au moins 5 % de néphéline virtuelle) et montrer que l'on est bien en présence de basanite.

Pour mettre en évidence la différence entre la composition minéralogique observée et la composition calculée à partir du chimisme, on fait appel à la nomenclature suivante :

- *basanite (s.s.)* : le feldspath et le feldspathoïde sont visibles au microscope ;
- *basanitoïde* : basanite dans laquelle le feldspath est visible mais pas le feldspathoïde ;
- *mandchourite* : c'est l'inverse ; on voit le feldspathoïde mais pas le feldspath ;

– *limburgite* : basanite dans laquelle feldspath et feldspathoïde ne sont pas exprimés.

Tous ces faciès sont représentés dans les laves noires du Cézallier.

L'analcime a été observée dans certaines laves. Bien qu'appartenant minéralogiquement au groupe des zéolites, elle possède une signification de feldspathoïde lorsqu'elle est primaire, c'est-à-dire lorsqu'elle fait partie des constituants de la pâte. L'analcime secondaire, qui remplit plus ou moins les vacuoles, correspond à un dépôt hydrothermal (voir minéraux secondaires).

L'olivine. Elle forme des cristaux de taille très variée, le plus souvent automorphes. Fraîche dans certains échantillons, elle est par contre plus ou moins altérée dans de nombreux cas. Nous avons rencontré trois produits d'altération de l'olivine :

- l'iddingsite, de couleur rouge, qui est l'altération la plus fréquente ; dans un premier temps, elle suit les bordures des cristaux ainsi que les cassures ; puis la totalité du cristal est affecté ;
- la bowlingite, jaunâtre en LN ;
- la serpentine : cette altération, également bien connue, forme des bandes sur le pourtour du cristal et le long des craquelures.

Pyroxènes. Ils sont constitués par différentes augites : *titanifère* (bleu violette en LN), *aegyriunique* (verdâtre en LN), *diopsidique* (incolore en LN) et *banale* (brun jaunâtre en LN). Dans plusieurs cas, il existe un zonage des augites : au coeur se trouve de l'augite verte, dans la partie médiane de l'augite incolore, enfin à l'extérieur de l'augite titanifère. Dans les laves moins basiques (téphrites...), le zonage est inverse.

Amphibole : hornblende brune. À la pression ordinaire l'amphibole n'est pas stable dans la phase liquide d'un basalte. D'où sa présence rare dans ces laves. Lorsqu'elle s'y trouve, elle est déstabilisée, voire presque totalement détruite et l'on ne voit alors que les « fantômes » de ses cristaux envahis par différents minéraux, notamment la magnétite, l'ilménite, la rhönite... L'amphibole la plus représentative des basaltes est une hornblende brune riche en titane (*kaersutite*).

Apatite. Elle existe dans toutes les laves, mais en petite quantité. C'est un minéral facile à reconnaître, se présentant en fines aiguilles allongées ou en sections hexagonales, le plus souvent limpides et à fort relief.

Minéraux opaques. L'ilménite et la magnétite sont également présentes dans tous les basaltes, mais en proportions très variables.

Minéraux secondaires. Ils occupent les vacuoles des laves. Ce sont surtout :

- des zéolites, principalement la mésotype, plus rarement l'analcime... ;
- de la calcite ;
- de la silice fibreuse (calcédoine) ou amorphe (opale).

Ils prennent naissance après la cristallisation des roches, sous l'action d'agents pneumatolytiques ou surtout hydrothermaux. De ce fait, ils sont indépendants de la composition primaire du magma et on peut trouver des minéraux siliceux dans des laves à feldpathoïdes.

Enclaves énallogènes (étrangères au magma). Nous ne décrivons ici que les plus fréquentes, à savoir celles de quartz. Deux cas peuvent se présenter :

- le fragment de quartz peut subsister ; il est alors plus ou moins craquelé et généralement fondu à sa périphérie, tandis que se forment, tout autour de lui, des cristaux d'augite généralement claire ;
- il peut aussi arriver que le quartz soit entièrement résorbé et complètement remplacé par des cristaux enchevêtrés d'augite.

La production exagérée de ce dernier minéral s'explique de la façon suivante. Lorsque la lave englobe le quartz, le magma basaltique s'enrichit en silice au contact de l'enclave. Dès lors, il y a assez de silice pour s'associer au fer et donner naissance à du pyroxène. Le fer utilisé provient des minéraux opaques qui vont ainsi plus ou moins disparaître dans le voisinage du quartz. Dans ce même secteur, la silice libérée provoque également la destruction ou la déstabilisation de l'olivine.

Description et caractéristiques des laves basaltiques

Les distinctions suivantes ont pu être effectuées.

V. Basaltes, basanites très vitreux (tachylites). Comme il a été dit plus haut, le verre (brun en LN) tient une place prépondérante dans ces laves, ce qui est dû à un refroidissement brutal par l'eau. Les tachylites possèdent une couleur noir-brillant très intense. Quelques cristaux, notamment de l'olivine, sont visibles dans la masse. Un gisement existe vers Tempel où il constitue la « semelle » de la coulée du Suc de Védrières. Un autre se trouve au volcan de Loubarcet, à la limite est de la feuille : l'analyse chimique du tachylite de Loubarcet révèle une composition de basanite.

βN. Basanites noires à verre brun (mésocrates ou mélanocrates). À l'œil, ces roches sont franchement noires, mais pas brillantes comme les tachylites. En plus de l'olivine, pratiquement présente dans tous les échantillons, on peut y observer de l'augite et, plus rarement, des minéraux secondaires dans les vacuoles. Exceptionnellement, des nodules de péridotite y ont été rencontrés.

L'examen au microscope révèle que les microlites de plagioclase ne sont jamais abondants. Avec le chimisme, il permet de préciser s'il s'agit de basanite (au sens strict), de basanitoïde, de mandchourite ou de limburgite (voir plus haut).

Ces laves affleurent principalement dans l'ancienne vallée de l'Allagnon qu'elles ont fossilisée depuis la région de Ferrières-Saint-Mary (Cantal) jusque vers Vichel (Puy-de-Dôme) en passant par Le Babory (Haute-Loire). On les rencontre également, mais en quantité moindre, dans certaines vallées fossiles affluentes de l'Allagnon ainsi que dans le strato-volcan du massif du Signal du Luguet, notamment à la cascade du Saillant et dans la vallée de la Sianne vers 1 270 m d'altitude.

Les basanites noires sont dures et résistent bien à l'altération. De ce fait, elles forment fréquemment des falaises dans le paysage, beaucoup plus que ne le font la majorité des autres laves, plus altérables et moins dures.

Il faut enfin signaler que les coulées noires possèdent une colonnade réduite et un entablement très développé. Cette particularité montre qu'un refroidissement irrégulier, générateur des prismes enchevêtrés, s'est manifesté sur une grande épaisseur dans cette lave très fluide qui devait donc bien transmettre les variations de température. Généralement, l'entablement est un peu plus vitreux que la colonnade.

β'N. Basaltes noirs (leucocrates). Macroscopiquement, ils ne se distinguent pratiquement pas des roches précédentes, non seulement à l'échelle de l'échantillon, mais également par leur comportement dans le paysage. En revanche, l'examen microscopique permet tout de suite de les différencier : ils sont en effet nettement plus riches en microlites de plagioclase (labrador), pouvant même posséder un caractère leucocrate. Au volcan du Praluit, ils contiennent de petits cristaux d'amphibole déstabilisée (β'Nh).

Ces basaltes constituent la coulée inférieure du volcan du Praluit (près de Massiac) qui a recouvert les basanites noires de l'Allagnon. On les rencontre également à La Rochette (à l'Est d'Auriac-l'Église) et au Nord-Est de Chabannes où ils forment de petits affleurements.

βπ. Basanites à nodules de péridotite. Elles sont assez bien représentées sur la feuille de Massiac. Nous n'avons pas mis dans cette rubrique les laves qui ne contiennent que de rares nodules de péridotite, mais seulement celles chez qui ils sont abondants ; malgré cela, ils peuvent être encore localement absents à cause de leur répartition inégale. Ces nodules possèdent une taille qui varie de 1 cm environ à une vingtaine de centimètres, et même plus dans certains cas exceptionnels. Les plus gros sont généralement arrondis et les plus petits anguleux.

La péridotite existant ici est une *herzolite*, constituée par de l'olivine nettement prédominante à laquelle s'adjoignent de l'orthopyroxène (enstatite), du clinopyroxène (augite) et, le plus souvent, un spinelle chromifère appelé picotite.

La présence de ces nodules dans une lave indique que celle-ci a une origine profonde, puisque les péridotites proviennent du manteau, mais aussi qu'elle est montée directement à la surface, sinon les enclaves mantelliques auraient été digérées. Il s'agit là du processus génétique des roches à aspect basaltique et déficitaires en silice (basanites, néphélinites, ankaratrites...).

Les laves appartenant à cette rubrique possèdent des ressemblances avec les autres basanites et renferment notamment les mêmes phénocristaux. Quant à leur pâte, elle contient souvent des feldspathoïdes : néphéline, analcime et, plus rarement, leucite (voir plus haut).

βPo. Basaltes, basanites pauvres en olivine. Ils renferment des cristaux d'augite (ou de hornblende), ce qui permet de les distinguer des laves aphyriques. Peu abondants dans le secteur cartographié, ils constituent des coulées peu étendues ainsi que de petits necks en bordure des dômes de phonolite.

βRo. Basaltes, basanites riches en olivine (océanites). Ces mélabasaltes sont caractérisés par une abondance de cristaux d'olivine, de taille petite ou moyenne, auxquels s'adjoignent quelques pyroxènes. Leur pâte peut être très sombre ou au contraire assez claire. Ces produits sont surtout présents dans le massif du Signal du Luguët, ainsi que sur la planèze du Bru.

βRP. Basaltes, basanites riches en augite (ankaramites). Définies par A. Lacroix à Madagascar, les ankaramites sont des basaltes riches en pyroxènes (augite), lesquels prédominent largement sur les olivines. On les rencontre sur la planèze du Bru (Sud de la feuille), où elles ont été émises par le volcan « Coudonorey ».

βCo. Basaltes, basanites à gros cristaux d'olivine. Les plus beaux spécimens affleurent dans la région de Maillargues (Sud-Ouest de la carte) où certains cristaux peuvent atteindre 18 mm. Plus au Nord, le volcan de Paillasserou (massif du Signal du Luguët) a aussi émis des laves semblables.

βΣ. Basaltes, basanites à gros cristaux de pyroxène (augite) et gros cristaux d'olivine. La quantité des cristaux peut varier, de même que les rapports entre olivine et pyroxène. Ces basaltes ou basanites sont assez abondants sur la planèze de Chalinargues (Cantal), sur celle du Bru (Cézallier), au Suc de Védrières... Il en existe également dans le massif du Signal du Luguët, mais alors des nodules de péridotite s'adjoignent fréquemment aux cristaux.

βhg. Basaltes, basanites à gros cristaux de hornblende.

βh. Basaltes, basanites à petits cristaux de hornblende. L'amphibole présente dans ces laves est une hornblende brune riche en titane (plus de 5 %), appelée « *kaersutite* ». Les petits cristaux sont souvent inframillimétriques mais peuvent atteindre 3 mm, tandis que les gros possèdent une taille de l'ordre du centimètre. Certains sont allongés suivant l'axe vertical, alors que d'autres (surtout les gros) sont au contraire raccourcis suivant ce même axe. Malgré les phénomènes de déstabilisation dont ils sont l'objet, leurs arêtes et leurs faces sont généralement bien conservées. Lorsqu'ils abondent, la lave acquiert un caractère mélanocrate.

Ces roches affleurent surtout dans le massif du Signal du Luguët et à proximité de la limite Cézallier-Cantal. Les laves basaltiques à hornblende étant rares, leur présence dans le Cézallier confère à ce massif un caractère exceptionnel ; en même temps, elles confirment l'importance donnée aux amphiboles dans la différenciation magmatique.

aβ. Basaltes, basanites aphyriques ou sub-aphyriques. Ils ne possèdent pas (ou très peu) de cristaux visibles à l'œil nu. Ces laves se situent souvent à la base d'une série de coulées comme c'est le cas au cirque d'Artout, au volcan du Buffier (Nord de la carte) et dans la région de Maillargues.

⁴β. Labradorites. Dans ces basaltes leucocrates riches en labrador et pauvres en ferro-magnésiens, les phénocristaux sont rares, ce qui rend délicate leur distinction avec les roches précédentes. L'observation au microscope permet de lever le doute en révélant les proportions de labrador et de ferro-magnésiens microscopiques. S'il y a du verre, il faut faire appel au chimisme.

aβ. Basaltes doléritiques, dolérites. Comme il a été dit plus haut, leur caractéristique essentielle est la présence de gros microlites de labrador visibles à l'œil nu ou à la loupe. Ces laves sont plus claires que les autres basaltes. Rares sur la feuille de Massiac, elles possèdent cependant un gisement privilégié puisqu'elles constituent le sommet du Signal du Luguët, point culminant du Cézallier (1 551 m).

β. Basaltes, basanites indifférenciés. Ce sont des roches qui ne possèdent aucune des particularités décrites ci-dessus. À l'œil nu, on observe une pâte le plus souvent sombre, noire ou gris bleuté plus ou moins foncé, dans laquelle se trouvent des cristaux d'olivine ; l'augite est fréquemment présente. Au microscope, la texture est microlitique.

Remarque : **altération en « coups de soleil ».**

À l'exception des basanites et basaltes noirs, les laves basaltiques sont souvent altérées en « coups de soleil ». Il s'agit là d'un phénomène fort curieux : la lave est parsemée de taches claires et de taches sombres, de dimensions variables et disposées sans aucun ordre. Selon les cas, les parties claires ou les

parties sombres dominant. Ce mode d'altération rend la roche friable : elle tend à se désagréger en nodules pouvant correspondre ou non à une tache.

Dans les parties altérées claires, il y a des microfissures, donc une compaction moins grande de la matière, ce qui est à l'origine de la teinte plus claire. Ce phénomène est bien connu dans certaines obsidiennes à l'intérieur desquelles des bulles de gaz peuvent se former et engendrer une partie ponceuse ; à ce moment l'obsidienne très compacte est noire tandis que la partie ponceuse, très finement vacuolaire, est blanche (exemple : la coulée rhyolitique du Monte Pilato, dans les îles éoliennes).

Dans l'altération en « coups de soleil », les microfissures sont le plus souvent envahies par des produits hydrothermaux : opale, analcime, etc... Cela montre que ce type d'altération est primaire (lié à la genèse de la lave) et non pas secondaire (altération météorique).

Quant aux formes arrondies des taches, elles suggèrent que le processus a débuté en un point, puis s'est amplifié tout autour de ce dernier.

Laves différenciées

Généralités

Les laves peu différenciées (hawaïtes, mugéarites, téphrites) possèdent un plagioclase acide (andésine, oligoclase). Le feldspath alcalin s'y trouve en petite quantité.

Dans les laves très différenciées (benmoréites, trachytes, trachy-rhyolites, phonolites), le feldspath alcalin devient abondant et, dans certains cas, nettement prédominant : il peut alors former des cristaux de sanidine à aspect vitreux et craquelé.

Il convient de signaler que l'ensemble de ces roches et des laves basaltiques constitue deux lignées : une saturée en silice (basaltes, hawaïtes, mugéarites, benmoréites, trachytes, trachy-rhyolites) et une sous-saturée (basanites, téphrites, phonolites).

$\tau\beta^1$. **Hawaïtes-mugéarites.** On les distingue par la nature du plagioclase (andésine chez les hawaïtes, oligoclase chez les mugéarites) et également en faisant appel au chimisme (indice de différenciation ou DI) : aussi est-il impossible de les différencier à l'œil nu. Les hawaïtes ont été jadis appelées à tort « andésites » à cause de la nature de leur plagioclase (andésine) ; or les vraies andésites, définies dans la Cordillère des Andes, sont des laves excédentaires en silice et proches des dacites (voir classification des laves dans « Annexes »).

Hawaïtes et mugéarites sont grises, généralement plus claires que les basaltes et plus sombres que les trachytes. L'olivine y est le plus souvent absente ou, alors, forme des cristaux petits et rares. Elles ne contiennent pas de phénocristaux de sanidine.

Sur la feuille de Massiac, ces laves forment quelques coulées, notamment au volcan des Gardous (Nord-Ouest de la carte), à la montagne du Gode (Ouest du strato-volcan), ainsi qu'à 3 km environ à l'Est-Sud-Est de Grenier-Montgon (cette dernière coulée provient du Suc de La-Chapelle-Laurent, ou Chapelas, situé sur la feuille de Brioude).

ε. **Téphrites (ordanchites)**. Les coulées de téphrite, bien représentées dans la vallée du ruisseau du bois de Boutaresse et vers le buron de Tioulouse Bas, possèdent un remarquable débit en dalles. Celles-ci sont entourées d'une patine d'altération blanchâtre, tandis que la roche fraîche est gris sombre. Le feldspathoïde, de taille presque toujours microscopique, est une haüyne souvent altérée en produit colloïdal rouge qui peut affecter la bordure du cristal ou bien sa totalité. Le plagioclase est de l'andésine. Vers Boutaresse la lave est aphyrique, tandis qu'à Tioulouse Bas il existe des phénocristaux d'amphibole. En Auvergne, les téphrites à haüyne sont appelées « ordanchites ».

φ. **Phonolites**. Lorsqu'elles sont fraîches, ces laves apparaissent à l'oeil sous forme d'une pâte grise plus ou moins foncée et peu porphyrique, contenant de rares cristaux de feldspath et d'amphibole. L'altération leur confère une couleur blanchâtre qui, le plus souvent, se limite à une patine superficielle ; mais, dans quelques cas, elle peut affecter l'ensemble de la roche (Mont Mouchet).

Parfois (Buron de Paillassère la Roche), de petites taches sombres, ou « ocelles », représentant la lave fraîche, sont disséminées dans une « matrice » plus claire correspondant à la patine d'altération : il en résulte un *faciès* « ocellé » fort curieux (*cf.* altération en « coups de soleil »). Au microscope, la seule différence observée entre les parties saines et les parties altérées est que ces dernières sont plus riches en oxydes opaques provenant de la déstabilisation des ferro-magnésiens.

Les constituants des phonolites, observés au microscope, sont les suivants : noséane (colorée en rouge lorsqu'elle est altérée), feldspath alcalin très abondant, plagioclase (oligoclase-andésine) quelquefois zoné, augite verte avec parfois un cœur d'augite titanifère dans les phénocristaux, hornblende brune en cours de résorption et plus ou moins entourée d'oxydes opaques, apatite, sphène... Il faut souligner que la pâte renferme des plages xénomorphes d'*analcime* et que les pyroxènes ont cristallisé avant les feldspaths (caractère *miaskitique*).

Les phonolites constituent huit dômes ou dômes-coulées dont l'existence n'avait jamais été signalée jusqu'ici.

τα². Benmoréites. Cette roche forme un petit dôme vers le sommet du bois de Boutaresse. De couleur gris-clair lorsqu'elle est fraîche, elle devient rouille aux endroits où l'altération est intense. On peut également constater qu'elle est bulleuse (la dimension des « bulles » pouvant varier) et aphyrique. Au microscope on observe du feldspath alcalin, du plagioclase (andésine-oligoclase), de l'amphibole rétromorphosée, de l'apatite « fumeuse » à ponctuations noires...

L'analyse chimique de cette formation révèle un rapport K_2O/Na_2O égal à 0,64, donc supérieur à 0,50, ce qui la place dans la famille potassique. En outre, son $DI = 71,70$. Il faudrait donc, en toute rigueur, l'appeler « K benmoréite » (Maury, 1976) (voir classification des laves dans « Annexes »).

ιτ. Leuco-Trachytes. Il s'agit d'une lave singulière, blanchâtre et aphyrique. Au microscope, on constate qu'elle est *formée presque exclusivement de feldspath alcalin* ; tous les autres minéraux ne s'y trouvent qu'en petite quantité : plagioclase, clinopyroxènes vert et jaune, biotite, sphène, apatite, minéraux opaques. La texture est holocristalline trachytique, à fluidalité très marquée affectant les feldspaths et, parfois même, les minéraux colorés. Une telle roche, fortement différenciée, a dû prendre naissance dans une chambre différente de celle des autres trachytes, lesquels sont en effet plus récents et ont une évolution magmatique moins poussée.

Cette lave possède parfois un *faciès « flammé »* avec des éléments étirés, plus ou moins parallèles entre eux, soulignant ainsi une fluidalité. L'examen au microscope montre qu'il ne s'agit pourtant pas d'une ignimbrite, car les « flammes » sont constituées par un trachyte très voisin de celui qui les entoure (la principale différence est que les minéraux colorés sont moins abondants dans les « flammes »). En outre, aucun phénomène réactionnel n'a été observé au contact entre « flammes » et « matrice » (on note seulement que les granules de minéraux colorés de la « matrice » tendent, localement, à s'aligner le long de ce contact conformément à la fluidalité). Enfin, il n'existe aucune cassure.

Les observations qui précèdent permettent de conclure que l'acquisition de ce faciès s'est faite à chaud (pas de cassure), que les deux fractions étaient à des températures similaires (pas de phénomène réactionnel), que leur mise en place était donc pratiquement synchrone et qu'elles appartenaient à une même séquence lavique. Tout cela, ajouté à la fluidalité de l'ensemble, indique *qu'elles se sont écoulées et, ce faisant, se sont mécaniquement mélangées*. De tels phénomènes prennent naissance surtout en bordure des dômes-coulées, avec des laves à viscosité modérée.

Les leucotrachytes se trouvent principalement en éléments plus ou moins gros dans les pyroclastites acides situées au Nord-Ouest de la feuille. Ces laves ont donc été disloquées par les explosions génératrices des téphras et seule une relique de leur appareil générateur a été conservée.

τ. **Trachy-rhyolites.** Alors que la lave trachytique précédente est pratiquement équilibrée en silice, celle-ci est excédentaire (10,11 % de quartz normatif) et possède donc une tendance rhyolitique. De couleur claire et nettement porphyrique, elle contient de nombreux phénocristaux de sanidine et de plagioclase zoné (andésine à oligoclase). Elle renferme également de la hornblende brune, un peu de biotite, un clinopyroxène vert (salite-hédenbergite) le plus souvent déstabilisé en produits phylliteux, ainsi que de l'apatite, du sphène, du zircon, de la goéthite-hématite, des minéraux opaques... La pâte contient des plages de *tridymite* assez abondante : ce minéral des roches volcaniques est l'équivalent du quartz dans les roches plutoniques. Nous avons découvert quelques morceaux sombres de cette lave : ils représentent un faciès de bordure refroidi rapidement et donc vitreux.

Le trachyte à tridymite a engendré un petit dôme et un grand dôme-coulée, ce dernier ayant été par la suite coupé en deux par une vallée glaciaire.

La mise en place de ces édifices a été précédée d'une émission de *ponces porphyriques* qui, à cause de leur quantité limitée, ne sont pas cartographiables. La principale différence minéralogique entre laves compactes et ponces est que ces dernières sont plus riches en biotite : cela est normal car le mica, très léger, a flotté et a donc été émis surtout en début d'éruption. Ce matériel ponceux représente le sommet du réservoir magmatique, plus riche en gaz, plus différencié et dont la teneur en quartz normatif est la plus élevée : 14,57 %.

Pyroclastites et leurs remaniements

Les pyroclastites sont des roches, meubles ou consolidées, constituées de matériaux brisés par les explosions volcaniques. On les appelle également « éjecta » ou « téphra ».

Constituants

À l'intérieur de ces formations, on distingue :

- les *néoclastes* : morceaux de lave néogénique ou juvénile, c'est-à-dire contemporaine des explosions ;
- les *paléoclastes* (ou *xéoclastes*) *volcaniques* : fragments de laves ou d'autres produits volcaniques antérieurs aux explosions et repris dans les pyroclastites ;

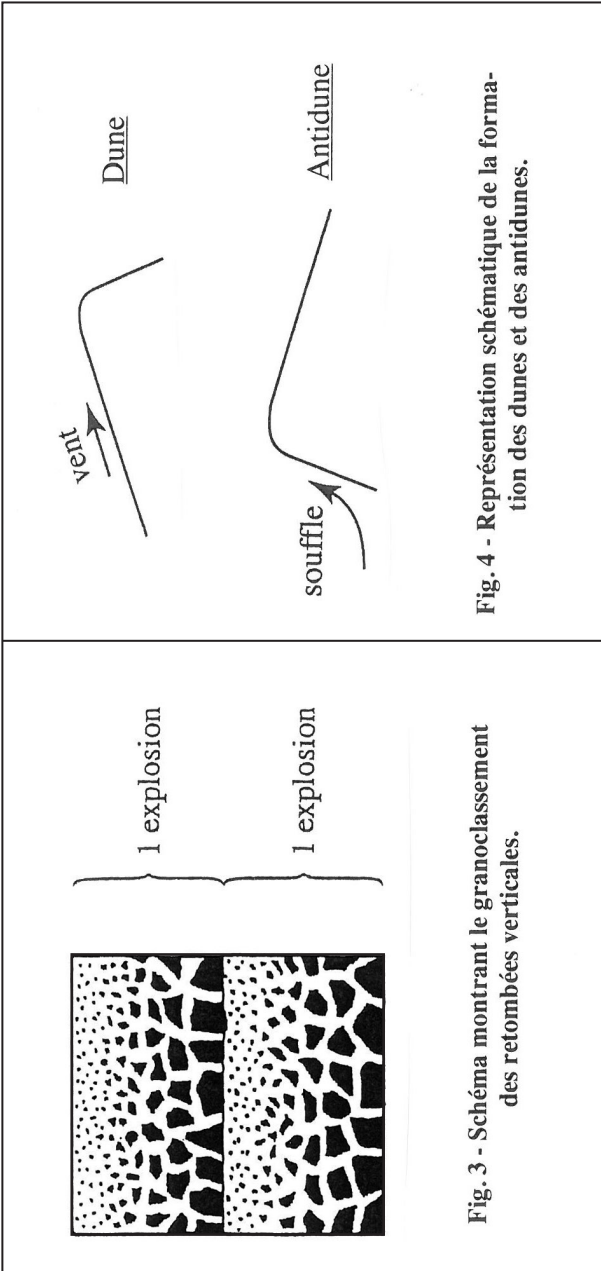


Fig. 3 - Schéma montrant le granoclassement des retombées verticales.

Fig. 4 - Représentation schématique de la formation des dunes et des antidunes.

– les *paléoclastes (xénoclastes) non volcaniques* : éléments de roches plutoniques, métamorphiques ou sédimentaires brisées au cours de l'éruption ;

– le *ciment* : formé des éléments les plus fins, il assure la cohésion de l'ensemble.

Granulométrie

Taille des éléments les plus gros	Formations meubles	Formations indurées
Plus de 64 mm	<i>Blocs</i>	<i>Brèches pyroclastiques</i>
De 64 mm à 2 mm	<i>Lapillis</i>	<i>Tufs de lapillis</i>
De 2 mm à 1/16 de mm	« <i>Sables</i> » <i>pyroclastiques</i>	<i>Tufs</i>
Moins de 1/16 de mm	<i>Cendres</i>	<i>Tufs cendreux</i>

NB. : les tufs remaniés portent le nom de « *tuffites* ». Les cendres remaniées s'appellent « *cinérites* ».

Différents faciès

Les faciès des pyroclastites sont au nombre de trois :

1 - Les retombées verticales

Sur le terrain, elles possèdent les caractéristiques suivantes :

– *épaisseur constante des dépôts*, que ce soit dans les dépressions ou sur les reliefs ;

– *litage régulier*, dû aux retombées successives des matériaux projetés par les explosions ;

– *granoclassement vertical* (fig. 3). Au cours de la chute, les éléments les plus lourds (ou les plus gros) tombent plus vite et se trouvent donc à la base de chaque lit, tandis que les plus fins, tombés moins vite, en constituent le sommet. Ainsi un lit correspond à une explosion.

Remarque. Pour obtenir un granoclassement vertical, il faut que les matériaux soient portés à haute altitude afin que, lors de la chute, ils aient le temps de se séparer. Cela implique des explosions violentes (vulcaniennes, pliniennes, de maar).

– *cratères d'impact sous les gros blocs*. En arrivant au sol, les gros blocs s'enfoncent dans les projections précédentes. L'obtention d'un « cratère » caractéristique implique cependant la présence de matériaux de compétence différente : c'est ainsi que les bombes stromboliennes de grande taille n'en forment pas en tombant sur la pouzzolane.

2 - Les déferlantes basales

On connaît leur processus de formation depuis les explosions atomiques. Une partie des gaz issus de l'explosion se détend horizontalement dans toutes les directions en entraînant des produits variés. Ce phénomène est matérialisé, à la base du « champignon atomique », par « l'anneau » qui s'élargit en suivant la surface du sol. Les dépôts de déferlantes basales se reconnaissent à plusieurs critères :

- *épaisseur variable*. À cause de leur trajet horizontal, ils ont une épaisseur plus importante dans les dépressions (qui sont plus ou moins comblées) et plus réduite sur les reliefs ;
- *litage irrégulier avec présence d'antidunes* (fig. 4). Celles ci, à l'inverse des dunes, présentent leur côté le plus penté dans la direction d'où vient le souffle. L'intensité des antidunes diminue avec la distance; à un moment donné elles disparaissent et font place à des dépôts plans qui ressemblent alors à des retombées verticales ;
- *absence de granoclassement vertical* ;
- *pas de « cratère » d'impact sous les gros blocs*.

3 - Les coulées pyroclastiques

Les dépôts qui en résultent sont reconnaissables aux caractères suivants :

- *épaisseur variable* selon la topographie, plus grande dans les dépressions et plus petite (voire nulle) sur les reliefs. Comme pour les déferlantes, cela est dû au trajet horizontal ;
- *pas de litage ni d'antidune*. Il s'agit là d'une particularité des coulées pyroclastiques ;
- *pas de granoclassement*. Les dépôts sont presque toujours constitués par un mélange chaotique d'éléments disposés sans aucun ordre.

Dans certains cas cependant (nuées ardentes), des niveaux grossiers peuvent localement s'individualiser. Cela provient du fait que, dans une nuée, le rapport entre charge des matériaux et capacité de transport des gaz n'est pas partout identique; dès lors, aux endroits où la charge est trop importante, il y a chute des produits en suspension.

- *absence de « cratère » d'impact*.

NB. : Il faut préciser en outre que le sommet de ces coulées est *régulier*, sauf s'il est repris postérieurement par l'érosion qui peut le raviner.

Description et caractéristiques des pyroclastites

scβ. **Scories basaltiques, en place ou remaniées**. Connues sous le nom de « pouzzolane », elles sont surtout abondantes dans les volcans stromboliens

récents (Chamaroux) où elles forment un cône en pente forte. Chez les édifices plus anciens, elles ont été plus ou moins enlevées par l'érosion.

À son lieu de définition : Pouzzoles en Italie, la pouzzolane correspond à des pyroclastites claires de nature trachytique. En Auvergne, la même appellation désigne des fragments de laves basaltiques scoriacées, ayant un aspect de mâchefer. La couleur est noire ou rouge selon le degré d'oxydation, ce dernier étant maximum vers le cœur du volcan. Du point de vue granulométrique, on y trouve des éléments allant des cendres aux blocs, en passant par les lapillis. Des bombes en fuseau sont mêlées à tout cet ensemble.

Les scories stromboliennes contiennent parfois des minéraux isolés, comme au Suc de Védrières (augite et olivine pouvant atteindre 7 cm), au volcan d'Autrac (hornblende en cristaux centimétriques à faces et arêtes bien conservées), au volcan du Malnon, situé sur la feuille voisine de Besse (hornblende presque décimétrique à faces et arêtes très émoussées)...

Dans la vallée du ruisseau de Courbières, il existe un petit gisement de cinérites et de tuffites provenant d'un remaniement de pouzzolane. Il contient des niveaux de bois fossilisés très aplatis.

B^s. Brèches vitreuses liées au dynamisme strombolien. Ces formations prennent naissance lorsque la lave, à sa sortie du point d'émission, se trouve sous une faible épaisseur d'eau. Le caractère vitreux qu'elles acquièrent alors est souligné par des zones blanchâtres au sein du ciment et par la couleur très sombre du basalte juvénile. Ce dernier forme des blocs très *vésiculés* indiquant que la lave contenait des gaz magmatiques qui, avec la vapeur d'eau, ont provoqué la bréchification. De tels produits ne sont jamais bien éloignés d'un point de sortie. Ils sont rares sur la feuille Massiac où leur plus bel affleurement est situé au volcan d'Aubegreac, au Nord de Ferrières-Saint-Mary.

Il ne faut pas confondre ce dynamisme avec celui qui est à l'origine des maars. Nous allons voir que, chez ce dernier, les explosions sont encore plus violentes et générées en profondeur uniquement par la vapeur d'eau sous pression, étrangère au magma.

pyβ. Pyroclastiques basaltiques de maar, en place ou remaniées.

– *Constituants.* Ils donnent de précieuses indications sur la genèse de ces roches. Au microscope et à l'œil nu, on distingue :

- des néoclastes de basalte *très vitreux et noir* (indiquant une trempe) et *non vésiculé* (témoignant que les gaz responsables des explosions ne proviennent pas du basalte mais de la vaporisation de l'eau à l'origine de sa « trempe ») ;
- des paléoclastes de basaltes plus clairs et de laves différenciées (phonolite, trachyte) ;

- des paléoclastes d'éléments variés du socle (quartz, gneiss, migmatites, granite porphyroïde, pegmatite, enclaves profondes de charnockite,...) montrant que les explosions ont « ramoné » différents niveaux du socle et que leur origine est donc profonde, en dessous de la nappe phréatique (la plus superficielle) ;
 - un ciment, formé de produits très fins, qui englobe l'ensemble et assure sa cohésion.
- *Granulométrie*. Ces produits possèdent le plus souvent une granulométrie de *tufs*. Mais, quelquefois, (vallée du ruisseau de Boutaresse, vers 1 300 m d'altitude, Ouest du maar de Lacombe...), ils renferment de gros blocs dépassant le décimètre : on est alors en présence de *brèches*.

– *Faciès*. Les affleurements de pyroclastites en place sont rares et se trouvent surtout sur des flancs de vallées : Ouest de La Vazèze, Sud du Saillant, vallée du ruisseau du bois de Boutaresse... À ces endroits, nous avons observé des faciès de coulées pyroclastiques et de retombées verticales ; il faut cependant préciser que le litage de ces dernières est parfois légèrement irrégulier ou peu net, ce qui indique que leur chute a dû être perturbée par des déferlantes basales.

– *Remaniement par les glaciers*. Les pyroclastites de maar, très étendues dans le Cézallier, sont fréquemment remaniées par les glaciers. Il en résulte un dépôt formé d'une matrice terreuse souvent marron englobant différents composants, le tout sans grano-classement ni stratification (voir plus loin dans la rubrique « Glaciaire »).

– *Remaniement par les eaux*. Il s'effectue de deux façons principales.

Les eaux peuvent d'abord arracher des éléments au substratum puis les déposer en aval. Les alluvions obtenues possèdent alors des composants plus ou moins roulés et présentent une stratification, soit régulière (en eaux calmes), soit entrecroisée (en eaux agitées).

Mais les eaux peuvent également imbiber les pyroclastites et les transformer en coulée boueuse ou lahar (voir plus loin).

– *Limites des pyroclastites des différents maars*. Chaque fois qu'elles existent, nous avons tracé les limites naturelles séparant les pyroclastites des différents maars. Ces limites sont matérialisées par des lignes de sources et des ruptures de pente. Leur représentation cartographique montre qu'elles correspondent « grosso modo » à l'extension des dépôts proximaux (les plus importants) de chaque cratère d'explosion.

Ici, deux remarques s'imposent :

- il va de soi que les produits les plus fins, projetés le plus loin, ont dépassé largement ces limites ; mais l'érosion les a le plus souvent enlevés à cause de leur faible épaisseur ;

– de même, les glaciers ont pu, dans certains cas, transporter des dépôts d'un maar sur ceux d'un autre.

pyβh. Pyroclastites basaltiques à hornblende, remaniées ou non. Ces formations se distinguent des précédentes par la présence de cristaux de kaersutite. De taille globalement centimétrique, ceux-ci présentent des faces et arêtes bien conservées. Comme il a été dit plus haut, certains sont allongés suivant l'axe vertical, alors que d'autres sont au contraire trapus et raccourcis selon ce même axe. Ce dernier faciès peut faire penser à première vue à du pyroxène. Si l'on ne voit pas l'angle des clivages (environ 120° pour les amphiboles et 90° pour les pyroxènes), il est possible de trancher en effectuant un broyage : la poudre de kaersutite est rouille alors que celle d'augite est incolore.

Les pyroclastites à hornblende affleurent principalement dans le massif du Signal du Luguet et notamment dans la vallée du ruisseau du bois de Boutaresse.

scE. Pyroclastites téphritiques, remaniées ou non. Elles n'affleurent que dans la vallée du ruisseau du bois de Boutaresse. Deux faciès peuvent y être distingués :

- au-dessus du lit du ruisseau (rive droite), elles se présentent sous forme de cendres non remaniées qu'un litage peu net semble affecter ;
- près du lit du ruisseau, elles sont remaniées par les eaux sous forme de cinérites et de tuffites. Celles-ci se sont déposées dans une paléo-vallée que le ruisseau actuel a dégagé; elles affleurent de 1 338 m à 1 347 m d'altitude (gisement principal), puis réapparaissent en aval vers 1 330 mètres.

On reviendra sur cet affleurement avec le volcanisme téphritique.

Toutes ces formations ont été en partie rubéfiées par les coulées qui les recouvrent.

pyφ. Pyroclastites phonolitiques, en place ou remaniées.

Argilisation. On rencontre ces téphras dans la haute vallée de la Sianne, vers 1 435 m d'altitude. Il s'agit de produits très altérés et argilisés. Il faut souligner qu'un peu plus en aval, la masse des phonolites du mont Mouchet est également transformée et entièrement de couleur blanchâtre. Ces très fortes altérations indiquent que dans ce secteur devaient alors exister d'importants phénomènes, fumerolliens ou hydrothermaux, responsables de ces transformations et certainement liés au volcan phonolitique proche.

Constituants. Ces pyroclastites, de couleur marron, sont constituées par :

- de nombreux éléments assez souvent arrondis de phonolite altérée gris clair. Leur taille est généralement d'ordre centimétrique ;
- des morceaux anguleux de socle et, plus rarement, de basalte ;

- des grains variés, plus petits que les précédents clastes et anguleux. La plupart sont de couleur blanchâtre (feldspath, lave claire compacte, ponce...). D'autres sont noirs (minéraux) ;
- un abondant ciment argileux provenant certainement de l'altération d'un matériel cendreux.

Granulométrie et faciès. La granulométrie de l'ensemble est celle d'un tuf. Il n'y a pas de granoclassement ni de litage, ce qui est caractéristique des coulées pyroclastiques. Il semble donc que nous soyons ici en présence d'un matériel de nuée ardente fine.

Remaniement. À certains endroits, les tufs sont remaniés et contiennent des bois fossiles plus ou moins silicifiés. Nous n'y avons pas observé de faciès fluvialite ou fluvio-glaciaire. Les caractères de coulée sont toujours présents avec, en plus, un aspect de boue desséchée : aussi ce remaniement pourrait bien avoir été provoqué par la transformation des pyroclastites en coulée boueuse ou lahar.

pyτ. **Pyroclastites ponces trachy-rhyolitiques, en place ou remaniées.**

Constituants. On distingue :

- des **néoclastes de ponces** blanches et aphyriques. Ils forment de petits éléments dont les plus gros ne dépassent guère le centimètre. Ces fragments peuvent être anguleux ou arrondis : ce dernier aspect provient d'une usure par frottement au sein du mélange fluidifié et ne doit donc pas être confondu avec celui des éléments roulés par les eaux. Les ponces sont en outre souvent fibreuses : dans ce cas, les vacuoles initiales ont été comprimées dans le conduit réduit que constitue la cheminée volcanique et elles se sont étirées en formant des tubes de plus en plus fins prenant l'aspect de fibres ;
- des **paléoclastes volcaniques**, notamment de leucrotrachyte qui est la lave compacte la plus abondante contenue ici. Des éléments de phonolite, de téphrite, de basalte ... sont également présents ;
- des **paléoclastes non volcaniques** : orthogneiss, leptynite, granite, aplite, pegmatite, quartz ;
- un **ciment** essentiellement ponceux, provenant de la pulvérisation des ponces par les explosions et les phénomènes accompagnateurs. La plupart du temps blanchâtre, il peut prendre localement une teinte saumon probablement due à la présence d'oxydes de fer.

Granulométrie et faciès. Deux variétés de pyroclastites peuvent être distinguées :
– la première est plus grossière et assez riche en socle. Elle affleure principalement à l'intérieur de la caldeira (voir carte géologique). Les blocs de socle peuvent y atteindre 30 cm (brèches). Il n'existe aucun litage ni granoclassement, ce qui témoigne d'un brassage intense des matériaux ;

– la seconde est plus fine et pauvre en paléoclastes. Elle est surtout abondante à l'extérieur de la caldeira. Le matériel ponceux en constitue la presque totalité. Les éléments possèdent presque toujours des dimensions réduites, d'ordre centimétrique (tufs). Nous y avons observé des figures de retombées verticales (parfois perturbées par des déferlantes basales) et de coulées pyroclastiques.

Extension et gisement. Il n'est pas possible de tracer les limites d'extension des pyroclastites ponceuses pour la bonne raison qu'elles sont anciennes (antérieures au trachy-rhyolite daté à 4,55 Ma) et qu'elles ont donc été recouvertes par des produits volcaniques plus récents. Leurs affleurements se trouvent presque tous dans la grande vallée glaciaire située au Nord-Ouest du Signal du Luguët et dans la vallée affluente du ruisseau du bois de Boutaresse. En dehors de ces endroits, il en existe un petit lambeau dans la vallée du Bonjon, en aval de la cascade du Saillant, vers 1 130 m d'altitude, et deux autres au Sud du maar de la Montagne des Huides à 1 370-1 380 mètres.

Remaniements. Comme les autres pyroclastites, ces produits ont été souvent remaniés par les glaciers et par les eaux.

ci. Cinérites (et tuffites).

Caractères généraux. Les cinérites dont il est question ici proviennent du remaniement par les eaux des pyroclastites précédentes : les éléments fins ont été arrachés et déposés en aval. À l'œil nu, on observe une matrice cendreuse contenant des fragments de ponces arrondis, de taille millimétrique à centimétrique. Un « frottis » examiné au microscope révèle la présence de diatomées.

Il existe plusieurs faciès de cinérites : certaines sont bien litées et d'autres pas ; leur teinte varie du blanc au gris ; enfin une très légère différence de taille de leurs constituants peut être observée. Mais, dans tous les cas, la finesse du matériel implique une érosion peu importante tandis que l'absence de stratification entrecroisée indique un dépôt dans des eaux calmes.

Affleurements. Les plus nombreux et plus beaux affleurements se trouvent tout autour du grand dôme-coulée de trachy-rhyolite coupé en deux par une vallée glaciaire :

- juste en amont de l'édifice, de part et d'autre de la vallée de la Couze ;
- au fond du ravin situé un peu plus en aval, sur la rive droite de la rivière et au-dessus de la route ;
- dans le ravin dominant la ferme du Buisson, toujours plus en aval et sur la rive droite.

Aux alentours de ce dernier lieu, les cinérites sont recouvertes par des produits basaltiques remaniés et seuls de petits affleurements en boutonnière, dans les lits des ruisseaux, témoignent de leur présence. Même chose dans la partie aval de

la vallée glaciaire et vers le petit dôme de trachy-rhyolite, mais ici ce sont surtout des formations acides remaniées qui les masquent.

Remaniements successifs. À certains endroits, notamment vers le fond de la vallée glaciaire, les cinérites initiales ont été à nouveau remaniées par les glaciers et par les eaux.

NB. : les tuffites. Dans le ravin dominant la ferme du Buisson, des tuffites affleurent par dessus les cinérites. Elles sont constituées essentiellement d'un matériel sablo-gréseux peu roulé renfermant des morceaux de socle et de laves variées, parmi lesquelles du trachy-rhyolite, ce qui montre que ce dépôt est postérieur aux dômes péléens. Les éléments, plus grossiers que précédemment, témoignent d'une érosion plus active, peut-être due à un épisode climatique plus humide. La stratification est grossière et parfois entrecroisée, surtout vers le sommet du dépôt : à cet endroit les eaux étaient moins calmes qu'en profondeur. Étant donné la position et la taille réduite de l'affleurement, nous l'avons carté avec les cinérites.

Lh. Lahars. Ce sont d'anciennes coulées boueuses formées le plus souvent à partir de pyroclastites gorgées d'eau. Il n'y a pas de litage ni de granoclassement. Le ciment est cendreux, ponceux ou boueux. L'action de l'eau peut également se manifester par des traces de fluage : éléments plastiques (argiles, cinérites) étirés et tordus sans rupture.

En plus des pyroclastites phonolitiques remaniées de la vallée de la Sianne, il faut signaler ici l'existence d'un nouveau lahar qui affleure en bordure du ravin dominant la ferme du Buisson. Le matériel ponceux y est prédominant, aussi bien dans le ciment que dans les éléments qu'il renferme ; mais on y trouve aussi quelques blocs basaltiques.

Dans la vallée du ruisseau de Courbières (Sud-Ouest de la feuille), il existe une superposition de deux lahars anciens, situés en dessous des laves du Cézallier. Le premier ne contient que des produits ponceux, tandis que le second, riche en blocs de trachy-andésite du Cantal, renferme également des basaltes altérés. M.-J. Le Garrec (1988) indique qu'une superposition de formations anciennes semblables peut être également observée à Joursac, à 17 km environ en aval de Courbières. Dès lors, les lahars auraient pu emprunter une vallée creusée en contrebas du horst du Cézallier et correspondant « *grosso modo* » à la limite Cézallier-Cantal.

Vs. Remplissage sédimentaire ou volcano-sédimentaire de maar. Après leur formation, les maars sont l'objet d'une sédimentation qui finit par les combler. Les dépôts qui participent à leur remplissage peuvent être classés en deux catégories :

– d’abord des matériaux *détritiques* qui proviennent du substratum et des pyroclastites environnantes; ils se présentent sous forme d’éboulis, de coulées boueuses...

– ensuite des produits sédimentaires *néoformés*, comme la diatomite qui peut constituer la partie la plus importante du comblement. Il s’agit d’une roche blanche, très légère, très friable et très poreuse qui provient de l’accumulation des coques siliceuses (frustules) des diatomées : il est connu que ces petites algues brunes unicellulaires affectionnent les eaux profondes des lacs de cratère. Contrairement aux précédents dépôts, les diatomites n’ont jamais été rencontrées à l’affleurement dans les maars de la feuille de Massiac ni dans les sondages effectués dans trois d’entre eux (Rocher, 1997).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET SUPERFICIELLES

g. Oligocène. Les dépôts datant de cette période sont rares sur la feuille de Massiac et ne sont conservés qu’aux endroits où des coulées de laves les ont recouverts et protégés contre l’érosion. On les rencontre dans les secteurs d’Autrac, Laurie, Massiac et Molompize. Ils sont constitués de conglomérats et de grès (vers la base), d’argiles et de marnes (produits dominants) et enfin de calcaires (vers le sommet).

À Autrac, les calcaires blancs ont livré une faune à *Helix ramondi* et *Helix corduensis* (Deschamps, 1973). P. Marty (1908) a signalé que sur la montagne de Saint-Victor, près de Massiac, « existent des calcaires à *Potamides Lamarchii* Br et à *Cyrena semistriata* Desh. que je n’ai pas retrouvés ici, bien qu’on m’ait donné l’assurance qu’ils y existent ».

Nous n’avons rencontré nulle part des faciès de bordure, y compris à l’affleurement situé vers Trémoulet (Nord-Ouest de Molompize), distant seulement d’une quinzaine de kilomètres, à vol d’oiseau, du bassin oligocène de Neussargues. Aussi est-il permis d’envisager que la Limagne pouvait, à cette époque, s’étendre jusqu’à cette région du Cantal.

RFm. Alluvions miocènes. Situées à Chalet, à peu de distance au Nord de Massiac, elles sont formées de produits fins, sablo-argileux, qui indiquent une érosion faible. Ces alluvions ont livré une molaire supérieure gauche d’*Hipparion gracile* (Marty, 1908), fossile appartenant à la faune de Pikermi (*Dinotherium giganteum*, *Hipparion gracile*, *Mastodon longirostris*, *Rhinoceros schleiermacheri*, *Tragocerus amaltheus*), caractéristique de la fin du Miocène.

RFp. Alluvions pliocènes. Ces formations affleurent surtout dans l’ancienne vallée de l’Allagnon fossilisée par les basanites noires, entre 125 et 215 m au-dessus de la rivière actuelle (Thonat, 1966, 1969). Contrairement aux

précédentes, elles sont très grossières et riches en galets de socle et de laves, ce qui témoigne d'une reprise de l'érosion.

Fz. Alluvions modernes. On les trouve au niveau des cours d'eau actuels. Elles sont formées le plus souvent d'un mélange de sable et de galets en proportions variables ; l'ensemble est généralement moins fin que les alluvions du Miocène et moins grossier que celles du Pliocène. Des coupes effectuées dans le lit des cours d'eau permettent d'observer une stratification plus ou moins entrecroisée.

T. Tourbe, tourbières ou marécages. À l'étage montagnard, tourbières et marécages sont étroitement liés et se situent dans une même lignée évolutive. Tout d'abord, les eaux stagnantes initiales sont conquises par une végétation d'hygrophytes pionnières. Puis s'installent les sphaignes qui se développent dans l'eau par la partie supérieure et meurent par la base, laquelle s'épaissit de plus en plus : à ce moment, la tourbière est née. Les eaux disparaissent ensuite progressivement pour faire place à la *tourbe* qui résulte de l'accumulation des parties mortes végétales et de leur transformation à l'abri de l'air. Quand l'assèchement est avancé, les landes (et même des arbres) s'installent et recouvrent tout.

Sur la feuille Massiac, il n'y a pas de tourbières et de marais spectaculaires comme il en existe sur les feuilles voisines de Riom-ès-Montagne (Landeyrat) et de Besse (Sagnes de La Godivelle). On y trouve seulement des formations plus modestes et souvent moins représentatives, situées dans les zones de surcreusement glaciaire, au fond des vallées en auge et des cratères d'explosion, dans les ruptures de pente où stagnent des eaux froides de montagne.

GL. Glaciaire. Les effets des glaciers sont visibles au-dessus d'une altitude variant de 950 à 1 150 m environ selon les endroits. Leur action la plus spectaculaire est le creusement de *vallées en auge, ou en U* (région d'Allanche, vallée supérieure de la Siagne ...) ainsi que de *cirques* (Artout). Ils sont également responsables de *dépôts* appelés « moraines » qui, aux altitudes indiquées, forment un placage presque continu sur de vastes secteurs.

Caractères généraux des dépôts. Sur la feuille de Massiac, les moraines contiennent généralement des éléments volcaniques et des éléments du socle, le tout emballé dans une matrice terreuse de couleur marron ou noirâtre. L'ensemble forme un mélange hétérogène et chaotique sans aucun litage ni granoclassement. La granulométrie est très variable, depuis les constituants très fins de la matrice jusqu'à des blocs très volumineux, en passant par tous les intermédiaires. Certains blocs, surtout s'ils ont été surmontés d'une masse importante de glace, sont plus ou moins arrondis et striés à cause du frottement intense des uns contre les autres. À noter enfin que le matériel glaciaire n'est pas consolidé et constitue donc un « *till* ».

Variations des dépôts en fonction de leur origine. Lorsque les glaciers sont situés en altitude au-dessus du socle et recouvrent du volcanisme, les produits résultant de ce dernier (pyroclastites et laves) forment évidemment la quasi-totalité des constituants morainiques. À ce moment, les matériaux les plus grossiers tirent leur origine des coulées et des édifices volcaniques auxquels ils ont été arrachés. Quant aux éléments les plus fins, ils proviennent surtout des téphras qui, outre du matériel volcanique, contiennent également des morceaux de socle (éclats de quartz, fragments de roches variées) remontés ici par les explosions.

Dans le cas où les glaciers recouvrent directement le socle, celui-ci prend alors une part importante dans la composition des moraines.

Enfin lorsque les glaciers envahissent des vallées, ils incorporent dans leurs dépôts les galets et autres éléments présents dans les alluvions.

Remaniement par les eaux. Durant les périodes où elles abondaient, les eaux ont remanié d'énormes quantités de matériel glaciaire. Il en est résulté des dépôts d'origine mixte pouvant contenir des galets et du sable, mais ne possédant pas de stratification nette. Ces formations constituent le « *fluvio-glaciaire* ».

De façon plus habituelle, les eaux ont arraché des éléments aux moraines puis les ont déposés en aval pour donner des alluvions typiques avec composants plus ou moins roulés et stratification nette.

Des coulées boueuses ou lahars se sont également formées.

Il est enfin des cas où les eaux de ruissellement n'ont enlevé que les produits les plus fins, dégageant ainsi les blocs qu'ils englobaient : d'où l'obtention de « *cailloutis* » (voir ci-dessous).

Glaciations et interglaciaires. Vers la fin du Tertiaire et durant le Quaternaire, six glaciations ont affecté l'Europe. Dans l'Ouest de ce continent, on leur a donné le nom de rivières allemandes, par ordre à la fois alphabétique et chronologique : Biber, Donau, Günz, Mindel, Riss et Würm (qui est donc la dernière). La plus importante a été le Riss : ses glaciers ont atteint Lyon et elle n'a donc pas manqué d'affecter le Massif central. Mais, dans celui-ci, le Würm a pratiquement effacé toutes les traces des glaciations antérieures, si bien que la quasi-totalité du glaciaire actuellement observable doit lui être attribuée (Veyret, 1978 et 1980). Le Würm, dont le début se situe probablement entre 70 000 et 80 000 ans, s'est terminé dans nos régions il y a 10 000 à 12 000 ans.

Les périodes de refroidissement intense ont été séparées par des épisodes plus chauds appelés « interglaciaires ». Les glaces se sont alors mises à fondre, ce qui s'est traduit par une véritable débâcle d'eau, à l'origine de l'essentiel des dépôts fluvio-glaciaires. En même temps, les plus petits ruisseaux sont devenus de véritables rivières : d'où une érosion considérable responsable du creusement

des vallées et de l'importante inversion de relief affectant les coulées anciennes du Cézallier (plus de 200 m pour les basanites noires situées dans la partie avale du lit pliocène de l'Allagnon).

C. Cailloutis. Comme nous venons de l'indiquer, les cailloutis constituent un faciès particulier du glaciaire remanié. Ils apparaissent lorsque les eaux de ruissellement ont enlevé les produits les plus fins et n'ont laissé que les blocs qu'ils englobaient. Aussi les trouve-t-on dans les lits des petits ruisseaux ainsi que sur les flancs des vallées. Ailleurs, notamment sur les hauts plateaux, ils sont rares ou absents. (On voit ici que la cartographie du glaciaire limité à ce seul faciès n'a pas de sens).

E. Éboulis. Les éboulis sont des amas de blocs de roches situés à la base d'un relief dont ils se sont détachés. La granulométrie de l'ensemble est grossière. Ces formations, qu'il ne faut pas confondre avec des cailloutis, peuvent être parfois très abondantes. Aussi, pour que la géologie ne soit pas trop masquée, elles ont été cartographiées seulement aux endroits où elles sont épaisses et caractéristiques.

CONDITIONS DE FORMATION DU SOCLE ET DU SÉDIMENTAIRE

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU SOCLE, DU SÉDIMENTAIRE ET DE LA TECTONIQUE

Mise en place de granites, d'un volcanisme bimodal et de dépôts détritiques dans un contexte d'ouverture océanique [Cambrien (541 à 485 Ma) et Ordovicien inférieur (485 à 470 Ma)]*

Granites calco-alcalins

Au Dévonien inférieur (voir plus loin), ils ont subi un métamorphisme qui les a transformés en orthogneiss : c'est donc sous cet aspect qu'on les rencontre aujourd'hui.

En ce qui concerne leur mise en place, plusieurs datations lui ont attribué un âge cambrien ancien : c'est le cas du granite orthogneissifié de Saint-Alyre-ès-Montagne – Anzat-le-Luguet, daté à 535 ± 26 Ma (Mathonnat, 1983), des métadiorites du socle de l'Aubrac : 540 ± 15 Ma (Pin *et al.*, 1978), des granites orthogneissifiés de Mulatet, Limousin : 535 ± 21 Ma, et de Tulle : 525 ± 12 Ma (Duthou *et al.*, 1984).

* Les âges se rapportant aux limites des périodes géologiques peuvent varier selon les auteurs et la date de leur publication.

NB. : Sédiments précambriens. Les sédiments qui ont constitué l'encaissant de ces granites sont évidemment plus âgés qu'eux et doivent donc dater de l'Antécambrien (ou du tout début du Cambrien). Constitués essentiellement de produits très fins (pélites) et de matériaux gréseux (arénites), ils ont subi eux aussi un métamorphisme qui les a transformés en paragneiss, bien représentés dans la région de Massiac. Actuellement, la présence de lentilles de paragneiss dans les orthogneiss confirme que le matériel à l'origine des premiers est plus ancien que celui dont proviennent les seconds.

Volcanisme bimodal

Il est caractérisé par l'émission de deux variétés de produits ; certains sont acides et d'autres basiques :

- le matériel acide est représenté par des pyroclastites et des laves *rhyodacitiques à affinité calco-alcaline* ; son importance considérable, dans toute la région, milite pour une origine provenant de l'anatexie de la croûte continentale ;
- les produits basiques, moins abondants, comprennent surtout des laves et des pyroclastites de nature *basaltique tholéitique* et, accessoirement, des roches de nature transitionnelle et alcaline.

Le métamorphisme du Dévonien inférieur a transformé les produits rhyo-dacitiques en leptynites et les formations basaltiques en amphibolites. Ainsi le volcanisme bimodal correspond à la mise en place magmatique des constituants du groupe leptyno-amphibolique. Les datations suivantes indiquent qu'un âge d'environ 500 à 480 Ma (*Cambrien supérieur – Ordovicien inférieur*) peut être attribué à ce volcanisme : la mise en place magmatique des leptynites a été datée à 497 ± 8 Ma dans les Monts du Lyonnais (Dufour *et al.*, 1983), 495 ± 8 Ma en Limousin (Lafon, 1986), 487 ± 8 Ma dans le Haut Allier (Pin et Peucat, 1986) et $480 \text{ Ma} \pm 10$ Ma dans la région de Marvejols, Lozère (Pin *et al.*, 1982).

Remarque. Les datations des leptynites de l'Artense ont fourni un alignement à 587 ± 8 Ma et un autre à 503 ± 11 Ma, interprétés par leurs auteurs, le premier comme leur mise en place magmatique et le second comme leur anatexie (Suire et Duthou, 1982). Mais l'interprétation de ces résultats n'est pas sûre : ces âges posent en effet un problème si on les replace dans un contexte plus général. Et il faut faire remarquer ici que l'âge de 503 ± 11 Ma, interprété comme l'anatexie des leptynites, ne poserait pas de problème dans le contexte général s'il se référait à leur mise en place.

Ouverture océanique

La présence en un même lieu de basaltes *tholéitiques, transitionnels et alcalins* est typique des environnements géodynamiques en distension, dont l'aboutissement est l'apparition d'un rift. Rappelons que c'est surtout à la

fin du Cambrien et au début de l'Ordovicien que ces différents basaltes coexistaient dans la région, ce qui indique qu'elle a bien été affectée, à cette époque, par une ouverture océanique.

C'est cette dernière qui a rendu possible le volcanisme bimodal. En provoquant en effet un amincissement, voire une rupture de la croûte, elle a permis une remontée du manteau qui a alimenté le volcanisme tholéitique et fourni la chaleur nécessaire pour obtenir une fusion crustale génératrice du volcanisme acide.

Les phénomènes de distension qui ont précédé la naissance de l'océan ont également été associés au magmatisme acide du Cambrien ancien, générateur d'abondants granites.

Importante sédimentation détritique

Durant le Cambrien et l'Ordovicien inférieur, une importante sédimentation détritique s'est accumulée dans les dépressions. Plus tard, elle a subi une anatexis qui a donné naissance à la plupart des composants de la zone des migmatites, en l'occurrence aux métatexites et aux différentes anatexites (à cordiérite et à sillimanite).

Métamorphisme de haute pression dans un contexte de subduction [Silurien, (entre 443 et 419 Ma) et début du Dévonien]

Au Silurien s'est amorcé un épisode de convergence qui a conduit à la résorption du bassin océanique (dont l'ampleur est inconnue). Ce phénomène s'est déroulé dans un contexte de subduction, et donc de compression accompagnée d'un métamorphisme de haute pression : les produits acides ont donné naissance à des granulites tandis que les matériaux basiques (basaltes, gabbros ...) se sont transformés en éclogites. On voit ici que ce sont bien ces roches qui ont permis de mettre en évidence les événements du Silurien.

L'éclogitisation (et avec elle le métamorphisme de haute pression) a été datée à 432 ± 20 Ma dans le Haut Allier (Ducrot *et al.*, 1983), à 415 ± 6 Ma dans la région de Marvejols (Pin *et al.*, 1982) et à 408 ± 7 Ma vers Decazeville (Paquette *et al.*, 1995).

Les roches issues de cet épisode ne se rencontrent que dans le groupe leptyno-amphibolique et les formations anatectiques. Il n'en a pas été trouvé dans les ortho- et paragneiss, ce qui suggère que le matériel original de ces formations n'a pas été subducté.

La présence d'enclaves de péridotite (harzburgite) plus ou moins serpentinisée, préférentiellement au sein des anatexites, peut être interprétée comme des écailles du manteau, ce qui milite également en faveur d'une origine très profonde plus ou moins liée à la subduction.

Métamorphisme de moyenne pression (Dévonien inférieur : 419 à 393 Ma) et anatexie (Dévonien moyen : 393 à 382 Ma) liés à de grands charriages

Charriages à l'origine de deux unités litho-structurales

Le Dévonien inférieur et moyen est une période de collision continentale. Dans un tel contexte, le matériel crustal ne peut pas s'enfoncer à grande profondeur à cause de sa faible densité relative. Il se produit donc une *tectonique tangentielle génératrice de grands charriages intracrustaux* au cours desquels les formations sont déformées à chaud sur des épaisseurs de plusieurs kilomètres. C'est ainsi que le groupe leptyno-amphibolique et les produits sus-jacents (d'où proviendront les migmatites) ont été charriés sur les para- et orthogneiss, ce qui est attesté par les observations suivantes :

- présence d'une zone à blastomylonites (roches broyées par une déformation progressive à chaud) située à la semelle du groupe leptyno-amphibolique ;
- existence d'une linéation minérale d'étirement affectant des quartz et des feldspaths.

Il existe ainsi une discontinuité majeure séparant deux ensembles :

- d'une part le groupe leptyno-amphibolique et les produits sus-jacents, considérés comme un allochtone chevauchant et constituant l'*unité supérieure* ;
- d'autre part les ortho- et paragneiss, considérés comme un autochtone relatif chevauché et formant l'*unité inférieure*.

Métamorphisme de moyenne pression (Dévonien inférieur)

Les charriages se sont effectués dans un contexte de moyenne pression. Par voie de conséquence, le matériel du Silurien a été déstabilisé : les éclogites ont été rétomorphosées en méta-éclogites, notamment en amphibolites à grenat, et les granulites en gneiss. En outre, tous ces produits ont été réduits à l'état de « reliques » : sur le terrain, ils ne forment que des lentilles décimétriques à hectométriques.

Quand l'*Autochtone* (unité inférieure) a été recouvert par l'allochtone, il a subi une augmentation de température et de pression, ce qui a engendré un métamorphisme dans un climat de moyenne pression. Dans ce contexte, les *granites du Cambrien ont été transformés en orthogneiss tandis que les sédiments constituant leur encaissant ont évolué en paragneiss*. Précisons ici

que l'ortho-gneissification du granite d'Anzat-le-Luguet – Saint-Alyre-ès-Montagne a été datée à 405 ± 15 Ma (Mathonnat, 1983).

NB. : un âge de 406 ± 20 Ma (Bernard-Griffiths *et al.*, 1980) a été interprété comme la mise en place magmatique de l'orthogneiss du Céloux, situé sur la feuille voisine de Brioude. Compte tenu que cet orthogneiss ressemble à celui d'Anzat-le-Luguet et qu'ils sont proches l'un de l'autre, il est vraisemblable que les âges de 406 ± 20 Ma et de 405 ± 15 Ma, attribués à l'un et à l'autre mais interprétés différemment, correspondent en fait au même phénomène. Il serait évidemment souhaitable que ce problème soit élucidé.

L'allochtone (unité supérieure) a été charrié selon des surfaces plus ou moins inclinées : ainsi se sont développés la foliation et, comme précédemment, les minéraux du métamorphisme de moyenne pression. C'est alors que *le volcanisme bimodal a donné naissance au groupe leptyno-amphibolique, tandis que les sédiments détritiques sus-jacents se sont transformés en paragneiss*. Des mesures d'âges absolus se rapportant au métamorphisme du groupe leptyno-amphibolique de la Marche ont donné 394 ± 7 Ma et 389 ± 8 Ma (Boutin et Montigny, 1993).

L'anatexie (Dévonien moyen)

Lors du charriage, une diminution de pression a provoqué une fusion partielle de la partie supérieure de l'allochtone, ce qui a donné naissance à diverses variétés de migmatites. La fusion partielle a également affecté une partie du groupe leptyno-amphibolique sous-jacent, ce qui a été à l'origine des *anatexites de Vauclair*. L'anatexie du groupe leptyno-amphibolique a été datée, dans le Limousin, à 383 ± 5 Ma (Lafon, 1986), donc du Dévonien moyen.

Remarque. Au Dévonien supérieur, aucun charriage ni métamorphisme n'a été mis en évidence. Peut-être qu'à cette époque, la série métamorphique de notre région était déjà refroidie.

Conséquences structurales

Deux déformations ont affecté les roches au cours du métamorphisme et des phénomènes de charriage. On les observe dans le groupe leptyno-amphibolique et dans les ortho- et paragneiss, en particulier à proximité du chevauchement.

Une foliation S1 et des plis P1 (microplis déversés vers le Sud) ont pris naissance au cours de la mise en place de la nappe de l'allochtone.

Postérieurement, en fin de déformation dévonienne, il s'est formé une foliation S2 ainsi que des plis P2 : plis semblables aux précédents mais déversés vers le Nord (début de rétrocharriage).

Conclusion sur la tectonique du Dévonien inférieur et moyen

Du fait des charriages, la tectonique du Dévonien inférieur et moyen, appelée également « éo-hercynienne » ou « anté-hercynienne » est responsable de la présence des deux unités litho-structurales, de leur disposition actuelle et de leur métamorphisme. Elle a également provoqué le soulèvement de certaines parties du Massif central qui devaient constituer de hauts fonds, comme l'attestent les calcaires récifaux du Morvan (région de Diou et Gilly) formés dans une mer peu profonde.

L'orogénèse hercynienne dans un contexte général de remontée isostatique (Carbonifère, entre 359 et 299 Ma)

L'affrontement des plaques, commencé au Dévonien inférieur, a provoqué un fort épaissement de la croûte continentale. Celle-ci étant plus légère que le matériel du manteau, la poussée d'Archimède a provoqué sa remontée et, par voie de conséquence, celle de toute la région. Ce réajustement isostatique a joué un rôle important dans l'exondation de la majeure partie de l'Europe (à l'exception de la Scandinavie déjà émergée lors du plissement calédonien et de la partie sud européenne qui le sera lors du plissement alpin).

Tout au cours de l'orogénèse hercynienne vont se produire les phénomènes suivants :

Fin des charriages et du métamorphisme de moyenne pression (Carbonifère inférieur : 359 à 323 Ma)

Les charriages et le métamorphisme de moyenne pression ne se sont pas produits partout en même temps. Nous avons vu que, d'après les mesures d'âges absolus, ils avaient eu lieu au Dévonien inférieur sur la feuille de Massiac et dans la Marche. Dans d'autres régions, ils datent de la base du Carbonifère inférieur (entre -359 Ma et -340 Ma). Exemples : 356 Ma \pm 8 Ma vers Aubusson (Duthou, 1984), 346 \pm 3 Ma dans le Haut Allier (Pin et Peucat, 1986), entre 350 et 340 Ma dans la région de Marvejols (Costa, 1989). Ils constituent alors un épisode majeur.

Granitisations (durant tout le Carbonifère)

Le Carbonifère est l'époque des granitisations hercyniennes. Celles-ci sont liées à la remontée isostatique qui a entraîné une érosion de surface et donc une diminution de pression, laquelle a provoqué des phénomènes de fusion en profondeur puisqu'à cet endroit la température est toujours élevée. À noter que des réajustements thermiques de la croûte ont dû aussi participer au processus de granitisation.

Plusieurs variétés de granites hercyniens peuvent être distinguées :

– **les granites à biotite et granitoïdes sombres.**

Ils possèdent un seul mica (la biotite) généralement assez abondant avec apparition possible d'amphibole. Ces granites contiennent souvent des enclaves sombres, dioritiques ou gabbroïques, qui évoquent une fusion de la croûte continentale profonde, ainsi qu'une quantité limitée de produits plus basiques issus du manteau. Leur gisement est intrusif : ils s'élèvent au sein de la croûte et recourent les roches encaissantes en les affectant éventuellement d'un métamorphisme de contact.

Le plus ancien granite du Carbonifère est celui de Guéret, daté à 356 ± 8 Ma (Berthier *et al.*, 1979). L'un des plus proches de la feuille de Massiac, également daté, est le granite porphyroïde de la Margeride : 323 ± 12 Ma (Couturié *et al.*, 1979).

– **Les leucogranites**

Comme leur nom l'indique, ce sont des granites très clairs avec muscovite, accompagnée ou non de biotite. Ils ne contiennent pas d'enclave de roches basiques. Par contre, ils renferment des loupes surmicacées, ou micaschisteuses, ou gneissiques, indiquant, avec leurs caractères pétrographiques et géochimiques, qu'ils proviennent de la fusion partielle de micaschistes ou de gneiss (croûte continentale moins profonde que précédemment). Ils possèdent également un gisement intrusif.

Tous les granites de la feuille de Massiac sont des leucogranites. Dans la Margeride, où ils recourent les granites porphyroïdes, leur âge est de 298 ± 2 Ma (Couturié *et al.*, 1980).

– **Les aplites**

Elles constituent des filons ou des lentilles à l'intérieur ou à l'extérieur des granites précédents. Les aplites se forment en fin de granitisation, lorsque la masse magmatique commence à se refroidir, ce qui engendre des fissures de retrait. Le liquide résiduel terminal, riche en silice et alumine, pauvre en ferromagnésiens, se rassemble alors dans ces fissures et, après refroidissement, donne les aplites.

Volcanisme : Viséen (Carbonifère inférieur) et Stéphanien (Carbonifère sup.)

Ajouté aux granitisations, le volcanisme montre que le Carbonifère a été une période de magmatisme majeur.

Au Viséen, surtout à sa partie supérieure, un *volcanisme rhyo-dacitique* a donné naissance à des *laves* et à *d'énormes quantités de pyroclastites*,

principalement sous forme de *tufs*. Des intercalations sédimentaires (schistes, schistes gréseux et plus rarement houille) accompagnées parfois de fossiles (*Productus*) indiquent que les produits se sont déposés en plusieurs fois, soit en milieu continental, soit en milieu marin littoral. Ce complexe volcano-sédimentaire affleure à l'Est de Vichy, dans la vallée du Sichon, où il a localement subi un métamorphisme de contact. On le trouve également à l'Ouest-Sud-Ouest de Clermont-Ferrand, de part et d'autre de la Chaîne des Puys : là aussi, il est fréquemment affecté par le métamorphisme de contact qui, le plus souvent, l'a transformé en cornéennes.

Au Stéphanien, des épisodes volcaniques ont engendré des *brèches*, des *tufs* et des *laves rhyolitiques* au sein de plusieurs bassins houillers. C'est le cas dans celui de Brassac-les-Mines, le plus proche de la feuille de Massiac, où ces formations entrent dans la composition d'un niveau stérile important appelé « Gros Banc » (Didier, 1954). Des cendres fines se sont également transformées en une roche dure dénommée « gore blanc », constituant des niveaux repères bien connus des mineurs.

Sédimentation (Viséen et Stéphanien)

En Auvergne, la sédimentation carbonifère s'est produite aux mêmes étages que le volcanisme.

Au Viséen (notamment au Viséen moyen), les sédiments sont constitués essentiellement de roches détritiques souvent grossières : conglomérats associés à des grès, à des schistes et à quelques lentilles de calcaires. *C'est un faciès de type « Culm » impliquant l'érosion de reliefs émergés.* En Auvergne, c'est dans la vallée du Sichon, près de Vichy, que ces dépôts sont le plus facilement observables. On les rencontre aussi dans les environs de Clermont-Ferrand. Comme le complexe volcano-sédimentaire du Viséen supérieur, ils ne sont pas affectés par le métamorphisme général, mais le sont fréquemment par le métamorphisme de contact.

Au Stéphanien, des végétaux, provenant essentiellement de forêts, se sont déposés dans des bassins dont le fond s'affaissait au fur et à mesure que les produits y arrivaient (bassin de subsidence). Il en est résulté une succession de nombreuses couches végétales, s'accumulant sur une grande épaisseur, alors que le bassin n'a jamais été profond. Une fois enfouie à l'abri de l'air, en milieu réducteur, la matière organique végétale s'est peu à peu transformée en houille.

Les alentours des bassins de subsidence étant émergés, des sédiments, surtout détritiques (conglomérats, grès, schistes), s'y sont également déversés. Ils y forment des dépôts d'épaisseur très variable constituant fréquemment la partie la plus importante du « stérile ».

Tectonique (durant tout le Carbonifère)

Plissements

Ils sont dus à une compression symétrique (différence avec la tectonique dévonienne) : d'où la formation de plis droits (P3). Ces plissements sont responsables des pendages actuels, souvent forts, dessinant des structures synclinales et anticlinales qui ressortent sur les cartes géologiques. Ils ont généré le synclinorium de Massiac.

Failles

C'est au Carbonifère qu'ont pris naissance les grandes failles du Massif central. Il faut citer ici la faille bordière de la Grande Limagne dont la direction N-S est la mieux représentée dans les accidents tectoniques majeurs affectant la feuille de Massiac. D'autres directions importantes existent cependant dans la région cartographiée : NNE-SSW, NNW-SSE, NE-SW, NW-SE, E-W.

Ces failles ont découpé le socle en blocs plus ou moins grands. Elles ont joué verticalement, mais aussi en décrochements responsables de déformations locales, en compression ou en distension. C'est dans ce dernier contexte que sont apparus les bassins de subsidence d'âge stéphanien.

Zones ductiles

Dans ce cas, la température est suffisamment élevée pour que, dans la faille et à son voisinage, les roches ne soient pas brisées et broyées mais *déformées à chaud*. La zone ductile de Féal constitue un bon exemple. Elle apparaît sur la feuille de Massiac aux environs de Lanau et se poursuit sur la feuille de Besse jusque dans la vallée de Rentières. On y observe de nombreux microplis ainsi qu'un redressement des foliations qui peuvent même devenir verticales. Cet accident tardif affecte toutes les unités métamorphiques, de même que les filons de granite qui les intrudent.

Métamorphisme thermique tardif : anatexites et granites d'anatexie (Carbonifère supérieur, entre 323 et 299 Ma)

C'est surtout dans le Velay que s'est manifesté le métamorphisme tardif de haute température et basse pression, provoqué par des sources de chaleur profondes issues probablement du manteau. L'anatexie qui en est l'expression s'est effectuée de 314 à 301 Ma (Mougeot *et al.*, 1997) et s'est surimposée au métamorphisme principal de moyenne pression. Elle est à l'origine du granite d'anatexie du Velay, daté à 298 ± 8 Ma (Caen-Vachette *et al.*, 1982), qui possède deux caractéristiques principales :

– il est très hétérogène et contient des nodules de cordiérite, des enclaves de gneiss, des migmatites allant de l'enclave jusqu'à de gros panneaux - et enfin des blocs hecto- à kilométriques de granite porphyroïde de type Margeride ;

– à l'inverse des granites précédents, il est *autochtone* : sur le terrain, le contact avec l'encaissant est progressif et non sécant (ce qui indiquerait un déplacement).

Au Nord de la feuille de Massiac, dans la région de Lanau-Léotoing, on trouve également des anatexites tardives accompagnées d'un matériel clair à aspect granitique qui correspond lui aussi aux produits de fusion. Bien que situées dans le cisaillement ductile de Féchal, ces formations ne sont pas déformées, ce qui montre qu'elles sont postérieures à ce cisaillement, lui-même plus récent que le métamorphisme de moyenne pression et que les filons granitiques qui le recourent.

Minéralisations, sédimentation et tectonique dans un contexte général de distension (Permien, entre 299 et 253 Ma)

Minéralisations

Le Permien est l'époque où sont apparues de nombreuses minéralisations. Elles ont été favorisées par des ouvertures annonciatrices des premières fracturations de la Pangée et, plus tard, de la naissance de l'océan Atlantique.

Sur la feuille Massiac, les minéralisations ont débuté il y a 250 ± 10 Ma, c'est-à-dire vers la fin du Permien. Puis elles se sont poursuivies durant le Trias (Bril *et al.*, 1991).

Sédimentation

Des produits d'érosion (conglomérats, argilites et surtout grès) se sont déposés durant le Permien. Ils ont une couleur rouge caractéristique, indiquant une genèse sous climat tropical à saison sèche marquée et un milieu oxydant. Pour les désigner, on parle de « *nouveaux grès rouges* » par opposition aux « *vieux grès rouges* » du Dévonien, déposés dans des conditions semblables en Scandinavie (Chaîne calédonienne).

Un lambeau de sédiments du Permien affleure à peu de distance de la feuille de Massiac, à 4 km au Nord de Brioude, en bordure de la route empruntant la vallée de l'Allier.

Fin de la tectonique hercynienne

Dans le contexte général de distension, des phénomènes de compression se sont localement produits. Ils ont affecté notamment les bassins de subsidence du Stéphaniens dont les sédiments ont été fortement plissés. *Les plissements du Permien constituent la dernière phase de tectonique souple affectant le socle hercynien.*

Ère secondaire (253 à 66 Ma) : érosion et pénéplanation

Il n'y a pas, en Auvergne et dans le Limousin, de roches datant du Secondaire. À cette époque l'érosion, qui avait attaqué les reliefs hercyniens dès leur surrection, a achevé de les pénéplaner. Dès lors, les roches granitiques et métamorphiques, formées précédemment en profondeur, ont affleuré en surface. Tout autour du Massif central s'étendaient des mers peu profondes.

Tectonique et sédimentation de l'Éocène (56 à 34 Ma)

Une tectonique cassante précoce, d'âge éocène, a été à l'origine de quelques bassins subsidents où des sédiments variés se sont déposés. Nous donnerons ici deux exemples.

Sidérolithique du Lembron

Dans le Lembron, situé sur la feuille voisine de Besse, existent des produits plus ou moins remaniés de sols tropicaux (Sidérolithique) dont le faciès le plus connu est représenté par des argiles ferrallitiques rouges (silicates hydratés d'Al et de Fe). Ces argiles ne correspondent pas à des latérites chez qui il y a rupture des silicates avec formation, d'une part de silice, et d'autre part d'hydroxydes métalliques. Le stade de latérite a cependant été atteint dans le Lembron : il est matérialisé par des pisolites contenant près de 78 % de Fe_2O_3 et constitués d'hydroxydes ferriques ; ils ont pris naissance dans des cuirasses où l'important dynamisme des réactions chimiques a provoqué cette rupture.

L'âge de cette formation est discuté. Pour certains, la position stratigraphique du Sidérolithique est partout la même sur l'ensemble du Massif central et sur ses bordures : d'une part, il n'affecte pas le Crétacé ; d'autre part, il n'est conservé qu'aux endroits où il a été rapidement recouvert par des sédiments du début de l'Oligocène et donc mis à l'abri de l'érosion. Ainsi le Sidérolithique apparaît comme postérieur au Crétacé et antérieur à l'Oligocène, ce qui revient à dire qu'il date de l'Éocène (Deschamps, 1973). Pour d'autres, il faut se référer à des datations par paléomagnétisme qui ont donné des âges « centrés autour de 140 Ma », donc situés vers la limite du Crétacé et du Jurassique (Ruellan *et al.*, 2003).

Arkoses du Velay

La sédimentation éocène existe également dans le Velay. Elle est représentée par les arkoses de Blavozy et de Brives-Charensac qui proviennent essentiellement du remaniement de matériaux granitiques. Localement, elles contiennent des niveaux gréseux fins à empreintes végétales qui ont permis de les dater du Lutétien.

Importante tectonique et sédimentation de l'Oligocène (entre 34 et 23 Ma)

À cette époque, une grande tectonique cassante en régime de distension a provoqué le rejeu d'accidents hercyniens. Il en est résulté de nombreux bassins d'effondrement, couvrant de vastes surfaces, qui se sont remplis de sédiments.

Dépôts de l'Oligocène

D'une façon générale, la sédimentation a débuté par des roches détritiques (conglomérats et grès) qui se sont déposées sur les bords des bassins et sur leur fond. Des argiles et marnes, constituant les produits dominants, leur ont succédé, suivies elles mêmes par des calcaires. Ces sédiments possèdent plus de 2 000 m d'épaisseur dans la région de Riom.

La sédimentation a été plus précoce dans les Limagne du Sud (Lembron, bassin de Brioude), ce qui a permis, à ces endroits, la conservation du Sidérolithique qui n'existe pas dans les Limagnes du Nord. Dans ces dernières, et notamment celle de Clermont, la fin de la sédimentation (tout comme son début) a été plus tardive puisque elle s'est poursuivie durant le Miocène.

Extension des bassins

Les bassins de l'Oligocène étaient beaucoup plus étendus que les Limagnes actuelles. C'est ainsi qu'on trouve des dépôts de cette époque depuis Lempdes (Nord du Brivadois) jusqu'en amont de Molompize (feuille Massiac), ce qui indique que le domaine de la Limagne de Brioude s'étendait au moins jusqu'à cette localité cantalienne. En outre, aucun faciès de bordure n'ayant été découvert vers Molompize, il est très probable que la sédimentation se prolongeait jusque vers Joursac-Neussargues (où des dépôts de l'Oligocène sont également présents) et, par là, jusqu'au bassin de Saint-Flour.

Tectonique majeure post-oligocène (limite Mio-Pliocène, 5, 3 Ma)

Caractères

Elle est caractérisée par d'importants rejeux de failles qui ont soulevé certains secteurs. Ainsi *le grand bassin oligocène initial de la région a fait place à plusieurs bassins plus petits séparés par des horsts*. Exemple : dans la vallée de l'Allagnon, le socle situé entre Lempdes et Joursac a été surélevé (horst de Massiac-Molompize) et, avec lui, les sédiments de l'Oligocène qui le recouvraient. C'est ainsi qu'a pris fin la continuité qui existait certainement entre la Limagne actuelle de Brioude et le bassin contemporain de Neussargues. *Sur les horsts, les produits de l'Oligocène, attaqués par l'érosion, n'ont subsisté qu'aux endroits où des coulées de lave les ont recouverts et protégés.*

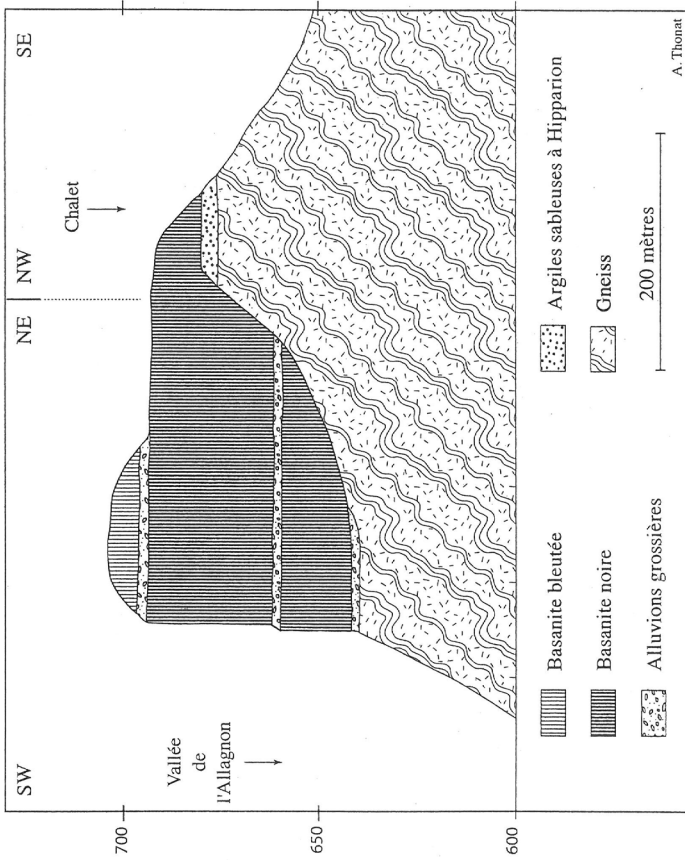


Fig. 5 - Coupe géologique de la Montagne Sainte-Madeleine, près de Massiac.

Âge de la tectonique

Cette tectonique a pu être datée grâce à la coupe géologique de la montagne Sainte-Madeleine (fig. 5), près de Massiac.

1) Coupe géologique de la montagne de Sainte-Madeleine (fig. 5), près de Massiac (Thonat, 1966 et 1969)

On observe au Sud du village de Chalet, vers 680 m d'altitude, le sommet d'un banc d'argiles sableuses, de quelques mètres d'épaisseur, reposant sur des gneiss (comme d'ailleurs l'ensemble de la coupe). Dans ces argiles a été trouvée une molaire supérieure gauche d'*Hipparion gracile* (Marty, 1908). Ce fossile a d'abord été attribué au Pontien, considéré alors comme l'étage terminal du Miocène. Puis il a été démontré que le Pontien devait être placé dans le Pliocène, alors qu'*Hipparion gracile* (faune de Pikermi) est toujours regardé comme caractéristique de la fin du Miocène. Ce banc d'argiles représente les restes d'une première vallée fossile.

À 40 m environ en contrebas, en dessous de la falaise de la chapelle de Sainte-Madeleine et face au rocher Saint-Victor, se trouve la base d'une seconde vallée fossile beaucoup mieux conservée que la précédente et renfermant de bas en haut :

- un important niveau de galets accompagnés de sable ;
- une coulée de basanite noire, peu épaisse, qui a rempli la partie inférieure de la vallée ;
- un deuxième niveau d'alluvions grossières ;
- une deuxième coulée de basanite noire, plus épaisse que la précédente ; elle a comblé la vallée, puis a débordé et recouvert les argiles à *Hipparion gracile* ;
- enfin, reposant sur un lit de galets et de sable, une coulée de lave bleutée qui a été en partie enlevée par l'érosion : aussi ne constitue-t-elle que par endroits le sommet du plateau de Chalet.

2) Conclusions découlant de la coupe

- Le caractère le plus frappant des argiles sableuses à *Hipparion* est leur finesse. Ce même caractère se retrouve chez les autres dépôts fluviatiles appartenant à différents niveaux du Miocène de la région (sables et argiles à plantes de Lugarde, Cantal -cinérites de Joursac à faune de Pikermi- sables du calvaire de Saint-Flour -sables de Gergovie- sables à chailles répandus sur de grandes surfaces, etc...). Cela implique, pour cette époque, une érosion faible, un relief peu accentué et l'absence de mouvements tectoniques importants.

Après le dépôt de la dent d'*Hipparion gracile* (fin du Miocène), il y a eu creusement de la deuxième vallée fossile et formation des alluvions grossières riches en galets. Cela indique une reprise de l'érosion liée à un soulèvement et à d'importants mouvements tectoniques.

L'ensemble de ces données permet de formuler une première conclusion : *la phase majeure de la tectonique post-oligocène est postérieure à la plus grande partie du Miocène ; elle a débuté vers la fin de celui-ci, au moment de la reprise de l'érosion.*

– Nous avons également constaté que les coulées pliocènes du Cézallier, à l'exception des plus anciennes, ne sont pas (ou peu) décalées en altitude les unes par rapport aux autres, ni faillées (ou très rarement). Compte tenu de ces observations, une deuxième conclusion s'impose : *après le Miocène, la phase la plus intense de la tectonique post-oligocène ne s'est pas prolongée sur l'ensemble du Pliocène, mais n'a affecté que le début de celui-ci.* Sur la coupe, elle est matérialisée par le creusement de la deuxième vallée fossile.

– La synthèse de toutes les données nous amène à la conclusion générale suivante : ayant débuté vers la fin du Miocène et s'étant poursuivie seulement durant le début du Pliocène, *la phase majeure de la tectonique post-oligocène se situe vers la limite mio-pliocène.* Il est intéressant de souligner que cette dernière correspond à la *phase rhodanienne du plissement alpin* qui, ayant affecté des régions très proches du Massif central, devait tout naturellement avoir des répercussions sur ce dernier en y provoquant d'importants mouvements tectoniques.

N.B. : la conclusion précédente a été corroborée par trois datations au K/Ar de la coulée inférieure de basanite noire (voir coupe). Cette coulée est en effet la première à s'être épanchée après le début du creusement : de ce fait, elle est très rapprochée, voire contemporaine de la tectonique majeure post-oligocène. Les datations ont donné respectivement les résultats suivants : $5,35 \pm 0,15$ Ma (Cantagrel *et al.*, 1976), $5,30 \pm 0,25$ Ma (Cantagrel *et al.*, 1987) et $5,30 \pm 0,20$ Ma (Gillot, Communication orale). Or l'âge de **5,3 Ma** (commun aux trois datations) *représente « officiellement » celui de la limite mio-pliocène* à laquelle il faut donc rattacher, non seulement la tectonique prédominante post-oligocène, mais également ce volcanisme ancien à basanite noire.

Tectonique mineure tardive

À côté de la tectonique majeure précédente, il va de soi que des mouvements plus récents et beaucoup moins importants ont existé après le début du Pliocène. Mais ils sont alors localisés et sans effet notable sur l'altitude d'ensemble des coulées.

À ce sujet, il n'est pas possible d'accepter la cartographie de G. Roger (1967), d'après laquelle une tectonique cassante affecte un peu partout l'ensemble du volcanisme pliocène des environs de Massiac ; à La Roche, les basanites noires ont même été décalées jusqu'au niveau de l'Allagnon alors que les coulées sont

situées, à cet endroit, à 125 m au-dessus de la rivière actuelle. De même, en accord avec les levés de terrain de M. Mathonnat, nous ne pouvons davantage admettre les tracés de J.-J. Périchaud (1967) et de D. Chaillou (1967) qui ont affecté de failles les coulées situées entre Laurie et Chanusclade.

Une remarque doit être effectuée ici : en plusieurs lieux, nous avons observé des sédiments de l'Oligocène broyés et dénivelés de plusieurs mètres par une faille, alors que la coulée basaltique qui les recouvre n'est pas fracturée et moule cette dénivellation. Or, si l'on regarde ces endroits en photos aériennes (qui exagèrent le relief) sans aller vérifier sur le terrain, on est porté à conclure à la présence d'une coulée faillée. Cette exagération du relief par l'observation des photos aériennes semble bien être à l'origine des erreurs de certains auteurs qui, aux ruptures de pente et ailleurs, ont cartographié des coulées faillées alors qu'elles ne le sont pas dans la réalité.

DISCUSSION DES DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES

Du fait de l'importance des recouvrements volcaniques néogènes, la feuille de Massiac n'expose le socle hercynien (varisque) que sur une surface relativement faible, dans sa partie orientale. Il a donc été *nécessaire de considérer les données disponibles sur les feuilles voisines pour disposer d'une vue d'ensemble* des principales caractéristiques des formations impliquées et de leurs relations structurales. Sur cette base, un schéma hypothétique d'évolution géologique peut être proposé pour la période (pré-) hercynienne.

Un contact tectonique tangentiel majeur, reconnu par F. Carme (1974a et b) sous le nom de « recouvrement de l'Allagnon », constitue le trait structural essentiel du socle hercynien. L'étude pétrographique détaillée du Haut-Allier voisin (feuilles de Brioude et Langeac) par F.-H. Forestier, B. Lasnier et J. Marchand, et la reconnaissance de la disposition cartographique des reliques catazonales découvertes par ces auteurs, a servi de base au modèle mettant en jeu deux unités lithostructurales fondamentales séparées à l'échelle régionale par un contact anormal ductile (Burg, 1977 ; Burg et Matte, 1977 ; 1978). Cet accident tangentiel, symmétamorphe profond, a également pu être mis en évidence plus au Sud, dans la vallée de la Truyère (Burg et Matte, 1977) sur la feuille de Chaudes-Aygues, et la région de Marvejols (Pin, 1979) sur la feuille de Mende, hors de la zone d'influence des plissements tardifs à l'origine des dômes et cuvettes (anticlinoria et synclinoria de Forestier, 1963) qui caractérisent la disposition cartographique du Haut-Allier.

À la suite de ces travaux, on distingue donc, dans toute la partie médiane du Massif central :

– *une unité inférieure*, constituée principalement de paragneiss à biotite et sillimanite dérivant d'une série à caractère flyschoidé, qui forment l'encaissant

de corps de métagranitoïdes relativement abondants, mais de taille assez modeste, ne dépassant pas une à deux dizaines de kilomètres de grand axe (noter toutefois qu'une épaisseur d'environ 6 km a été estimée pour l'orthogneiss de Saint-Alyre, sur la base d'une modélisation gravimétrique : Vidal *et al.*, 1986) ; les roches ignées metabasiques y sont extrêmement rares. Cette unité, caractérisée par une évolution métamorphique prograde (sans relique catazonale), forme la base des formations observables et constitue donc un autochtone relatif vis-à-vis de l'unité sus-jacente ;

– **une unité supérieure**, constituée par une association caractéristique, pour partie orthodérivée bimodale (le groupe leptyno-amphibolique, défini par Forestier, 1963) passant de façon progressive vers le haut à des formations migmatitiques ortho- et paradérivées. Cette unité, assez largement anatectique, est importante par la présence sporadique, mais constituant néanmoins un trait distinctif majeur, de reliques de haut degré métamorphique (éclogites, granulites ; Forestier et Lasnier, 1969 ; Forestier *et al.*, 1973 ; Lasnier, 1977 ; Marchand, 1974 ; Mathonnat, 1983) attestant d'un stade précoce de haute température et haute pression. La présence de ces reliques de HP-HT et l'évolution rétromorphique généralisée de cette unité s'opposent à l'évolution prograde de l'unité sous-jacente, et témoignent d'une inversion zonéographique qui fournit, en complément des observations tectoniques de Carme (1974a), un argument décisif en faveur de l'existence d'un contact tectonique majeur entre ces unités.

C'est dans ce cadre général que les données géochronologiques* disponibles à l'échelle régionale peuvent être rappelées, ainsi que l'interprétation des données géochimiques sur les roches méta-ignées en termes d'environnement géodynamique lors de leur mise en place magmatique.

Unité inférieure

L'orthogneiss de Saint-Alyre a fait l'objet de plusieurs tentatives de datation. Une étude par la méthode Rb-Sr sur 12 échantillons de roches totales menée par J.-L. Duthou et M. Mathonnat n'a pas fourni d'isochrone simple. Toutefois, deux alignements ont pu être distingués en fonction de particularités pétrographiques (M. Mathonnat, 1983). Ainsi, 8 échantillons du faciès grossier fournissent un premier alignement (MSWD = 2.8) de pente correspondant à un âge de 535 ± 26 Ma avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de $0,7066 \pm 0,0011$. Les quatre autres points, correspondant à des échantillons de granulométrie légèrement plus fine et présentant de nombreux minéraux à texture jointive polygonale, s'alignent sur une droite (MSWD = 1.5) de pente plus faible, permettant de calculer un âge de 405 ± 15 Ma et un rapport initial de $0,7122 \pm$

* Tous les âges Rb-Sr correspondent à une valeur de la constante de désintégration de $^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

0,0005. L'absence d'alignement de l'ensemble des échantillons reflète un comportement complexe du système Rb-Sr à l'échelle considérée (hétérogénéité isotopique initiale ou/et perturbation(s) post-magmatique(s), notamment lors de la fusion partielle limitée, sans ségrégation de leucosomes, ayant affecté ce corps ; Barbey et Cuney, 1987). Toutefois, il est possible d'interpréter l'âge à 535 ± 26 Ma comme celui de la mise en place magmatique d'un granitoïde extrait d'une source relativement peu radiogénique. L'âge à 405 ± 15 Ma, défini par 4 échantillons seulement, pourrait quant à lui avoir une signification géologique à condition qu'il corresponde à une ré-homogénéisation isotopique complète du système Rb-Sr des échantillons concernés, ou n'être qu'un âge apparent s'il reflète un processus de ré-homogénéisation incomplet survenu à une époque plus récente que 405 Ma. Quoiqu'il en soit, ces données peuvent être comparées avec l'âge à 406 ± 20 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7117 \pm 0,0005$), publié seulement sous forme de résumé, obtenu par la même méthode Rb-Sr sur roches totales (Bernard-Griffiths *et al.*, 1980), pour l'orthoogneiss voisin du Céloux (ou Céroux) qui affleure largement au cœur du dôme (antiforme) de Mercoeur (feuilles de Brioude et Langeac).

Ultérieurement, Y. Vialette *et al.* (1987) ont utilisé la méthode U-Pb par dilution isotopique et spectrométrie de masse à thermo-ionisation (ID-TIMS) sur populations de zircons, sans succès. En effet, les résultats obtenus se sont avérés ambigus et impossibles à interpréter de façon fiable, puisque les points représentatifs des fractions analysées étaient globalement dispersés dans le diagramme Concordia, trois fractions extraites du faciès grossier s'alignant sur une corde recoupant la courbe Concordia à $394 + 5/-6$ Ma et $1966 + 115/-97$ Ma. Des difficultés similaires ont été fréquemment rencontrés dans ce type de métagranitoïdes à forte contribution crustale, où peuvent co-exister différentes générations de zircon (grains néoformés et/ou surcroissances contemporaines de la cristallisation du magma d'une part, grains ou cœurs hérités des matériaux sources, non dissous lors de la fusion partielle de ces derniers d'autre part). Ce caractère non co-génétique des zircons, ainsi que les processus de perte d'une partie du plomb radiogénique lors de l'évolution post-magmatique, conduisent à une dispersion des points analytiques dans le diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, rendant très difficile, voire impossible, leur utilisation à des fins chronométriques.

Plus récemment, l'application de méthodes de datation U-Pb *in situ* a permis de pallier dans une large mesure ces inconvénients en autorisant, à l'intérieur des grains de zircons, l'analyse de micro-domaines homogènes. Ainsi un âge de mise en place proche de 510 Ma est indiqué par les mesures effectuées à l'aide de la microsonde ionique SHRIMP II du laboratoire VSEGEI à Saint-Petersbourg (Pin, résultats non publiés) sur la majeure partie des cristaux à habitus et zonage interne typiquement magmatiques, pour un échantillon prélevé sur la feuille de Besse. Un âge identique dans la marge d'erreur a également été mesuré, par la même méthode, pour l'orthoogneiss du Céloux ce qui confirme

l'étroite parenté entre les deux principaux corps de métagranites de ce secteur du Massif central.

Une conséquence immédiate de ces datations est de fixer un âge Cambrien ou plus ancien pour le dépôt des sédiments détritiques à l'origine des *paragneiss à biotite-sillimanite* (« *gneiss de Massiac* ») qui les encaissent, dans la mesure où la nature intrusive de ces métagranites paraît acquise. Bien plus au Sud (série du Lot et Rouergue cristallin), les formations métasédimentaires ayant une position structurale et une évolution métamorphique prograde analogues, et qui constituent donc vraisemblablement l'équivalent latéral de l'unité inférieure du Haut-Allier, renferment des intrusions de diorites quartziques dont la mise en place magmatique a été datée par la méthode U-Pb sur zircons à 540 ± 15 Ma dans la série du Lot (Pin et Lancelot, 1978), et à 557 ± 12 Ma en Rouergue (Lafon, 1986), ce qui suggère un âge de dépôt Néoprotérozoïque pour les sédiments encaissants.

Une origine essentiellement crustale des magmas granitiques d'âge Cambrien est suggérée par leurs caractères géochimiques (Mathonnat, 1983 ; Barbey et Cuney, 1987) ainsi que par les compositions isotopiques initiales du Sr (Mathonnat, 1983) et du Nd (Pin, résultats non publiés). Toutefois, les valeurs relativement basses du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial, et le caractère moyennement non radiogénique du néodyme ($\epsilon\text{Nd}_{500} \sim -4/-6$) montrent que, bien que d'origine franchement crustale, les matériaux sources impliqués appartenaient probablement à un segment de croûte relativement récent, vraisemblablement formé pour l'essentiel au Néoprotérozoïque (mais recyclant sous forme de sédiments détritiques des composants plus anciens), en accord avec l'âge de la plupart des zircons hérités identifiés par les analyses à la microsonde ionique (Pin, résultats non publiés).

Le contexte géodynamique de mise en place de ces magmas granitiques ne peut pas être déduit directement des données régionales. Cependant, à une échelle plus vaste, prenant en considération les arguments tirés de l'étude des séries métasédimentaires et du magmatisme, c'est très vraisemblablement dans un contexte tectonique de distension que les roches ignées du Cambrien se sont mises en place. On a donc affaire à un exemple de magmatisme acide anorogénique, qui implique l'existence en profondeur de matériaux sources relativement fertiles, ainsi que d'un flux de chaleur suffisamment élevé pour permettre leur fusion partielle. Bien que les roches orthodérivées basiques soient volumétriquement tout à fait insignifiantes par rapport à l'abondance des métagranitoïdes dans l'unité inférieure, elles n'en sont pas tout à fait absentes, et pourraient témoigner (pour autant qu'elles soient pénécotemporaines du magmatisme acide) de l'injection dans la croûte de magmas basaltiques, assurant un transfert de chaleur par advection capable d'entraîner la fusion partielle de la croûte inférieure à l'origine des magmas granitiques.

Unité supérieure

Cette unité, caractérisée par la présence sporadique de reliques métamorphiques de HP-HT et une anatexie généralisée, contient une proportion importante de matériaux orthodérivés, de composition principalement acide.

Sa partie basale correspond au « groupe leptyno-amphibolique », constitué d'une association bimodale d'amphibolites (dérivant parfois de gabbros) et de leptynites, de composition rhyolitique, auxquelles sont associés de petits corps de métagranite. Les matériaux acides, ortho- et para-dérivés, y sont très largement prédominants (~90 %, selon Forestier *et al.*, 1979).

Un âge Rb-Sr (sur roches totales) de 487 ± 8 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7099 \pm 6$) a été mesuré par J.-M. Cantagrel, J.-J. Périchaud et Y. Vialette (cités par Roques *et al.*, 1971) sur 7 échantillons de *leptynites orthodérivées* « provenant de différentes bandes à la limite entre anatexites schisteuses et gneiss à biotite et sillimanite » (donc vraisemblablement associées au groupe leptyno-amphibolique). Il semble permis d'interpréter cet âge comme celui de la mise en place magmatique de produits de la fusion partielle de matériaux crustaux. Aucune autre datation de roche méta-ignée n'est disponible sur le territoire de la feuille de Massiac, mais un âge d'environ 500-480 Ma (Cambrien supérieur – Ordovicien inférieur) peut être suggéré par comparaison avec les formations similaires, situées plus au Sud, de la région de Marvejols, datées par la méthode U-Pb sur zircons (Pin et Lancelot, 1982). Dans le Haut-Allier voisin, en continuité latérale avec le domaine de la feuille de Massiac, un petit corps orthogneissique à paragenèse granulitique (orthogneiss du Merle) été daté par la méthode Rb-Sr sur roches totales à 464 ± 30 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709 \pm 1$ (Bernard-Griffiths *et al.*, 1980), et a fourni un âge U-Pb sur zircons par dilution isotopique et spectrométrie de masse à thermo-ionisation de 480 ± 10 Ma (données non publiées de Marchand et Lancelot, citées par Forestier *et al.*, 1979). Par ailleurs, les zircons extraits d'un petit massif gabbroïque (Peygerolles) du même secteur ont été datés à ~485 Ma par la même méthode U-Pb (résultat non publié de Lancelot et Lasnier, cité par Forestier *et al.*, 1979), ce qui conforte l'hypothèse d'un âge Cambrien supérieur – Ordovicien inférieur pour le magmatisme bimodal acide et basique à l'origine de la composante orthodérivée du groupe leptyno-amphibolique.

La géochimie des amphibolites du Cézallier oriental a été étudiée par M. Mathonnat (1983) et P. Tempier (1984) pour les éléments majeurs, et par B. Cabanis (1984) pour les éléments en traces. Compte tenu des problèmes de mobilité affectant la plupart des éléments majeurs et de nombreux éléments en traces, seuls les éléments incompatibles réputés immobiles lors des processus d'altération et de métamorphisme tels que les lanthanides et les éléments à forte charge (Th, Zr, Hf, Nb, Ta) peuvent être utilisés à des fins de discrimination des paléo-environnements géodynamiques. Ainsi, B. Cabanis (1984) a distingué trois

lignées sur la base des relations mutuelles des éléments Th-Ta-La-Hf, et notamment les valeurs (1, 2,5 et 10, respectivement) de leur rapport Th/Ta. Cet auteur a interprété les échantillons à bas rapport Th/Ta \sim 1 comme dérivant de basaltes tholéïtiques, transitionnels, voire alcalins, typiques des environnements géodynamiques distensifs. Les échantillons des deux autres lignées, caractérisés par des rapports Th/Ta, Th/La et La/Ta plus élevés, ont été interprétés par cet auteur comme dérivant de tholéïtes d'arc reflétant un « site compressif » de type arc insulaire. Le scénario géodynamique proposé par B. Cabanis postule donc un « environnement de type arc insulaire », affecté par « l'ouverture progressive d'un bassin marginal pour expliquer la co-existence de basaltes tholéïtiques, transitionnels et alcalins rassemblés en un même lieu ». Des interprétations géodynamiques voisines (proposant un site d'arrière-arc) ont été publiées pour le groupe leptyno-amphibolique du Haut-Allier (Giraud *et al.*, 1984). Cependant, ces hypothèses -basées sur certains caractères géochimiques *des seules amphibolites*- sont en profond désaccord avec le contexte géologique du groupe leptyno-amphibolique, très largement dominé par des roches sédimentaires et magmatiques acides, d'origine clairement continentale, et donc peu compatible avec un environnement d'arc. De plus, il est important de remarquer que la discussion du chimisme des metabasaltes mentionnée ci-dessus ne prend pas en compte la possibilité que les caractéristiques géochimiques fines des magmas basaltiques aient pu être affectées par des processus de contamination crustale, pourtant *a priori* probables du fait de la présence de roches ignées acides largement prédominantes en volume. Elle ignore également le fait que de nombreuses tholéïtes continentales, mises en place en régime distensif, présentent de nettes ressemblances géochimiques avec le magmatisme d'arc. Une étude des formations similaires du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols, combinant la géochimie des éléments en traces immobiles et le traçage isotopique Sm-Nd (Pin et Marini, 1993) a mis en évidence l'importance de la contamination crustale et permis d'expliquer ainsi l'enrichissement en Th et La par rapport aux éléments tels que Nb et Ta observé dans une partie des metabasaltes. Dans ce cadre, l'ensemble des observations géochimiques relatives non seulement aux roches méta-basaltiques, mais aussi aux roches méta-ignées acides peut être intégré dans un modèle de magmatisme bimodal, mis en place dans un contexte géodynamique de distension et de rupture d'une plaque lithosphérique continentale pré-existante, sans aucune nécessité que ce magmatisme ait été généré à l'aplomb d'une zone de subduction active.

Aucune donnée radiométrique récente n'est disponible sur le territoire de la feuille de Massiac en ce qui concerne l'évolution tectono-métamorphique. Les résultats de trois isochrones Rb-Sr sur roches totales assez imprécises ont été cités par M. Roques *et al.* (1971) et J.-M. Cantagrel (1971, p. 154) pour les *formations anatectiques* de la région :

1) 545 ± 44 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7122 \pm 13$) pour les anatexites schisteuses à sillimanite du Haut-Allier ;

- 2) 427 ± 27 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7136 \pm 6$) pour les anatexites claires (sans cordiérite) de Vauclair, à protolithe vraisemblablement volcano-sédimentaire ;
- 3) 398 ± 26 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7153 \pm 6$) pour les anatexites grenues à cordiérite de la région de Lempdes-sur-Allagnon.

Si la dispersion du premier alignement est telle que sa signification chronologique même paraît très douteuse, les deux autres résultats pourraient être interprétés, avec réserves, en termes d'homogénéisation isotopique du strontium lors d'un événement anatectique aux environs de 400 Ma.

Dans le Haut-Allier voisin, les zircons extraits de l'éclogite de La Borie ont fourni un âge U-Pb de 432 ± 20 Ma (intercept supérieur), interprété comme celui de l'éclogitisation (Ducrot *et al.*, 1983). Dans sa marge d'incertitude analytique, cet âge est comparable à ceux obtenus par la même méthode dans d'autres occurrences plus méridionales sur des roches de haute pression et haute température : 415 ± 6 Ma dans la région de Marvejols (Pin et Lancelot, 1982), et 408 ± 7 Ma près de Decazeville (Paquette *et al.*, 1995). Par ailleurs, des monazites extraites d'un échantillon de granulite acide du Haut-Allier (Séniquette) ont été datées à 346 ± 3 Ma par la méthode U-Pb par dilution isotopique et spectrométrie de masse à thermo-ionisation (Pin et Peucat, 1986). Bien qu'isolés, ces résultats obtenus dans l'unité allochtone mettent en évidence la claire antériorité du métamorphisme de HP-HT, documenté par les reliques éclogitiques et granulitiques, par rapport à l'évolution tectonique majeure, hercynienne *sensu stricto*, responsable de leur rétomorphose dans les conditions du faciès amphibolite (à ~ 345 Ma) lors de la superposition du groupe leptyno-amphibolique sur la formation prograde des gneiss à biotite et sillimanite (gneiss de Massiac). Ces données sont en accord avec l'interprétation de F. Carne (1974b) du recouvrement de l'Allagnon en termes de mégastructure de style pennique au sens large reprenant un bâti pré-existant, quoique dans le cadre d'une évolution entièrement paléozoïque. Les âges K-Ar mesurés sur amphibole dans le Haut-Allier étalés entre ~ 335 Ma et ~ 305 Ma (Cantagrel, 1973) reflètent le refroidissement final du segment lors de sa surrection.

Les petits corps granitiques sécants, de nature leucogranitique, présents sur la feuille n'ont pas fait l'objet d'étude détaillée, ni *a fortiori* de datation, et c'est la mise en place du grand massif de la Margeride, recoupant une quarantaine de kilomètres plus au Sud le contact entre unité allochtone et unité sous-jacente, qui constitue le dernier événement majeur de l'évolution des parties profondes du socle varisque à l'échelle régionale. Les âges mesurés pour la mise en place du granite de la Margeride sont compris entre 323 ± 12 Ma (Rb-Sr sur R.T., Couturié *et al.*, 1979) et 314 ± 3 Ma (U-Pb sur monazite, Pin, 1979) pour le faciès principal porphyroïde de composition monzonitique. Les leucogranites sécants ont quant à eux fourni des âges proches de 300 Ma [298 ± 4 Ma, Rb-Sr R.T. et minéraux, Couturié et Vachette (1980) ; 305 ± 4 Ma (U-Pb sur monazite, Lafon, 1986)], péné-contemporains des grands décrochements tardi-hercyniens ayant affecté

l'ensemble du bâti varisque en fin de surrection. Au Nord-Est du Cézallier (feuille de Saint-Germain-Lembron), le granite du Livradois a été daté de la même période (315 ± 4 Ma, U-Pb zircon ; Gardien *et al.*, 2011) que le corps principal du granite de la Margeride, ce qui témoigne de l'ampleur des processus de fusion partielle ayant affecté la croûte inférieure de la partie médiane du Massif central à cette époque.

Enfin, les dépôts discordants du bassin houiller de Brassac (situé juste au nord de la feuille de Massiac) montrent que les formations de l'unité supérieure avaient atteint la surface dès le Stéphanien inférieur (~ 305 Ma ; Menning *et al.*, 2000). Compte-tenu des estimations de pression et température qui prévalaient lors de l'anatexie (~ 600 °C pour $2,5 < P < 4,5$ kb ; Leblanc et Didier, 1987), et en supposant un âge proche de 340 Ma pour le dernier épisode de fusion partielle, on peut donc déduire la surrection et l'ablation d'une tranche de terrain d'une quinzaine de kilomètres d'épaisseur au cours du Carbonifère supérieur.

CONDITIONS DE FORMATION DU VOLCANISME

Dans les grandes lignes, l'activité volcanique en Auvergne s'est d'abord manifestée dans le Cantal, puis dans le Cézallier, ensuite dans les Monts Dore et enfin dans la Chaîne des Puys, ce qui indique une migration du Sud vers le Nord (Cantagrel, Thonat, 1976). Dans le détail, la réalité est cependant plus complexe : c'est ainsi que les laves les plus anciennes du Cézallier ($-7,9$ à $-5,3$ Ma) ont vu le jour avant les dernières coulées planéziennes du Cantal. De même, il existe dans le Cézallier quelques volcans récents (Chamaroux, Montcineyre) plus jeunes que les formations montdorienne. Cela dit, il n'en demeure pas moins vrai que l'ensemble du Cézallier est postérieur à la majeure partie du Cantal et antérieur à l'essentiel du volcanisme montdorien.

VOLCANISME DU CÉZALLIER

Historique du volcanisme

Phase initiale du Miocène supérieur (entre -7,9 Ma et -5,3 Ma)

Le volcanisme effusif débutant s'est exprimé à deux endroits différents.

À la base du strato-volcan du massif du Signal du Luguet

C'est là que se trouvent les formations les plus anciennes (Cantagrel et Thonat, 1976) :

- $7,90 \text{ Ma} \pm 0,20 \text{ Ma}$: coulée de téphrite à 400 m au NNE du buron de Tioulouse-Bas, dans la partie ouest du strato-volcan. Altitude : 1 310 m.

Toutes les autres coulées du Miocène supérieur sont de nature basaltique ou basanitique ;

– 7,80 Ma \pm 0,20 Ma : coulée inférieure du cirque d'Artout, à l'Est du Signal du Luguët. Altitude : 1 195 m.

– 6,45 Ma \pm 0,30 Ma : coulée inférieure du ruisseau de la Ravelle, rive droite, vers le pont franchissant le ruisseau entre Apcher et Vins-Haut ; Sud du massif du Signal du Luguët. Altitude : 1 155 m.

À la limite Cézallier-Cantal

À cet endroit, les laves du Cézallier recouvrent les formations volcaniques cantaliennes :

– 7,57 Ma \pm 0,25 Ma : coulée cézallierienne inférieure de Courbières (Cantal). Altitude : 1 130 m (Le Garrec, 1988, p. 36). *NB. : pour diverses raisons cet âge semble trop ancien ;*

– 5,80 Ma \pm 0,11 Ma : coulée inférieure du Cézallier à Maillargues (Cantal). Altitude 1 000 m (Gillot, communication orale).

Il faut signaler que, dans ce secteur, certains maars, surmontés de plusieurs niveaux de produits volcaniques, *pourraient également être d'âge miocène*. Ils sont situés au Nord-Ouest du Baladour, au Sud-Est de Roche-Haut (grand maar rempli par des basaltes), au Nord de Maillargues et enfin entre Allanche et le Puy de Mathonnière.

Phase paroxysmale (-5,3 à -2,5 Ma)

Début (-5,3 Ma)

À l'extérieur du massif du Signal du Luguët, le volcanisme a commencé par l'émission de longues coulées de basanite noire qui ont envahi l'ancienne vallée de l'Allagnon. Compte tenu de leur importance, il est manifeste que le début du volcanisme se confond ici avec le début de la phase paroxysmale. Rappelons que la coulée inférieure, longue d'environ 35 km, a été datée au K/Ar à trois endroits différents :

– 5,30 Ma \pm 0,20 Ma, sous les coulées du Suc de Védrines, Cantal (Gillot, communication orale) ;

– 5,30 \pm 0 25 Ma, vers Chadecol, près de Blesle, Haute-Loire (Cantagrel et al., 1987) ;

– 5,35 \pm 0,15 Ma, à la carrière de Saint-Gervazy, Puy-de-Dôme, feuille Besse (Cantagrel et Thonat, 1976).

Dans le strato-volcan du Signal du Luguët, vers Boutaresse (feuille Besse), un âge très voisin a été attribué à une coulée de basalte reposant sur le socle, à la plus haute altitude où celui-ci affleure dans le Cézallier :

- 5,40 ± 0,20 Ma : ruisseau du bois de Boutaresse. Altitude : 1 325 m (Cantagrel et Thonat, 1976) ;

C'est donc à **-5,3 Ma** (âge commun aux trois premières datations et situé dans la « fourchette » de la quatrième) que nous avons naturellement placé le début du paroxysme volcanique du Cézallier. Il est connu que cet âge représente « officiellement » celui de la limite mio-pliocène ainsi que celui de l'époque où s'est déroulée la phase majeure de la tectonique post-oligocène (voir plus haut).

Phonolites, téphrites et benmoréites (vers -5,1 Ma)

Comme dans la phase initiale, on assiste ici à l'apparition précoce de laves différenciées dans le strato-volcan. Celles-ci sont, -soit déficitaires en silice (phonolites, téphrites),- soit excédentaires (benmoréites). Leur âge est légèrement supérieur à 5 Ma (Cantagrel et Thonat, 1976) :

- 5,15 ± 0,15 Ma : petit dôme de benmoréite vers le sommet du bois de Boutaresse, au point coté 1 361 m ;

- 5,15 ± 0,15 Ma : coulée de téphrite à haüyne (ordanchite) sur la rive droite du ruisseau du bois de Boutaresse. Altitude : 1 370 m ;

- 5,05 ± 0,15 Ma : dôme de phonolite du mont Mouchet sur la rive droite de la Sianne. Altitude : 1 300 m.

Volcanisme effusif et dynamisme de maar (-5,09 à -4,60 Ma)

Après l'émission des produits différenciés précédents et jusque vers -4,60 Ma, on ne trouve que des laves basaltiques ou basanitiques ainsi que des produits de maars. Ce volcanisme s'étend sur l'ensemble du Cézallier : strato-volcan et périphérie.

Six laves ont été datées : deux des plus anciennes se trouvent au Sud et les autres plus au Nord :

- 5,09 ± 0,06 Ma : sommet du Puy de Mathonnière, vers Allanche ; basalte sub-aphyrique. Altitude : 1 294 m (Gillot, communication orale) ;

- 5,00 ± 0,50 Ma : coulée basaltique formant une haute falaise sur la rive gauche du ruisseau de la Ravelle, route d'Apcher à Vins-Haut. Altitude : 1 190 m (Cantagrel *et al.*, 1987) ;

- 5,00 ± 0,15 Ma : coulée inférieure basaltique de Parrot, à 500 m au Sud du village vers la petite cascade ; Nord-Est du strato-volcan. Altitude : 1 300 m (Cantagrel et Thonat, 1976) ;

- 4,80 ± 0,20 Ma : sommet basaltique du Puy Pendy, dans le bois du Cézallier, au Nord du Signal du Luguet. Altitude : 1 543 m (Cantagrel *et al.*, 1987) ;

* Remarque: par suite d'une erreur dans les références, une inversion des âges s'est produite entre les deux dernières datations lors de précédentes publications.

- 4,90 ± 0,20 Ma : sommet du plateau de Chalet, vers Massiac ; coulée basaltique claire et bleutée. Altitude : 700 m (Cantagrel *et al.*, 1987) ;
- 4,60 ± 0,20 Ma : coulée de basalte à amphibole du volcan d'Autrac, à l'Est du Cézallier. Prélèvement vers 1 000 m (Gillot, communication orale).

En plus de la chronologie absolue, l'histoire du volcanisme s'appuie également sur la chronologie relative, c'est-à-dire sur l'âge des différentes formations (coulées, pyroclastites...) les unes par rapport aux autres. Nous allons illustrer ici cette discipline en décrivant une remarquable succession de six maars dans la partie sommitale du Cézallier (*cf.* fig. 6, ainsi que la carte géologique) :

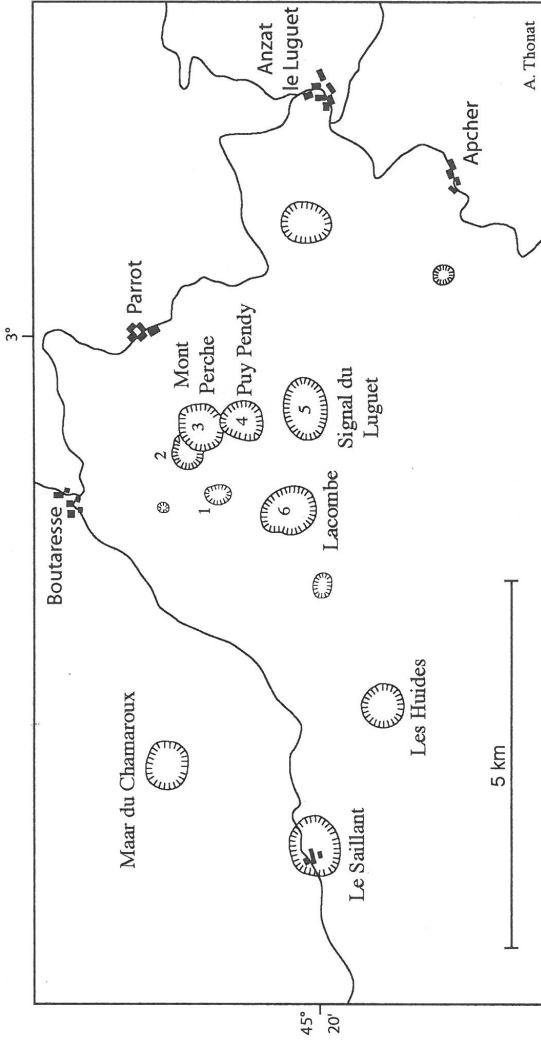
- le maar n° 1, situé dans la vallée du ruisseau du bois de Boutaresse, est le plus ancien car ses pyroclastites sont en-dessous de celles des autres cratères d'explosion ;
- le maar n° 2 lui succède : ses projections recouvrent en effet celles de l'appareil précédent ;
- vient ensuite le mont Perche (n° 3) : son cratère d'explosion (rempli par un paléo-lac de lave) recoupe une partie du maar n° 2 et ses pyroclastites recouvrent partiellement ce dernier ;
- le Puy Pendy (n° 4) recoupe à son tour une partie du mont Perche ;
- le Signal du Luguët (n° 5), point culminant du Cézallier, leur succède car ses téphras surmontent ceux des appareils sus-cités ;
- enfin les projections du maar de Lacombe (n° 6) recouvrent celles du Signal du Luguët, ce qui en fait le plus jeune des six cratères d'explosion décrits ici.

* *Remarque.* On note que la migration du volcanisme concernant les trois plus hauts sommets du Cézallier (n° 3, 4 et 5), les trois seuls dont l'altitude dépasse 1 500 m, s'est effectuée du Nord vers le Sud, c'est-à-dire à l'opposé de ce qui s'est passé dans l'ensemble du massif et dans les Monts d'Auvergne.

Volcanisme trachytique et trachy-rhyolitique (-4,55 Ma)

Un important volcanisme acide a pris naissance, à cette époque, à l'intérieur du strato-volcan. Il est constitué essentiellement de trois formations : leucotrachytes, pyroclastites acides et trachy-rhyolites. Nous ne possédons qu'une seule datation fiable :

- 4,55 ± 0,15 Ma : trachy-rhyolite, à 800 m au Sud-Sud-Ouest du buron de Fontvieille, vers le ravin dominant la route de Boutaresse au Saillant. Altitude : 1 310 m (Cantagrel et Thonat, 1976).



**Fig. 6 - Localisation des maars aux alentours du Signal du Luguet.
Chronologie relative de six d'entre eux.**

– *le cratère d'explosion de Lacombe*. Il est très bien conservé, de même que le petit cône strombolien qui a pris naissance à l'intérieur.

Ces appareils possèdent peut-être un âge post-glaciaire.

Volcanisme effusif non explosif (hawaïen) ou à explosions modérées (strombolien)

Il est le plus important sur la feuille de Massiac où plus d'une centaine de points de sortie basaltiques ou basanitiques ont été mis en évidence. Les nombreuses coulées ont permis de reconstituer l'ancienne vallée de l'Allagnon et celles de plusieurs de ses affluents (Thonat, 1966 et 1969).

Dynamisme hawaïen

Sur la carte Massiac, ce dynamisme est à l'origine de deux formations uniques en France.

Coulée atteignant une longueur d'environ 35 km

Venues du volcan de Montjournal, les basanites noires ont envahi l'ancienne vallée de l'Allagnon, située aujourd'hui à plus de 120 m au-dessus de la rivière actuelle. À La Roche (Cantal), à Massiac (Cantal) et au Babory (Haute-Loire), les coulées changent de rive par rapport à l'Allagnon actuel et sont à l'origine des falaises bien visibles de ces localités. La plus étendue s'est épanchée jusqu'à Vichel (Puy-de-Dôme), soit sur environ 35 km, ce qui fait d'elle la plus longue coulée de lave existant en France métropolitaine.

* *Remarque*. Il existe, dans l'ancienne vallée de l'Allagnon, d'autres basanites noires situées en amont de celles émises par le volcan de Montjournal. Elles ont pris naissance entre Neussargues et le Puy de la Rode (feuille de Saint-Flour), vers 950 mètres d'altitude (A. de Goër, 1972). Les coulées qu'elles ont formées se sont répandues jusqu'aux côtes de Selles (feuille Massiac, vers Ferrières-Saint-Mary) à 755 mètres. C'est en face de ces dernières, sur la rive opposée de la rivière, qu'apparaissent les basanites noires de Montjournal vers 810 mètres d'altitude.

Cellules convectives dans un paléo-lac de lave

Le basalte ici présent possède un débit en dalles qui matérialise sa direction d'écoulement. Ainsi, de chaque côté de l'ancienne source de chaleur, on voit la lave monter, puis passer à l'horizontale vers le sommet, redescendre vers les bords, pour enfin revenir au point chaud de départ. Il en résulte un courant circulaire appelé, dans ce cas, « courant de convection ». Cet affleurement a été classé « curiosité géologique ». Il est situé à peu de distance d'Allanche, sur la route de Neussargues, à proximité de la limite Cézallier-Cantal.

Dernière partie de la phase paroxysmale : volcanisme effusif et dynamisme de maar (-4,50 à -2,50 Ma)

Durant cette période, on assiste à la naissance de nombreux volcans basaltiques ou basanitiques et à la formation d'un grand nombre de maars. Sur la feuille Massiac, la mise en place du Cézallier est pratiquement achevée à la fin de cette époque. Trois laves ont été datées :

- 3,10 ± 0,10 Ma : basalte doléritique du Signal du Luguët; Sud-Ouest du sommet, en bordure du bois. Altitude : 1 530 m (Cantagrel et Thonat, 1976) ;
- 3,00 ± 0,15 Ma : basanite noire du maar du Saillant, vers la cascade (Cantagrel *et al.*, 1987) ;
- 2,50 ± 0,15 Ma : basalte de l'ancien volcan du Chamaroux (Cantagrel *et al.*, 1987).

* *Remarque.* Compte-tenu de la migration du volcanisme, la fin de la phase paroxysmale (comme d'ailleurs son début) est plus précoce vers le Sud et plus tardive vers le Nord. Si l'on considère la majeure partie de la feuille Massiac, on est tenté de situer cette fin vers 3 Ma, âge du Signal du Luguët, point culminant du Cézallier. Mais, plus au Nord, à la limite des cartes Massiac et Besse, la fin du paroxysme est plus récente puisque l'ancien volcan du Chamaroux, situé en position sommitale, date de 2,50 Ma.

Phase terminale

Conformément à la remarque précédente, on constate que les volcans les plus jeunes sont moins abondants sur la feuille Massiac que sur celle de Besse qui la prolonge au Nord.

Pour évaluer le degré de « jeunesse » du volcanisme en l'absence de mesure d'âge absolu, il faut faire appel à des critères morphologiques (état de conservation des édifices et position des coulées par rapport aux cours d'eau). En s'y référant, certains appareils localisés sur la carte Massiac semblent pouvoir être considérés comme assez récents. Exemples :

- le dernier cône strombolien (égueulé vers le Nord-Est) de l'ensemble volcanique de Laurie, vers le centre de la carte ;
- le cône de Montirgues, situé dans le quart NW de la feuille ;
- le petit volcan des Huides, à peu de distance au Sud-Ouest du précédent...

Mais il s'avère que deux appareils sont, eux, très récents :

- *le jeune volcan du Chamaroux* (par opposition à l'ancien qui le jouxte). Il est constitué par un cône de scories en forte pente qui culmine à 1 476 m. Les rares laves présentes dans la pouzzolane sont bulleuses et n'ont pas permis d'effectuer une datation. Aucune coulée visible ne sort de l'édifice. Il est cependant possible que celui-ci ait émis des laves, recouvertes aujourd'hui par des dépôts superficiels, qui se seraient déversées dans le maar voisin situé au Nord ;

Il ne faut pas confondre ce lac hawaïen avec un lac de remplissage de maar dans lequel la lave s'accumule tout en se refroidissant.

Cônes stromboliens

Constituants

Les cônes stromboliens sont constitués par des blocs de lave basaltique, souvent informes et à aspect de mâchefer, auxquels s'adjoignent des lapillis, des cendres et des bombes en fuseau. Cet ensemble, appelé « *scories stromboliennes* » ou encore « pouzzolane », est souvent rouge vers le cœur de l'appareil (oxydation plus poussée due à la forte température) et noir à sa périphérie (où la température était moins élevée).

L'ouverture de la cheminée volcanique exigeant une pression plus forte que celle qui règne lors de l'éruption, elle est accompagnée d'explosions violentes qui donnent naissance à des produits grossiers, riches en éléments du substratum et appelés « *brèches de débouillage* ». Celles-ci constituent un mince niveau, d'ailleurs pas toujours visible, au-dessous du cône.

Il arrive enfin que la lave, à sa sortie du point d'émission, se trouve sous une faible épaisseur d'eau. Les gaz magmatiques, la vapeur d'eau et la trempé donnent alors naissance à des brèches contenant des blocs de basalte vitreux et vésiculés, englobés dans un ciment possédant souvent des zones blanchâtres. Ces produits ont été décrits précédemment sous la rubrique « *brèches vitreuses liées au dynamisme strombolien* ». (Le terme « hyaloclastites » est également employé). Ils sont rares sur la feuille de Massiac où leur plus bel affleurement est situé au volcan d'Aubegeac, au Nord de Ferrières Saint-Mary.

Différentes catégories de cônes de scories

– *cônes typiques*. Ils sont « *grosso modo* » circulaires, comme par exemple le jeune volcan du Chamaroux. Un cratère d'importance variable apparaît généralement au sommet de l'édifice ;

– *cônes égoués*. Leur forme rappelle plus ou moins celle d'un croissant. Ils prennent naissance lorsqu'une coulée de lave, à sa sortie du cratère, emporte les scories au fur et à mesure qu'elles se déposent. Exemple : dernier cône de Laurie ;

– *cônes emboîtés*. Ce phénomène se produit lorsque deux édifices rapprochés se recourent. Le plus récent conserve sa forme circulaire et empiète sur l'autre. Les plus beaux volcans emboîtés du Cézallier sont ceux de Montcineyre (feuille Besse).

Évolution des cônes stromboliens

– *stade précoce*. Lorsqu'un volcan strombolien est récent, le cône de scories qui le constitue possède une forte pente. Exemple : le jeune volcan du Chamaroux ;

– *stade évolué*. La pente de l'édifice diminue de plus en plus et la pouzzolane, de moins en moins abondante, s'étale tout autour. Accidentellement, la proximité

d'une vallée peut être à l'origine d'une pente plus forte. Il est également possible que le basalte qui constitue la cheminée apparaisse au sommet du volcan, crevant les scories. Beaucoup d'édifices stromboliens de ce type existent dans le Cézallier (voir carte géologique) ;

– *stade très évolué. Les scories ont disparu. Seule demeure la cheminée volcanique* qui, bien dégagée par l'érosion, forme un neck ou un dyke. Le profil de ces derniers étant souvent très élancé, les édifices stromboliens, en vieillissant, retrouvent ainsi leur pente raide primitive. -Il est cependant des cas où le basalte ne forme pas de cheminée : à ce moment il ne reste plus de trace de l'ancien volcan et seuls les points les plus élevés de la coulée peuvent indiquer son ancien emplacement.

Coulées de lave

Structure

Le plus souvent, une coulée basaltique comprend deux parties :

– à la base, *une colonnade* formée de prismes réguliers. S'ils sont bien constitués et bien parallèles entre eux, on les appelle « orgues » ;

– au sommet, *un entablement* composé de prismes irréguliers et enchevêtrés.

La prismation est due aux fentes de retrait qui prennent naissance lors du refroidissement de la lave. Si ce dernier est régulier (cas de la partie inférieure de la coulée, située à l'abri de l'air), les prismes le sont aussi. Au contraire, si le refroidissement est irrégulier (cas de la partie supérieure de la coulée), les prismes le sont également.

Il faut souligner en outre que le refroidissement (et donc la prismation) s'effectue perpendiculairement à la surface froide. Aussi, lorsque la coulée repose sur un substratum horizontal, les prismes sont verticaux (colonnade) ; dans une cheminée à parois verticales, ils sont horizontaux ; enfin, au sommet des coulées où le refroidissement irrégulier se propage dans des directions variées, ils sont orientés de façon quelconque (entablement).

Surface

Sur la feuille de Massiac, il n'y a pas de coulées récentes, soit hawaïennes (à surface cordée), soit stromboliennes (à surface scoriacée et irrégulière appelée « cheire » en Auvergne). Les coulées présentes, toutes anciennes, ont des surfaces régularisées par l'érosion.

Bordures

Assez souvent, des témoins d'anciens glissements de terrain sont visibles en bordure des coulées. On observe alors une niche d'arrachement généralement en demi-cercle et, un peu plus bas, la partie de la coulée qui s'est détachée. L'ensemble possède presque toujours des dimensions réduites et n'est donc pas cartographiable.

Évolution

– *stade précoce* : coulée au fond d'une vallée. Comme les liquides, les laves s'écoulent vers les endroits les plus bas. Leur trajet aboutit donc au fond d'une vallée et c'est là que les coulées récentes se rencontrent le plus fréquemment ;

– *stade évolué* : coulée au même niveau que ses alentours. À cause de la dureté des basaltes et des basanites, l'érosion creuse les roches moins résistantes situées autour de la coulée. Les flancs de la vallée finissent donc par disparaître et la coulée affleure au même niveau que les formations qui l'entourent ;

– *stade très évolué* : coulée inversée formant un relief. L'érosion se poursuit et continue de creuser les roches environnant la coulée qui, à un moment donné, forme un haut plateau. Il s'agit là d'une inversion de relief : ce qui était le plus bas au départ est maintenant le plus élevé, et réciproquement.

Vers Charmensac, au Sud de la planèze du Bru, il existe un remarquable affleurement concernant deux coulées inversées de basanite noire. Outre la colonnade et l'entablement, on voit les prismes verticaux, au centre de la vallée fossile, passer à l'oblique et presque à l'horizontale sur ses bords. En outre, les deux coulées sont séparées par un niveau de galets très bien conservés, tandis que le dessus de la coulée inférieure, sur laquelle ils reposent, a été poli par les eaux. Cet affleurement a été classé « curiosité géologique ».

Volcanisme générateur de maars

Ce volcanisme est très important dans le Cézallier : sur la feuille Massiac nous avons en effet découvert près d'une quarantaine de cratères d'explosion. Leur taille est très variable (de quelques dizaines de mètres à près d'un kilomètre de diamètre), de même que leur âge et leur degré d'évolution (fig. 7).

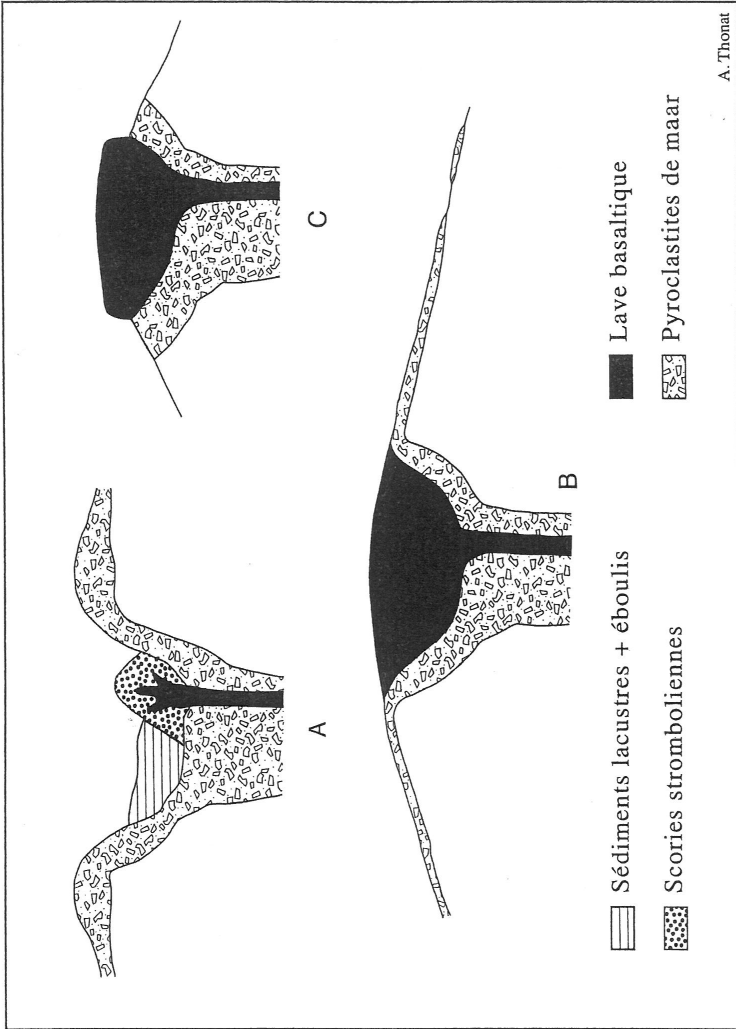
Différentes catégories de maars

Maars contenant un lac circulaire

C'est le stade initial classique. Sous nos climats, la profondeur d'un cratère d'explosion est plus importante que celle de la nappe phréatique. Aussi, dès qu'il est constitué, l'eau l'envahit et donne naissance à un lac qui en épouse la forme. Exemple : le Pavin...

Maars remplis par des formations volcano sédimentaires

Après leur formation, les lacs de cratère sont l'objet d'une sédimentation qui finit par les combler. Comme nous l'avons déjà indiqué, les dépôts sont constitués par des matériaux détritiques (provenant des pyroclastites et du substratum), ainsi que par des sédiments néoformés (le plus fréquent étant la diatomite). Exemple : maar de Mathonnière, au Nord-Est d'Allanche...



**Fig. 7 - Coupes de quelques maars dans la partie sommitale du Cézallier.
A : Lacombe. B : Signal du Luguet. C : Mont Perche.**

Maars remplis par des laves

Les cratères d'explosion peuvent également être envahis par de la lave basaltique qui, dans ce cas, s'accumule et génère un lac. Ici deux remarques s'imposent :

- le basalte peut provenir de l'intérieur du maar (remplissage d'origine intra-cratérique) ou de l'extérieur (remplissage d'origine *extra-cratérique*) ;
- la lave peut déborder du maar (remplissage débordant) ou ne pas s'en échapper (remplissage *non débordant*).

Le Cézallier contient beaucoup de cratères d'explosion remplis par du basalte et trois d'entre eux constituent d'ailleurs ses plus hauts sommets : Signal du Luguet, Puy Penty et mont Perche. Chez les trois, on est en présence d'un remplissage intra-cratérique non débordant.

Maars renfermant un cône de scories

Dans ce cas (comme dans le précédent), l'eau qui avait participé aux explosions génératrices du cratère d'explosion s'est tarie ; dès lors le dynamisme de maar a évolué en dynamisme strombolien à l'origine du cône de scories. Exemple : Lacombe.

Maars en croissant

Cette forme est due à l'envahissement partiel d'un cratère d'explosion par un volcan plus récent établi sur sa bordure externe. Exemple : maar et lac de Montcineyre (feuille Besse).

Maars en huit et maars en trèfle

Il arrive que des cratères d'explosion rapprochés se recoupent plus ou moins. Dans ce cas, on peut obtenir :

- un maar en huit : association de deux maars ; l'ensemble possède la forme du chiffre 8 ;
- un maar en trèfle : association de trois maars formant trois cercles qui se recourent. Il est fait allusion ici aux feuilles de trèfle possédant chacune trois folioles.

N.B. : dépressions circulaires affectant les coulées qui reposent sur des roches sédimentaires.

Lorsqu'une coulée repose sur des roches sédimentaires (calcaires, marnes) ces dernières peuvent être localement dissoutes en-dessous d'une importante infiltration d'eau et donner ainsi naissance à des cavités plus ou moins grandes (qui peuvent être considérées comme des dolines souterraines). À ce moment, les parties concernées de la coulée sus-jacente s'effondrent pour colmater le vide

créé, ce qui provoque la formation de dépressions en surface. Étant donné leur forme arrondie, celles-ci ont parfois été décrites comme des maars.

À l'Est de la feuille de Massiac, sur le plateau basaltique situé près du village de La Pénide, existent plusieurs de ces dépressions dont l'une est appelée « Grand Lac ». Dans le cadre d'une recherche de diatomite et afin de lever le doute, le BRGM y a effectué des sondages en 1973. En-dessous d'une mince couche d'altération superficielle, il n'a été trouvé que des basaltes sains, normalement fissurés, ce qui démontre qu'il n'y a ici aucune trace de maar. Ces formations sont assez fréquentes sur les coulées qui reposent sur des sédiments.

Évolution des maars

Stade précoce : lac et anneau de pyroclastites

La dépression cratérique est ici bien visible. Mais, comme nous l'avons déjà indiqué, l'eau l'envahit dès sa formation pour donner naissance à un lac. À ce stade, on note également que l'anneau de pyroclastites entourant le maar est conservé.

Exemple : Lacombe. Malgré l'absence de lac, sa place se trouve bien ici. En effet, le lac serait toujours présent si le cône strombolien ne l'avait en grande partie comblé et si un exutoire (à l'Est) n'avait pas provoqué sa vidange. L'âge très récent de cet appareil est confirmé par la profondeur de la dépression cratérique, par la morphologie du petit cône de pouzzolane et par la conservation vers le Sud-Est de l'anneau de pyroclastites.

Stade peu évolué : remplissage du maar

Il va de soi que la dépression cratérique a ici disparu ; mais les matériaux qui la remplissent n'ont pas subi d'inversion de relief. Quant à l'anneau de projections, il a été détruit et ses constituants éparpillés.

Exemple : le Signal du Luguët. Il s'apparente à ce degré d'évolution car son paléo-lac de lave n'a subi qu'un tout début d'inversion de relief. L'anneau de pyroclastites n'existe plus : les téphras ont été entraînés et dispersés, surtout vers le Sud.

Stade évolué : inversion de relief du maar

Pour obtenir l'inversion de relief d'un maar, il faut que l'érosion enlève son pourtour et ne conserve que les produits qui l'ont rempli.

Si le maar est comblé par des roches qui ne sont pas plus dures que celles de la périphérie, alors l'érosion enlève tout l'ensemble et aucune inversion n'apparaît.

Au contraire, si le maar est rempli par des roches plus dures que celles qui l'entourent (par exemple par du basalte), l'inversion apparaît très nettement avec le temps.

Exemple : le mont Perche, dont la principale caractéristique est l'importante inversion du paléolac de lave.

Stade très évolué : inversion de relief de la cheminée du maar (diatrème)

Quand l'érosion a fait disparaître toute trace du maar, la cheminée de celui-ci apparaît. Elle est remplie par des pyroclastites et des produits provenant du terrain encaissant auxquels s'adjoignent souvent des injections de basalte. Cet ensemble est généralement dur et résistant. Aussi l'érosion attaque le pourtour du diatrème et dégage celui-ci qui, dès lors, apparaît en relief.

L'aboutissement de ce processus demande beaucoup de temps. C'est pourquoi on ne trouve pas ce stade très évolué dans le Cézallier car le volcanisme n'est pas assez ancien. Il en va autrement dans le volcanisme des Limagnes, datant de l'Oligocène et du Miocène inférieur, où les cheminées inversées de maars sont bien connues. Exemple : le Puy de Montaudoux, au voisinage de la ville de Clermont-Ferrand.

Genèse des maars

Nous avons vu que la genèse des maars peut être expliquée par l'étude de leurs pyroclastites.

D'abord le caractère *très vitreux* des néoclastes (de couleur très sombre) implique l'intervention d'une trempe.

Ensuite le fait que les néoclastes ne soient *pas vésiculés* indique que les gaz responsables des explosions ne proviennent pas de la lave juvénile, mais de la vaporisation de l'eau à l'origine de la trempe.

Enfin la présence *d'éléments très variés du socle* (quartz, gneiss, migmatites, granites, pegmatites, enclaves profondes de charnockite,...) montre que les explosions ont « ramoné » différents niveaux du socle et que leur origine est située vers les nappes aquifères profondes et non vers la nappe phréatique.

Rappelons que ce dernier terme vient de « phreatos » = puits et s'applique à la nappe d'eau qui remplit les puits ordinaires, c'est à dire la plus superficielle. Il apparaît ainsi que l'expression « *hydromagmatisme* » (qui fait allusion à l'eau) est préférable à celle de phréato-magmatisme (qui évoque une très faible profondeur où les explosions génératrices de maar ne se produisent pas).

* Remarque. Il est possible que, dans certains cas exceptionnels, le magma basaltique engendre par lui-même des explosions de type maar sans apport d'eau

d'origine externe (Thonat, 1983). Notons à ce sujet que les basaltes à amphibole étant hydratés, leur capacité explosive est de ce fait augmentée.

Position des maars et mode d'alimentation en eau

Dans le Cézallier, un grand nombre de cratères d'explosion ne sont pas indépendants de la tectonique et s'alignent fréquemment selon les directions des grandes fractures du socle. En outre, beaucoup occupent des positions altimétriques élevées, voire sommitales, loin des points bas et du réseau hydrographique contemporain de leur formation. Dans ce cas, les failles semblent tout naturellement être responsables de l'introduction de l'eau en profondeur, où s'est effectué le contact eau-magma. Elles se comportent ainsi comme des drains et il s'agit là d'un nouveau mode d'alimentation en eau du dynamisme générateur des maars.

Conclusion sur les maars du Cézallier

Le premier fait à rappeler est leur nombre important. Plusieurs causes en sont à l'origine : - l'abondance d'eau, - la présence de nombreuses failles dont on vient de voir le rôle, - l'existence de basaltes à amphibole, beaucoup plus représentés dans le Cézallier que dans les autres massifs volcaniques de France.

Les maars sont en outre très variés, qu'il s'agisse de la catégorie à laquelle ils appartiennent ou de leur degré d'évolution. La position élevée de beaucoup d'entre eux a posé le problème de l'origine de l'eau nécessaire aux explosions. Leur alignement, souvent lié à celui des failles, a fourni une réponse en conférant à celles-ci un rôle de drain. Enfin, les cratères d'explosion existent pratiquement à tous les niveaux stratigraphiques et ils ont permis d'établir la géochronologie relative de certains secteurs.

Tous ces faits expliquent que le Cézallier, et surtout le strato-volcan du massif du Signal du Luguët, constitue un des lieux privilégiés pour l'étude des maars.

Volcanisme téphritique

Nous avons découvert ce type de volcanisme dans le Cézallier (Thonat, 1971) où il a donné naissance à des laves et à des pyroclastites.

Les téphrites ici présentes contiennent de l'haüyne et portent, en Auvergne, le nom d'« ordanchite ». Leur lieu de définition est la Banne d'Ordanche, dans les Monts Dore.

Localisation

Les téphrites affleurent en deux endroits différents :

– vers le buron de *Tioulouse-Bas*, entre la vallée de la Couze d'Ardes et celle du Bonjon, où se trouve la ligne de partage des eaux limitant le bassin de la Loire de celui de la Dordogne. Elles y forment deux coulées qui sont les plus vieilles du Cézaillier ($7,90 \pm 0,20$ Ma). À cet endroit, les laves sont porphyriques et renferment de fines aiguilles d'amphibole ;

– dans la vallée du ruisseau du bois de *Boutaressse* où elles constituent également deux coulées, localisées entre 1 340 et 1 440 m d'altitude. Par suite d'une erreur d'impression sur la carte géologique, la partie amont des téphrites n'est pas colorée en vert comme elle devrait l'être, mais est demeurée en blanc comme les formations superficielles qui la côtoient. Contrairement au cas précédent, les ordanchites sont ici aphyriques. En outre, leur âge est plus récent que celui des laves de *Tioulouse-Bas* ($5,15 \pm 0,15$ Ma).

Structure des coulées

Alors que les coulées de basalte sont prismées, celles de téphrite possèdent un débit en dalles ou en « lauzes ». Ces dernières ont une épaisseur de l'ordre du centimètre et sont facilement séparables.

Points d'émission

Vers *Tioulouse-Bas* comme vers *Boutaressse*, le point de sortie des ordanchites n'est pas connu.

Recouvertes par des téphras, elles semblent, dans les deux cas, être issues du secteur du Signal du Luguët.

Pyroclastites

On les trouve seulement aux abords du ruisseau de *Boutaressse*, aux mêmes endroits que les téphrites dont elles ont accompagné l'émission.

Au-dessus du lit du ruisseau, elles se présentent sous forme de cendres qu'un litage peu net semble affecter.

Vers le fond de la vallée, nous avons effectué la coupe suivante :

– à la base, les pyroclastites ont été remaniées par les eaux et transformées en cinérites et tuffites qui constituent un ensemble de plusieurs mètres d'épaisseur. Quand elles ne sont pas rubéfiées, leur teinte est la plupart du temps jaunâtre. Lorsque le litage apparaît, il est généralement régulier, mais des figures de sédimentation entrecroisée l'interrompent parfois: c'est l'indication que les produits se sont déposés le plus souvent en eaux calmes et exceptionnellement en eaux agitées. Le dépôt s'est effectué dans une vallée transformée en lac peu

profond, vraisemblablement par des roches volcaniques qui ont effectué un barrage en aval ;

– au-dessus, et à la semelle de la première coulée d'ordanchite, se trouvent des blocs de lave vitreuse enrobés dans un ciment hyaloclastique. Ce niveau indique que la base de la coulée s'est mise en place dans l'eau ;

– plus au-dessus affleure la masse non bréchifiée de cette même coulée. La chaleur qu'elle a dégagée a provoqué la rubéfaction de la partie supérieure des produits sous-jacents.

Volcanisme phonolitique

Localisation générale

Le volcanisme phonolitique, que nous avons également découvert dans le Cézallier (Thonat, 1971), se trouve dans le quart NW de la feuille de Massiac. Il appartient au strato-volcan du massif du Signal du Luguet.

La datation au K-Ar d'un appareil a donné un âge de $5,05 \pm 0,15$ Ma.

Dômes et dômes-coulées

Nous avons mis en évidence huit édifices, dont six affleurent bien tandis que deux sont presque totalement recouverts par des produits postérieurs.

Les trois plus grands sont des dômes-coulées, proches l'un de l'autre, et situés respectivement à la *Montagne de Pradiers*, à *Paillassère-la-Roche* et à la *Souche-Haute*. Tous les trois se sont épanchés vers le Sud. Alors que le premier est recouvert par le second, celui-ci est séparé du troisième par d'étroites coulées de basalte.

Vient ensuite le dôme du *Mont Mouchet* qui affleure principalement sur la rive droite de la Sianne et légèrement sur sa rive gauche, entre 1 300 et 1 320 m d'altitude.

Un nouveau dôme est situé à cheval sur les feuilles Massiac et de Besse, au Nord de la montagne du Chamaroux, au lieu-dit « *Communal de Boutaresse* ».

Un petit dôme-coulée se dresse ensuite au SSW du Saillant, au-dessus du village de La Traverse, au lieu-dit « *montagne de La Traverse* ».

Les deux derniers, peu visibles, se trouvent respectivement :

- un peu en dessous des sources de la Sianne, vers 1 440 mètres d'altitude ;
- dans la vallée du Bonjon, à 1 310 mètres, à côté et au Sud des coulées d'ordanchite.

Laves

Les phonolites de la feuille de Massiac (voir plus haut) sont pauvres en phénocristaux. Fréquemment, elles possèdent un débit en dalles bien connu chez ces laves. Leurs feldspathoïdes sont représentés par la noséane et l'analcime primaire ; nous verrons plus loin qu'un milieu pneumatogène est responsable de la présence de ces minéraux et de l'absence de néphéline.

Au Puy Montcey, vers Compains (feuille Besse), le volcanisme du Cézallier a donné naissance à une phonolite exceptionnelle. Contrairement à ses homonymes, elle est riche en phénocristaux, parmi lesquels du feldspath alcalin limpide de dimension pouvant atteindre un centimètre. En outre, sa texture est massive et elle ne se débite pas en dalles. Nous reviendrons ultérieurement sur cette roche, à notre connaissance unique en France.

Pyroclastites

L'édifice le plus affecté par l'érosion est le Mont Mouchet qui a été entaillé par le creusement de l'importante vallée de la Sianne. Aussi est-il le seul vers lequel nous avons trouvé des pyroclastites phonolitiques qui ont été décrites précédemment ; rappelons qu'elles possèdent un faciès de nuée ardente cendreuse, remaniée localement en lahar. Ailleurs, l'absence généralisée d'affleurement empêche de préciser les modalités d'émission, de mise en place, voire de remaniement des produits phonolitiques.

Volcanisme leucotrachytique et trachy-rhyolotique

Ce volcanisme a été cartographié jusque-là comme une grosse masse trachytique. Mais la réalité est toute autre : il y a en effet davantage de pyroclastites acides ponceuses que de laves ; en outre, il existe deux variétés de trachytes.

Volcanisme leucotrachytique

Cette lave est antérieure aux pyroclastites trachy-rhyolitiques puisque ces dernières en renferment de nombreux éléments brisés par les explosions. C'est même sous cette forme de clastes que le leucotrachyte se rencontre le plus souvent.

Il en existe quand même un petit affleurement en place. A peine visible sur la carte, il est situé au Nord-Est du Chamaroux, en contact avec des éjectas de maar et les téphras acides sus-cités. Ce témoin représente un reliquat de l'édifice leuco-trachytique épargné par les explosions.

La mise en place de cet appareil a certainement été précédée d'émission de produits ponceux, comme cela se produit couramment avec des laves de cette nature. En définitive, on aurait donc la succession suivante :

- émission de pyroclastites ponceuses leucotrachytiques ;
- mise en place de l'édifice, vraisemblablement un dôme-coulée, ce que suggère également le faciès « flammé » qui affecte parfois cette lave (voir plus haut).

Volcanisme trachy-rhyolitique

Sa plus grande partie est située sur la feuille Massiac, tandis que l'autre se trouve sur celle de Besse. Nous ne décrivons ici que la première.

Émission de pyroclastites ponceuses

Ce volcanisme a débuté par une phase explosive qui a donné naissance à des pyroclastites ponceuses décrites précédemment. Rappelons que les ponces sont *blanchâtres et aphyriques*. Elles forment de petits éléments dont les plus gros ne dépassent guère le centimètre. Ces fragments peuvent être anguleux mais aussi plus ou moins arrondis : ce dernier aspect provient d'une usure par frottement au sein du mélange fluidifié et ne doit donc pas être confondu avec celui des éléments roulés par les eaux. Les ponces sont en outre souvent *fibreuses* : dans ce cas, les vacuoles initiales ont été comprimées dans le conduit réduit que constitue la cheminée volcanique et elles se sont étirées en formant des tubes de plus en plus fins jusqu'à prendre l'aspect de fibres.

En plus des ponces trachy-rhyolitiques, les pyroclastites en présence doivent également renfermer des ponces leucotrachytiques, émises antérieurement et incorporées dans les téphras par les explosions. Mais il n'est pas possible de les distinguer les unes des autres.

La lave leucotrachytique est par contre facilement repérable dans ces éjectas. Compte tenu de son importance, il faut en faire abstraction dans l'expression « Pyroclastites ponceuses trachy-rhyolitiques » et ne se référer ici qu'au chimisme des dômes.

Dynamisme générateur

Les produits ponceux possèdent une extension relativement restreinte qui n'a rien de comparable à celle de la grande nappe de ponces katmaïennes du massif du Mont Dore. Etant donné par ailleurs la présence de retombées verticales et de déferlantes basales, le dynamisme qui a présidé à leur émission était certainement de type **plinien**.

Formation d'une caldeira

À la fin de la phase explosive, un effondrement s'est produit au-dessus du réservoir magmatique afin de colmater le vide créé en profondeur par l'expulsion des téphras. Il en est résulté une caldeira dont l'existence est corroborée par plusieurs faits :

– *présence d'un matériel ponceux*. Les émissions ponceuses sont généralement liées à une vidange rapide de la chambre magmatique, ce qui favorise l'obtention d'une caldeira ;

– *épaisseur des dépôts lacustres*. Le manque d'affleurement ne nous permet pas de donner une estimation précise, mais il est manifeste qu'à certains endroits cette épaisseur avoisine une centaine de mètres. Cela indique qu'il y avait une profonde dépression remplie d'eau. Étant donné le contexte, tout porte à croire qu'il s'agissait d'une caldeira ;

– *important volume des pyroclastites*. L'épaisseur des cinérites (et des tuffites), qui proviennent d'un remaniement des pyroclastites acides, implique que ces dernières possédaient un très grand volume, ce qui est nécessaire pour obtenir une caldeira.

Le diamètre de cette dernière s'élève à environ deux kilomètres. Vers le Sud, ses limites sont très nettes et correspondent à celles des produits lacustres. Vers le Nord, les meilleurs repères sont le petit dôme de trachy-rhyolite (situé à l'intérieur de la caldeira) et le reliquat de l'édifice leucotrachytique (localisé sur sa bordure). À l'Ouest et surtout à l'Est, les limites sont masquées par des produits volcaniques de nature basaltique et par des dépôts glaciaires.

* Remarque. En amont du grand dôme-coulée et sur la rive gauche de la Couze d'Ardes, les cinérites sont différentes : leur teinte est plus sombre et leur litage beaucoup plus net qu'ailleurs (elles se débitent même en petites plaquettes). À cet endroit, le grand dôme a isolé un espace entre lui et la limite toute proche de la caldeira (voir carte géologique). Dès lors, la sédimentation y a été distincte.

Mise en place des édifices péléens

C'est alors que la lave trachy-rhyolitique a atteint la surface à l'intérieur de la caldeira. Compte-tenu de sa viscosité, elle a donné naissance à un dynamisme péléen générateur d'un petit dôme et d'un grand dôme-coulée.

La mise en place de ces édifices a été accompagnée de l'émission de ponces porphyriques qui se présentent en éléments plus grossiers (pouvant atteindre une quinzaine de centimètres) que les ponces aphyriques. Contrairement à ces dernières, elles sont peu abondantes et localisées autour des dômes.

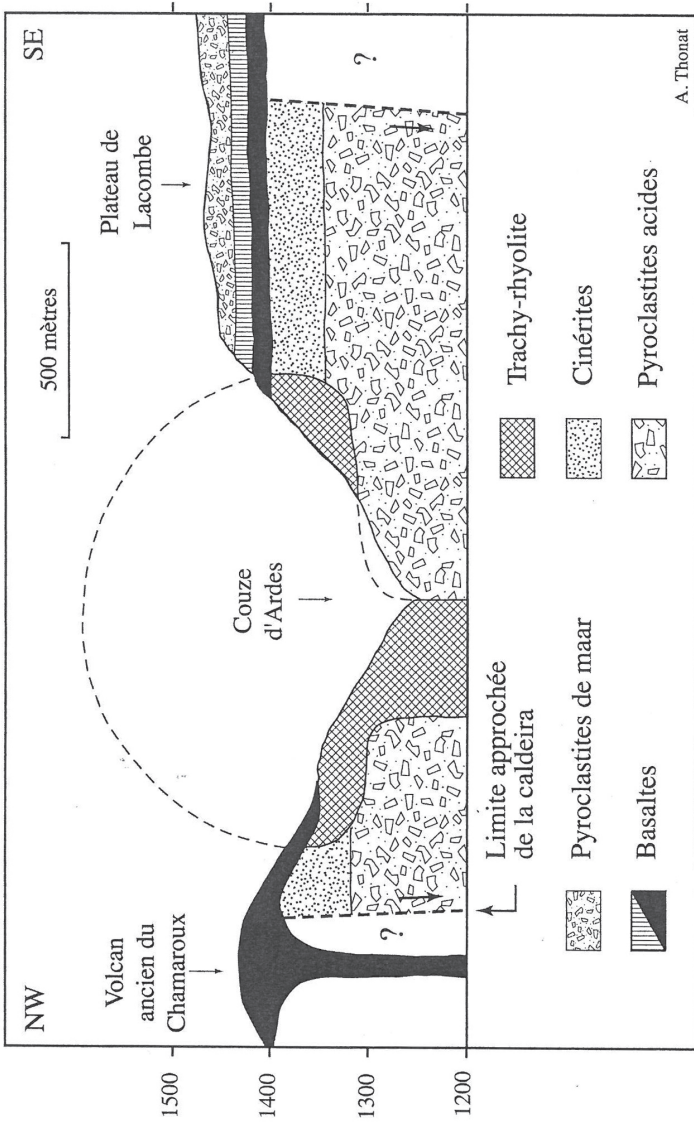


Fig. 8 - Coupe géologique passant par le volcan ancien du Chammaroux, la vallée de la couze d'Ardes (au point coté 1253) et le plateau de Lacombe.

Phénomènes postérieurs affectant le volcanisme trachytique (fig. 8)

Première érosion par l'eau

L'érosion s'est manifestée d'abord sur le dôme et le dôme-coulée qu'elle a sérieusement érodés.

En même temps, les matériaux arrachés à ces édifices et aux pyroclastites ont été déposés dans la caldeira, sous forme de cinérites (plus rarement de tuffites).

Volcanisme basaltique

Il a donné naissance à des coulées qui ont recouvert les dépôts lacustres ainsi que le dôme-coulée érodé (voir coupe, fig. 8). Les émissions basaltiques venant du Sud-Est et celles venant du Nord-Ouest ne se sont certainement pas rejointes. Il en est résulté, par-dessus la vallée actuelle de la Couze d'Ardes, une zone sans basalte et donc moins résistante à l'érosion, expliquant sans doute dans ce secteur la présence de la grande vallée transversale qui coupe le Cézallier en deux. Ce volcanisme a également engendré des pyroclastites de maar qui ont recouvert les basaltes.

Deuxième érosion par les eaux

Les eaux ont creusé une vallée qui deviendra par la suite celle de la Couze d'Ardes. De ce fait, elles ont provoqué l'inversion de relief des coulées basaltiques précédemment formées. L'érosion des édifices péléens et des pyroclastites s'est également poursuivie.

Érosion glaciaire

La vallée en auge qui en est résultée a profondément entaillé le dôme-coulée qui a été pratiquement coupé en deux. Les éléments arrachés aux appareils volcaniques, aux coulées, aux pyroclastites et aux dépôts lacustres ont servi de constituants aux moraines.

Érosion tardive par les eaux

Son action la plus facilement observable est le creusement d'une petite vallée en V au fond de la vallée glaciaire en U. C'est grâce à elle que l'enracinement du dôme-coulée a été dégagé et peut être observé sur la rive gauche de la Couze d'Ardes, vers 1 253 m d'altitude (voir coupe, fig. 8).

Géochimie et magmatologie

Les laves du Cézallier appartiennent à la série alcaline

Il est reproduit en annexe une douzaine d'analyses chimiques se rapportant aux *éléments majeurs* des différentes variétés de laves du Cézallier. Pour déterminer la série magmatique à laquelle elles appartiennent, les teneurs en silice et en alcalins ont été reportées sur un diagramme $K_2O + Na_2O/SiO_2$. Les résultats obtenus sont clairs et ne laissent aucun doute : toutes ces laves appartiennent à la série alcaline.

Le dosage des *éléments en traces* a été effectué par B. Cabanis (Laboratoire CEN de Saclay) sur des laves pas ou peu différenciées, à très différenciées. La conclusion est qu'elles possèdent deux caractères indiquant également leur appartenance à la série alcaline :

- les teneurs en moyenne élevées des éléments hygromagmaphiles (Th de 4 à 34 ppm, - Hf de 5 à 16 ppm, - Ta de 3 à 13 ppm et La de 30 à 115 ppm) ;
- les valeurs très élevées des rapports La/Yb (de 15 à 40).

Si l'on compare maintenant le chimisme du Cézallier avec celui d'autres massifs volcaniques, il apparaît que le caractère alcalin très marqué des laves cézallieriennes « rappelle les séries de la Chaîne des Puys et du Mont Dore (Villemant, 1979) » (B. Cabanis, communication orale).

Coexistence d'une lignée saturée en silice et d'une lignée sous-saturée : rôle de l'amphibole

Dans le volcanisme cénozoïque de France, les laves originelles sont toutes des « basaltes de la série alcaline » issus du manteau (ce qui est attesté par la présence fréquente de nodules de péridotite) et possédant un déficit plus ou moins important en silice (ce sont en fait des basanites ou des roches voisines). Logiquement, leur différenciation ne devrait engendrer que des laves également déficitaires, comme des téphrites et des phonolites, qui sont d'ailleurs effectivement présentes.

Mais on rencontre aussi des laves saturées en silice (hawaïtes, mugéarites, trachytes) et même excédentaires (rhyolites) qui peuvent être très abondantes. Dès lors, comment expliquer cette présence ?

On a admis pendant longtemps que la sursaturation en silice des laves du Massif central était due à une *contamination* du magma par le socle quartzifère. Mais R.-C. Maury (1976) a estimé que cela était inexact ; en effet, les échanges d'éléments majeurs entre magma et socle encaissant sont très limités et la contamination qui en résulte est « quantitativement négligeable ». Bien que plusieurs auteurs, à la suite de travaux récents, aient modulé ces propos, il va de soi que si la contamination a joué un rôle, celui-ci est limité et ne saurait, à lui seul, expliquer la présence des laves saturées.

Pour comprendre la formation des laves, rappelons que les premiers minéraux qui cristallisent dans un magma basaltique originel sont normalement les suivants : *olivine*, *pyroxène*, *plagioclase basique* (souvent accompagnés d'oxydes comme la magnétite). Il est cependant des cas où, dès les phases précoces de la cristallisation, le pyroxène est remplacé par une amphibole, en l'occurrence par une hornblende brune titanifère appelée « kaersutite ». Mais, et c'est là le point important, *pour se former, l'amphibole utilise beaucoup moins de silice que le pyroxène*. Dès lors, le déficit originel en SiO_2 , s'atténue dans le magma résiduel qui, en continuant sa différenciation, peut se rééquilibrer et même devenir excédentaire en silice. Compte tenu de l'importance des amphiboles dans les laves du Cézallier, elles ont certainement joué un rôle majeur dans la présence d'une lignée saturée.

La cristallisation de kaersutite nécessite certaines conditions. Outre un magma hydraté, une forte pression de vapeur d'eau est également nécessaire à l'intérieur de celui-ci. À ce sujet, lorsque le socle cristallin fournit des fluides (H_2O , CO_2 , ...), il intervient dans l'apparition de l'amphibole (et par là de façon indirecte dans celle des laves acides) car les fluides transférés dans un magma contribuent à l'établissement de fortes pressions d'eau.

Différenciation magmatique : rôle de la cristallisation fractionnée

Généralités

Revenons aux « basaltes alcalins » initiaux déficitaires en SiO_2 , et aux premiers minéraux qui se forment : olivine, pyroxène, plagioclase basique : il s'agit là de la cristallisation d'une partie de la lave ; d'où l'expression « cristallisation fractionnée ». La *phase solide* qui en résulte est plus riche en Fe et Mg (contenus dans l'olivine et le pyroxène) ainsi qu'en Ca (surtout présent dans le plagioclase basique) que le magma initial. En même temps, *le liquide résiduel* s'est enrichi en Na, K (non utilisés dans les cristaux formés) et même en silice, *mais pas assez pour arriver à combler le déficit initial : toute la série sera donc déficitaire en SiO_2* . En se répétant dans la phase liquide, la cristallisation fractionnée provoquera une différenciation magmatique qui aboutira à la production de différentes laves sous-saturées (téphrites, phonolites, néphélines...). Son renouvellement dans la partie cristallisée engendrera des laves mélanocrates (ankaratrites) et donnera naissance à des « cumulats » (accumulations de cristaux de pyroxène et d'olivine présentant un aspect de roche grenue).

Mais, dans le cas où l'amphibole a permis l'apparition de basaltes ou de roches voisines saturées en silice, toute la série différenciée le sera également. Au fur et à mesure que la cristallisation fractionnée se répétera, le *liquide résiduel* deviendra de plus en plus riche en Si, Na, K et sera à l'origine de laves d'abord saturées en silice (hawaïtes, mugéarites, benmoréites, trachytes) puis excédentaires (rhyolites). Quant à la *fraction cristallisée*, son enrichissement en

Fe, Mg, Ca, aboutira à la formation de basaltes mélanocrates (ankaramites, océanites) et à la production de cumulats.

La cristallisation fractionnée est le processus le plus important qui intervient dans la différenciation des séries volcaniques. Elle se produit à l'intérieur de « chambres magmatiques » situées à différents niveaux de la croûte terrestre, voire à la limite croûte-manteau.

Cas du Cézallier

Dans le Cézallier, la lignée sous-saturée est très importante et les différentes laves, allant des basanites aux phonolites, sont bien représentées. Une fois leurs teneurs en alcalins et en silice reportées sur des diagrammes appropriés ($K_2O + Na_2O/SiO_2$; K_2O/SiO_2 ; Na_2O/SiO_2), on obtient des alignements typiques qui témoignent de la différenciation magmatique où la cristallisation fractionnée joue un rôle prépondérant. Il n'en est pas de même pour les laves saturées, beaucoup moins abondantes que les précédentes et dont l'évolution a abouti à deux formations différentes (*leucotrachytes* et *trachy-rhyolites*) qui ont évolué séparément. En outre, les laves intermédiaires étant ici rares, voire absentes, nous n'avons pas obtenu d'alignement caractéristique comme dans le cas précédent.

L'étude des éléments en traces a permis d'apporter les précisions suivantes :

– « les diagrammes logarithmiques prenant en compte le thorium comme indice de différenciation et les éléments de transition indiquent *une évolution de la série cézallérienne par un processus de cristallisation fractionnée* tout à fait analogue à celui mis en évidence dans la Chaîne des Puys ou la série du Mont Dore » (B. Cabanis, communication orale) ;

– par ailleurs, deux étapes apparaissent nettement au cours de la différenciation des laves du Cézallier. La première montre un fort enrichissement en éléments hygromagmaphiles (U, Th, Rb, La, Ta, Ba, Hf, ...) qui rappelle davantage l'évolution de la série du Mont Dore que celle de la Chaîne des Puys. La deuxième étape, autour de Th = 10 ppm, montre un accroissement des coefficients de répartition du tantale, du zirconium, du hafnium et du lanthane. On note en particulier « un accroissement important du coefficient de répartition du tantale qui était un caractère particulier à la série du Mont Dore (Villemant, 1979 ; Villemant *et al.*, 1980) » (B. Cabanis, communication orale).

Rôle des fluides

Si ce rôle est évidemment beaucoup moins important que celui de la cristallisation fractionnée, il peut quand même être à l'origine de particularités chez certaines roches.

Un cas spécialement intéressant est ici celui des phonolites et des téphrites. En milieu anhydre, les feldspathoïdes qui apparaissent sont la néphéline et/ou la

leucite. Mais, en milieu pneumatogène, le magma est contaminé par des fluides, ce qui aboutit à la cristallisation d'analcite, d'haüyne, de noséane et de sodalite (cette dernière surtout dans les roches plutoniques). Ce sont bien là les paragenèses feldspathoïdiques des phonolites et des téphrites du Cézallier.

Il faut également rappeler ici le rôle que joue l'eau dans la cristallisation des amphiboles.

*** Remarque ; mélange de magmas et anatexie du socle.**

Un mélange de magmas peut aussi jouer un rôle dans l'obtention de nouvelles laves. Ce phénomène s'est produit dans le Mont Dore (Gourgaud, 1985) mais nous ne l'avons pas mis en évidence dans le Cézallier.

Il arrive également que des laves très différenciées possèdent un volume considérable. C'est le cas de la grande nappe de ponces rhyolitiques du Mont Dore dont le volume atteint presque 11 km^3 et de nappes d'ignimbrites beaucoup plus volumineuses (plus de $1\,000 \text{ km}^3$) présentes à différents endroits de la surface terrestre. Il va de soi que de telles masses paraissent incompatibles avec ce que pourrait produire la différenciation d'un magma basaltique. Aussi beaucoup d'auteurs pensent que ces formations proviennent de *l'anatexie du socle cristallin* en contact avec un important réservoir magmatique.

VOLCANISME DU CANTAL

Nous ne nous étendrons pas sur le volcanisme du Cantal, d'abord parce qu'il ne concerne que le coin SW de la carte Massiac, et ensuite parce que seule sa partie terminale (basaltes des plateaux ou planèzes) y est représentée.

Grands ensembles pétrographiques du volcanisme cantalien

Ils sont apparus dans l'ordre suivant.

Premières émissions basaltiques

Le volcanisme effusif a pris naissance il y a environ 20 Ma sous forme d'édifices disséminés sur le socle. Recouvert presque partout par des produits plus récents, il n'affleure qu'à la périphérie du massif sous forme de coulées situées dans les paléo-vallées. Exemple : coulée prismée de Saint-Flour.

Volcanisme trachytique et rhyolitique

Il a engendré des dômes (Armandie, Thiézac) et d'abondantes pyroclastites claires, sous forme de coulées, de retombées verticales, de nappes de ponces, d'ignimbrites soudées... L'émission de ces produits a atteint un volume considérable, si bien qu'elle a été suivie de la formation de la première caldeira,

qui est en fait une fosse volcano-tectonique (Brousse et Lefèvre, 1990). Apparue il y a 9,7 Ma (Nehlig *et al.*, 2001), ce dynamisme s'est poursuivi durant la phase suivante.

Volcanisme trachy-andésitique (épisode majeur)

Il a débuté par l'émission de brèches (appelées autrefois « andésitiques ») qui constituent, en volume, la majeure partie du strato-volcan cantalien : leur épaisseur atteint presque 800 m au cœur du massif. En s'éloignant de ce dernier, elles diminuent d'épaisseur et sont l'objet de remaniements : on rencontre alors des conglomérats, des lahars, des avalanches de débris... L'émission des brèches a commencé vers -9 Ma (Nehlig *et al.*, 2001). À la fin de leur éjection, le vide créé en profondeur a provoqué un effondrement générateur de la deuxième caldeira, emboîtée dans la première et plus petite qu'elle (Brousse et Lefèvre, 1990).

Aux pyroclastites ont succédé les laves trachy-andésitiques. Leur composition varie des mugéarites à olivine et pyroxène (déficitaires en silice) jusqu'à des benmoréites à pyroxène, amphibole et biotite (excédentaires en silice) (Brousse et Lefèvre, 1990). Sur le terrain, elles forment la presque totalité des grands sommets et des crêtes. Exemples : Puy de Peyre-Arse, Puy de Bataillouse, Puy Mary (ancien dôme transformé en horn par les glaciers), etc...

Volcanisme sous-saturé à laves différenciées

C'est à ce moment qu'ont pris naissance la coulée d'ordanchite du col d'Entremont (vers Murat) et tous les beaux pitons phonolitiques dont le plus connu est le Puy Griou. L'apparition de ce magmatisme se situe vers -7,5 Ma (Nehlig *et al.*, 2001). Ses laves les plus anciennes cohabitent avec les plus récentes de l'épisode précédent.

Deuxième volcanisme basaltique

Cette seconde séquence effusive, beaucoup plus importante que la première, est à l'origine de vastes plateaux basaltiques appelés « planèzes ». Ce volcanisme a débuté vers -7 Ma : les coulées les plus anciennes peuvent donc s'imbriquer avec des produits de nature différente indiqués ci-dessus.

L'essentiel s'est achevé vers -4 Ma. Après cette date, quelques venues tardives isolées ont scellé la fin de l'activité volcanique : necks de Bonnerie et de Bredons (vers Murat), Plomb du Cantal (environ -3 Ma).

Contact Cantal - Cézallier : planèze de Chalinargues

La planèze de Chalinargues est la seule partie du volcanisme cantalien présente sur la feuille de Massiac (coin SW). Elle est formée de coulées basaltiques et de pyroclastites de maar. À Mouret, ces dernières contiennent des enclaves de sables argileux verdâtres et de calcaires (Le Garrec, 1988) qui

indiquent la présence en profondeur d'un bassin sédimentaire correspondant peut-être au prolongement vers le Nord-Ouest de celui de Neussargues. Dans sa partie avale, vers l'Est, la planèze arrive en contact avec le Cézallier. Tout au long de cette limite, les laves de ce massif :

- ou bien recouvrent directement les laves cantaliennes ;
- ou bien surmontent des pyroclastites qui, à leur tour, coiffent les laves de la planèze.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RISQUES NATURELS : INSTABILITÉ DES VERSANTS ET DANGER D'ÉBOULEMENT

Il faut signaler que les formations constituant les pentes ne sont, le plus souvent, pas complètement stabilisées.

Une solifluxion active peut être observée, en altitude, sur des roches meubles (par exemple des pyroclastites). Cela est particulièrement visible au Nord du cirque d'Artout où la base des troncs d'arbre est couchée à cause de la solifluxion tandis que leur partie supérieure se redresse par suite du phototropisme (arbres en « tuyau de pipe »).

De même de nombreux glissements de terrain ont été observés en bordure des coulées de lave, provoqués essentiellement par l'abondance des eaux lors des interglaciaires.

Même de nos jours, des pluies abondantes provoquent encore des glissements de terrain comme celui de Ferrière-Saint-Mary en novembre 1994. Les travaux de rectification de la RN 588, dans la vallée de l'Allagnon, ont montré qu'il pouvait être dangereux de déstabiliser des versants à forte pente, même creusés dans des roches dures (socle métamorphique).

HYDROGÉOLOGIE ET RESSOURCES EN EAU

La quasi-totalité de la carte est située dans le bassin hydrographique de la Loire. Seul le secteur nord-ouest, bassin versant du ruisseau du Bonjon, dépend du bassin hydrographique Garonne-Dordogne.

Les précipitations météoriques (pluie, neige) sont importantes en altitude et à l'Ouest de la carte.

Ressources en eau des formations volcaniques

Les formations volcaniques contiennent les principales ressources en eau souterraine de la carte Massiac. L'épaisseur de ces formations, jusqu'à une centaine de mètres, ainsi que leurs caractéristiques hydrogéologiques favorisent la mise en place de nappes d'autant plus qu'elles bénéficient d'une pluviométrie importante.

Schématiquement, les précipitations d'origine météorique s'infiltrent en profondeur par les diaclases des coulées de laves (circulation fissurale) jusqu'à ce qu'elles atteignent un horizon géologique de plus faible perméabilité qui va constituer le substratum de la nappe. Les eaux souterraines vont ensuite se déplacer de manière subhorizontale jusqu'aux exutoires naturels : fronts de coulées, ruptures de pente.

Différentes formations peuvent jouer le rôle de niveau « imperméable » : une coulée de basalte plus compact, un paléosol qui s'est développé entre deux épanchements laviques, des formations argileuses (une surface ou une semelle de coulée altérée car plus scoriacée, des argiles oligocènes...) ainsi que le socle. Les nappes qui se mettent en place dans les empilements volcaniques sont appelées nappes intra-basaltiques, tandis que les nappes apparaissant sous ces derniers sont appelées nappes infra-basaltiques ou sous-basaltiques.

Les roches réservoirs de l'eau souterraine peuvent être des laves lorsqu'elles sont suffisamment fissurées ou des roches poreuses comme les pyroclastites, (brèches...). Les produits de remplissage de maar (volcano-sédimentaire) peuvent également permettre la mise en place de nappes.

La présence de nombreux maars et de leurs anneaux de projections complique localement la circulation des eaux souterraines. En effet, ces appareils volcaniques peuvent avoir été comblés par des formations perméables qui emmagasinent d'importantes quantités d'eau. Les nappes qui s'y créent peuvent être libres ou captives, elles peuvent être circonscrites à l'emprise du maar ou être connectées aux aquifères basaltiques environnants.

Les projections de maar peuvent présenter des intercalations de matériaux de faible perméabilité qui conduisent à la mise en place de nappes captives. Les forages réalisés au lieu-dit « montagne du Rayet » sur la commune d'Anzat-le-Luguet, et au lieu-dit « les Sagnes » sur la commune de Peyrusse illustrent ces phénomènes.

De très nombreux ouvrages captent de manière gravitaire les sources intra-basaltiques. Des problèmes qualitatifs (contaminations bactériologiques, turbidité élevée lors d'épisodes pluvieux intenses) sont constatés localement.

Ces observations révèlent une circulation plutôt rapide des eaux souterraines et donc une certaine vulnérabilité de ces aquifères.

De nombreuses collectivités abandonnent à présent ces captages superficiels pour des forages qui sollicitent des niveaux aquifères plus profonds donc moins vulnérables, et dont les débits peuvent être très importants : le débit d'exploitation du forage F1 d'Anzat-Le-Luguet (07652X0042) profond de 52 m, a été estimé à 150 m³/h par exemple.

Les eaux souterraines issues d'un aquifère volcanique ont un pH proche de la neutralité, voire légèrement basique. Leur minéralisation n'est pas très élevée.

Ressources en eau des formations de socle

Différents phénomènes (tectonique, altération) ont affecté les formations de socle postérieurement à leur mise en place permettant ainsi la constitution de niveaux aquifères :

– *les horizons altérés meubles (altérites)* dont l'importance dépend de plusieurs facteurs (relief, climat...) peuvent en particulier emmagasiner les précipitations météoriques et permettre la mise en place de nappes peu profondes.

La perméabilité de ces formations géologiques est relativement faible du fait de leur composition argilo-sableuse, elles présentent cependant d'importantes capacités d'emmagasinement d'eau souterraine.

La puissance des nappes dépend des conditions locales : précipitations, épaisseur de la couche altérée, étendue du bassin versant d'alimentation. Elles sont généralement peu étendues et s'écoulent naturellement par de multiples sources, de débit souvent faible et irrégulier, qui apparaissent au pied des ruptures de pentes. L'existence de failles ou fissures drainantes au droit du réservoir altéré permet d'obtenir localement des débits plus conséquents.

Ces sources sont usuellement captées pour des usages domestiques ou pour l'alimentation en eau potable des communes. Une vingtaine d'ouvrages de ce type sont recensés sur la carte Massiac.

Les eaux souterraines sont peu minéralisées, agressives et de pH légèrement acide. L'absence de couverture imperméable et la faible profondeur des aquifères rendent ces ressources relativement vulnérables aux pollutions anthropiques. Les épisodes pluvieux peuvent également provoquer une dégradation de la qualité de l'eau captée : turbidité, contaminations bactériologiques ;

– *le gonflement des minéraux* lors de l'altération, peut engendrer la formation d'un réseau de fissures qui décroît avec la profondeur. Cet horizon fissuré se développe entre les altérites et le socle « sain ». Lorsqu'elles sont interconnectées, ces fissures permettent le stockage de l'eau souterraine ;

Des sondages (07654X0018 par ex.) réalisés dans le cadre de travaux routiers, ont révélé la présence de venues d'eau dans les fissures du socle entre 6 à 15 m de profondeur ;

– *le socle non altéré* peut présenter localement des perméabilités élevées au droit des fractures d'origine tectonique. Les capacités de stockage d'eau souterraine profonde du socle sont néanmoins faibles à l'échelle d'un massif.

La physico-chimie de l'eau souterraine circulant dans ces fractures est souvent très différente de celle des nappes superficielles. En effet, leur minéralisation est beaucoup plus élevée et elles peuvent contenir des teneurs importantes en fer, manganèse, arsenic ...

Les émergences d'eau minérale du socle (tableau suivant), sont situées dans la partie nord de la carte de Massiac. Elles sont associées à des failles de direction NS ou/et NE-SW.

Le débit des sources est faible (inférieur à 5 l/mn) et les émergences sont souvent diffuses.

Indice BSS	Nom de la source	Commune
07653X0002	Bartonnet	Leyvaux
07653X0005	Font Salée	
07653X0006	Leyvaux-le-Bas	
07653X0007	Marzun	
07653X0003	Confluent	
07654X0002	Chazelle	Auriac-l'église
07656X0001	Conche	Molèdes
07654X0003	Ouche	Massiac
07656X0002	Pyronnee	Allanche
07653X0001	Autraguet	Saint-Étienne-de-Blesle
07653X0004	Fage	
07654X0001	Chantejail	Grenier-Montgon

Des dépôts de travertin peuvent se mettre en place comme aux sources de Chazelle, Autraguet, Chantejail, Confluent et surtout Leyvaux-le-Bas où les dépôts peuvent atteindre 100 m de longueur pour 3 m de large.

Toutes les sources sont froides et certaines sont carbo-gazeuses (Chazelle, Autraguet, Fage, Marzun).

Les sources Pyronnee et Chantejail ont été aménagées en buvette mais sont à présent abandonnées.

Ressources en eau des alluvions quaternaires

Seule la rivière Allagnon a déposé suffisamment d'alluvions entre Molompize et le Babory (commune de Blesle) pour permettre la mise en place d'une réelle nappe alluviale.

Des travaux routiers au Nord de Massiac ont montré que les alluvions pouvaient atteindre dans ce secteur 12 m d'épaisseur. La nappe, dont le niveau se situe entre 4 et 7 m sous la surface du sol, est libre. Cet aquifère n'est exploité que par des puits servant à des usages domestiques (arrosage de jardins par exemple), il n'est pas utilisé pour l'alimentation en eau potable.

De manière plus anecdotique, les captages référencés dans les alluvions de la Sianne (07657X0010) et dans les alluvions de la Voireuze (07653X0019) révèlent que de petites nappes peuvent être rencontrées localement lorsque les dépôts alluvionnaires sont plus développés.

SUBSTANCES UTILES

Roches métamorphiques et granitiques. Aucune carrière importante n'est ouverte dans les formations du socle ancien. L'utilisation de roches métamorphiques ou granitiques pour la construction des murs est pratiquement abandonnée. Quant à l'empierrement des routes et chemins, il peut être à l'origine d'exploitations temporaires de roches du vieux socle (par exemple les méta-aplites de Douvay et celles d'Auzolle), mais on leur préfère pour cet usage les laves basaltiques.

Basaltes. Quelques coulées basaltiques sont actuellement exploitées, notamment près de Massiac, pour l'empierrement des routes et la fabrication d'enrobés bitumineux. Il s'agit presque toujours de basanites noires, assez riches en verre, qui se trouvent principalement dans l'ancienne vallée de l'Allagnon. Ces roches sont en effet très dures et très résistantes à l'écrasement.

Scories basaltiques. Les cônes stromboliens récents étant rares sur la feuille de Massiac, il n'a pas été procédé à l'extraction d'importantes quantités de pouzzolane.

Sables et graviers. Des extractions plus ou moins artisanales et temporaires ont été effectuées, mais il n'y a pas d'exploitation permanente de sables et de graviers.

Diatomites. La présence de nombreux maars permet d'envisager la possibilité d'une présence de diatomites sur la feuille de Massiac. Dans le passé, un seul gisement, d'ailleurs fort restreint, a été exploité vers Auliadet sous une coulée basaltique ayant probablement envahi un maar.

Lignite. Deux gisements de lignite existent sur la feuille de Massiac. Le premier se trouve vers Boutaresse. Le second est situé entre Apcher et Vins-Haut, à proximité du ruisseau de la Ravelle, entre le socle et la coulée inférieure qui est une des plus vieille du Cézallier. Pendant la guerre 1914-18, de la lignite y a été extraite pour le chauffage.

Tourbes. De la tourbe a également été utilisée dans le passé. Mais aujourd'hui elle ne fait l'objet d'aucune exploitation.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Dans le fichier de la Banque des données du sous-sol (BSS, BRGM-Orléans) sont recensés 71 gîtes et 46 indices minéraux situés sur le territoire de la feuille Massiac (765) à 1/50 000. J.-J. Périchaud (BRGM) a fait reporter sur la carte la majorité des points correspondants avec leur numéro d'archivage. M. Recoing (BRGM) a rempli en 1983 des fiches de gîte et d'indice, qui ont ensuite été scannées et intégrées aux dossiers numériques de la BSS. Les principales caractéristiques de ces gîtes et indices sont données dans deux tableaux, mis en annexe de la présente notice. En fonction de leur nature et de leur contexte géologique, ils se répartissent de la façon suivante :

- dans le socle hercynien : 70 gîtes et 40 indices filoniens, encaissés dans divers types de roches, 1 indice d'amiante, associé à des péridotites serpentinisées, et 1 indice de sillimanite, probablement encaissé dans des paragneiss ζ^1 ;
- dans des sédiments et/ou des roches volcaniques cénozoïques : 1 petit gîte et 3 indices stratiformes de lignite, bitume et 1 indice stratiforme de kaolin.

Minéralisations filoniennes encaissées dans le socle hercynien

Les 70 gîtes filoniens encaissés dans le socle varisque sont d'importance très variable et comprennent :

- 52 gîtes d'antimoine (Sb) et 4 gîtes de Sb-As-(Au), qui se rattachent au célèbre district antimonifère de Brioude – Massiac ;

- 6 gîtes d'arsenic plus pyrite \pm W \pm Au ;
- 2 gîtes d'As seul, 1 gîte d'As-W, 1 gîte d'As, Bi, 1 gîte d'As-Au, Ag ;
- 2 gîtes de Pb-Zn + Ag ou Sb, As ;
- 1 gîte de barytine, Pb-Zn.

À ces 70 gîtes s'ajoutent 40 indices dont le détail est donné dans les tableaux 1 et 2 en annexe.

Minéralisations en antimoine. Les gîtes et indices recensés correspondent à des filons de quartz, encaissés en majorité dans des paragneiss ou des orthogneiss de l'Unité inférieure des gneiss et pour le reste dans des migmatites de l'Unité supérieure des gneiss : cf. tableau 2 en annexe pour détails. Ce même tableau montre que la stibine (Sb_2S_3) est le principal minéral d'antimoine et qu'elle est généralement accompagnée d'un ou plusieurs autres minéraux, comme par exemple la berthiërite ou le mispickel.

La production totale du district de Brioude – Massiac a été de 40 000 t d'antimoine métal entre 1850 et 1978. Les principaux gisements de ce district se trouvent dans la zone centrale et sont encaissés dans des orthogneiss de l'Unité inférieure des gneiss.

Sur le territoire de la feuille Massiac, les données économiques du fichier BSS (tableau 1 en annexe) indiquent que le gisement le plus important est celui de Pressac (4-4003) sur la commune de Saint-Étienne-sur-Blesle en Haute-Loire. Ce gisement a été exploité essentiellement de 1892 à 1912, avec une production de 3 000 t de stibine. Le filon de quartz minéralisé, encaissé dans des paragneiss ζ^1 , a une direction N100°E, un pendage de 80°S, une puissance de 2 à 7 m et une longueur, reconnue par galeries, de 560 m. La colonne minéralisée contiendrait encore 200 t de minerai, en aval-pendage, mais les travaux de géochimie et de forages percutants, que le BRGM a réalisés en 1971-73, ont donné des résultats négatifs.

Dans l'angle nord-est de la feuille, la concession de Marmaissat, sur la commune de Torsiac (Haute-Loire), correspond à un faisceau de filons de quartz à stibine, de direction N20-25°E, encaissé dans le massif d'orthogneiss de Saint-Alyre-ès-Montagne, recoupé par un filon de leucogranite. Les filons de la Forge (4-4016) et du Treuil (4-4020) ont produit, respectivement, 600 t et 375 t de stibine, ne sont pas épuisés et sont à revoir notamment pour leurs teneurs en Au et Ag, mal connues.

Plus au Sud, sur la commune de Lubilhac (Haute-Loire), se trouve un autre faisceau de filons de quartz à stibine de direction N30-40°E, encaissé dans des paragneiss ζ^1 . Pour les deux principaux filons (Pied Brut 8-4002 et le Dahu 8-4003) la production de stibine a été de plus de 100 t et de 180 t,

respectivement. Des réserves sont possibles, en aval-pendage, pour le filon du Pied Brut. Le filon du Dahu est mal connu et à revoir.

Dans le département du Cantal, les gisements qui ont été les plus productifs sont situés sur la commune de Massiac : 400 t de stibine pour le filon Giro (8-4026), 200 t pour chacun des filons Gravelotte (8-4026) et Falcone (8-4027), tous encaissés dans des paragneiss ζ^1 . Ces mêmes paragneiss encaissent le faisceau filonien de Luzer, situé sur la commune de Saint-Mary-le-Plain, qui a fourni 150 t de stibine et est probablement épuisé ou à faibles réserves. En revanche, pour le filon Benedetti (8-4018, Massiac), il existe une possibilité de réserves d'après les travaux de géochimie et de forages percutants, que le BRGM a réalisés en 1971-73.

Les 4 gîtes de Sb-As-(Au) sont situés l'un sur la commune de Leyvaux, dans le Cantal : le Breuil (3-4002), qui a produit environ 15 t de stibine, et les trois autres sur celle de Torsiac, en Haute-Loire : Tout va bien (4-4002), Aubeyrat (4-4011) et le Chambon (4-4012). Ils sont tous encaissés dans des paragneiss ζ^1 et la stibine y est accompagnée, entre autres, de mispickel et de pyrite.

D'après une publication de H. Bril *et al.* (1991), la mise en place des minéralisations en Sb-As-(Au) et As-W-Au (*cf.* ci-dessous) est polyphasée avec un premier épisode hydrothermal de haute température daté à 250 ± 10 Ma, suivi de plusieurs épisodes de basse température à partir de 220 Ma (âges K/Ar).

Minéralisations en mispickel plus pyrite \pm W \pm Au. La principale zone aurifère est celle de Caufour (Scoufour) située sur la commune de Bonnac, dans le Cantal, et encaissée dans des paragneiss ζ^1 injectés de nombreux filons de leucogranite et de pegmatite. Le principal gîte connu est la couche Ferbert inférieure (8-4004), qui consiste en un filon-couche subhorizontal ou plateure, de faible puissance (0 à 1 m ; 20 cm en moyenne), constitué de quartz minéralisé en mispickel aurifère. En 1886-87 auraient été traitées 250 t de minerai dont 25 t à 70 ppm Au. Ce gîte est à revoir, tout comme les couches Ferbert supérieure et intermédiaire (indices 8-4032,4033). En revanche, le plateure du Col (gîte 8-4031) est le moins prometteur de la zone et a un faible intérêt potentiel.

Par ailleurs sont connus 4 gîtes et 5 indices de mispickel plus pyrite, encaissés en majorité dans des paragneiss ζ^1 . Les 2 gîtes (2-4009, 4011) et les 2 indices (2-4008, 4010), situés sur la commune d'Anzat-le-Luguet (Pu-de-Dôme), semblent n'avoir aucun intérêt économique, mais sont peut-être à revoir pour les teneurs en or. Sur la commune de Molèdes (Cantal) se trouvent le gîte de Fondevialle (6-4003) et l'indice de Pont-de-Vèze (8-4004), également à revoir pour l'or. Le gîte du Bouchet (7-4003) sur la commune d'Auriac-l'Église (Cantal) est très mal connu et a un intérêt économique incertain. Sur commune de Leyvaux (15) sont connus 2 indices : celui de Barthounet Ouest (3-4013) consiste en deux petits filons parallèles, espacés de 50 m, dont l'extension est à revoir, tandis que celui

de la cote 801 (3-4014), encaissé dans un orthogneiss de type Saint-Alyre-ès-Montagne, est sans intérêt économique.

Minéralisations en As seul ou accompagné de W, Bi, Au, Ag. Ces minéralisations sont encaissées dans des paragneiss ζ^1 . Sur la commune de Bonnac (Cantal) sont inventoriés deux petits gîtes d'arsenic seul, très proches l'un de l'autre : Védrines Est (7-4008) et Charlant Ouest (7-4009), seul le premier étant figuré sur la carte. La paragenèse est à mispickel, accompagnée de löllingite dans les haldes de Charlant Ouest. Ces minéralisations sont sans intérêt économique dans la conjoncture actuelle. Sur cette même commune de Bonnac se trouvent deux autres gîtes : le filon de Sous-Védrines (7-4011) à As, Bi et le filon Bardon (8-4038) à As, Au, Ag. Le filon de quartz de Sous-Védrines contient de gros amas de löllingite-mispickel, de la pyrite, de la bismuthine, du Bi natif et de l'electrum. Le filon Bardon a une direction proche de N-S avec une ramification N55°E et une puissance de 0 à 0,5 m. Il est constitué de quartz renfermant entre autres, dans les haldes, des plages de mispickel, en partie aurifère et argentifère, et d'abondantes aiguilles de wolframite. La paragenèse comprend en outre les minéraux suivants : löllingite, pyrite, scheelite, or natif, molybdénite, bismuthine. Il reste à évaluer l'intérêt de chacun de ces deux filons.

Du tungstène est également associé à l'arsenic, sous forme de scheelite et de wolframite, dans le gîte de Bostberty (ou Bosberty, 2-4004), sur la commune d'Anzat-le-Luguet (Puy-de-Dôme). Ce gîte, qui est figuré par erreur avec la notation Li (lignite) sur la carte, contient en outre de la cassitérite ainsi que des sulfures : covellite, chalcopyrite, pyrrhotite, pyrite, bismuthine, cuivre gris, marcasite. Il est sans intérêt pour As, mais reste à être contrôlé pour l'or.

Minéralisations en Pb, Zn + Ag ou Sb, As. Le gîte de Pb, Zn, Ag de Fournial (6-4002) se trouve sur la commune de Molèdes (Cantal). Il s'agit d'un filon à gangue de quartz, barytine, dolomie et sidérose, de direction N145°E avec un pendage de 40 à 60°SW, reconnu sur 1 000 m en direction (*cf.* carte) et 200 m de hauteur. Ce filon est riche en galène argentifère, blende ferrifère et mispickel et contient en outre les minéraux suivants : pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, cuivre gris, cassitérite, marcasite, polybasite, stannite. Il est encaissé dans des migmatites M^1 recoupées par des leucogranites. Des recherches ont été effectuées de 1912 à 1914 et de 1918 à 1920, mais le permis d'exploitation a été refusé en 1930. Les réserves sont estimées à 15 000 t de tout venant avec Pb = 4 à 6 %, Zn = 4 à 6 % et Ag = 500 à 600 g/t de Pb.

Le gîte de Pb, Zn, Sb, As de Vins-Haut (2-4006), qui se situe sur la commune d'Anzat-le-Luguet (Puy-de-Dôme), n'est pas figuré sur la carte. Sous un chapeau de fer se trouve un filon de quartz de direction N150°E avec un pendage de 50°SW et une puissance de 0,8 à 4 m, reconnu sur 200 m de longueur et 70 m de hauteur. Ce filon est encaissé dans des paragneiss ζ^1 recoupés par un filon de microgranite porphyrique. La paragenèse est la suivante : mispickel, galène,

cassitérite, jamesonite, blende, pyrite, pyrrhotite, boulangérite, stannite, chalcopyrite, franckéite. Il est à noter que la franckéite est un sulfo-antimoniure de plomb, de fer et d'étain, qui est assez commun dans des gisements de plomb du Pérou et de Bolivie, mais qui en France n'est connu qu'à Vins-Haut et à Huelgoat (Finistère). Ce gîte est à revoir.

Minéralisations en barytine. Le gîte de barytine, Pb, Zn des Anglais ou des Mineires (8-4007) se situe au sein de paragneiss ζ^1 , en limite orientale de la feuille Massiac, sur la commune de Lubilhac (Cantal). Il s'agit d'un filon de barytine plus un peu quartz, subvertical, de direction proche d'Est-Ouest et d'une puissance métrique, reconnu sur une longueur de 1 km et une hauteur de 125 m, mais pouvant avoir une longueur de 2 km. Au sein de ce filon se trouve une zone de 0,30 m de puissance renfermant, entre autres, les minéraux métallifères suivants : bournonite, blende, pyrite, marcasite, chalcopyrite, chalcocite, covellite, pyrrhotite, mispickel, azurite, malachite, brochantite. En 1971-74, le BRGM a réalisé une campagne de géochimie et de sondages, qui a donné des résultats médiocres.

Sur la carte n'est pas figuré l'indice de barytine du ravin du Comte (8-4010), qui se trouve sur la commune de Massiac (Cantal), au sein de paragneiss ζ^1 . Il s'agit là aussi d'un filon de barytine plus quartz, de direction E-W, reconnu en pierres volantes sur une longueur de 1 à 1,3 km. Ce filon renferme localement quelques plages d'un sulfure de plomb et d'antimoine : la semseyite. En 1971-72 le BRGM a réalisé une campagne de géochimie qui n'a donné d'anomalie que sur la zone de Vazerat, au Nord. Son intérêt économique demeure inconnu.

Autres minéralisations encaissées dans le socle hercynien

Amiante. L'indice d'amiante de la Cuze d'Audialet (7-4007), sur la commune de Charmensac (Cantal), est associé à un petit corps de péridotites serpentinisées, situé au sein de migmatites développées aux dépens du Groupe leptyno-amphibolique, comme cela est indiqué sur la carte. En dehors de la localisation, aucune information n'est donnée dans la fiche d'indice, et il en est de même pour l'indice de sillimanite.

Sillimanite. L'indice de sillimanite de Bousselfargue (8-4017), sur la commune de Massiac (Cantal), n'est pas figuré sur la carte. D'après les coordonnées données dans le fichier BSS (tabl. 1 en annexe), il se trouve dans des paragneiss à biotite et sillimanite (ζ^1) et il s'agit donc probablement d'une concentration (nodules ?) de sillimanite dans ces paragneiss.

Minéralisations stratiformes encaissées dans des sédiments et/ou des roches volcaniques cénozoïques

Lignite, bitume. Des minéralisations stratiformes en lignite, bitume sont connues sous forme d'un petit gîte et de 3 indices, sans intérêt économique. Le gîte est celui de la Boutaresse (2-4016), situé en limite septentrionale de la carte, sur la commune de Saint-Alyre-ès-Montagne (Puy-de-Dôme). Il comprend deux couches de puissance métrique, très rapprochées, interstratifiées dans des cinérites, le tout étant recouvert de basalte. La couche inférieure est constituée de lignite, quelque peu exploité comme combustible au XVIII^e siècle. La couche supérieure est composée de schistes bitumineux, renfermant de rares diatomées et ayant été exploités au début du XIX^e siècle pour la fabrication d'un décolorant.

Sur la commune d'Anzat-le-Luguet (Puy-de-Dôme) se trouvent les indices de lignite de Vins-Haut Nord (2-4015), figuré sur la carte, et d'Artout (2-4017), non figuré sur la carte. L'indice de lignite du Suc de Luzer (8-4021), qui se situe sur la commune de Saint-Mary-le-Plain (Cantal), n'est pas non plus figuré sur la carte.

BIBLIOGRAPHIE

- BARBEY P., CUNEY M. (1987) - Modalités de la fusion partielle dans l'orthogneiss de Saint-Alyre (Cézallier) - *Géol. Profonde Fr.*, n° 4, thème 10, tome 2, p. 45-50.
- BARRÈRE J. (1955) - Les écoligites de la cote de la Pinatelle, près d'Ardes-sur-Couze (Puy-de-Dôme). Dipl. Géologue Pétrogr. (2^e question), Clermont-Ferrand.
- BARROUX B. (1986) - Volcanisme de la marge sud du rift de la Limagne à l'Est de l'Allagnon (Cézallier). Mém. de DEA., *Labo. Pétro.-Volcano.*, Paris-Sud (Orsay).
- BERNARD-GRIFFITHS J., LASNIER B., MARCHAND J., VIDAL P. (1980) - Approche par la méthode Rb/Sr de l'étude de granulites acides en Haut Allier, Massif central français. 8^e RAST, Marseille, p. 41.
- BERTHIER F., DUTHOU J.-L., ROQUES M. (1979) - Datation géochronologique Rb-Sr sur roche totale du granite de Guéret, Massif central. *Bull. BRGM*, (2), I, 2.
- BONNET B. (1987) - Volcanisme de l'Est du Cézallier (planèze du Bru). Volcanisme récent dans l'aire de Chassole et alentours. Mém. de DEA., *Labo. Pétro.-Volcano.*, Paris-Sud (Orsay).
- BOUDON G. (1979) - Volcanologie et pétrologie des planèzes septentrionales du Cantal, Massif central français. Thèse III^e cycle, Clermont-Ferrand.

- BOULE M. (1898) - Sur l'âge du gisement d'Hippopotamus major de Chambezon, Haute-Loire. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, vol. 10, p. 115-116.
- BOURDIER J.-L., CANTAGREL J.-M. (1983) - Le volcanisme aux confins Mont-Dore Cézallier (Massif central français). Nouvelles données géochronologiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, tome 25, n° 2, p. 277-280.
- BOUT P., DERRUAU M., FEL A. (1960) - Utilisation des cônes et des coulées volcaniques du Massif Central français pour évaluer le recul des versants cristallins. *Ann. Géomorphol., Morphol. des versants*, p. 133 à 139.
- BOUT P. (1978) - Problèmes du volcanisme en Auvergne et Velay (articles publiés dans Rev. d'Auvergne, de 1966 à 1977). Imprimerie Watel, Brioude, Haute-Loire.
- BOUTIN R., MONTIGNY R. (1993) - Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des amphibolites du complexe leptyno-amphibolique du plateau d'Aiguirande : collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif central français. *C. R. Ac. Sc.*, t. 316, p. 1391-1398.
- BRIL H., BONHOMME M.-G., MARCOUX E., BAUBRON J.-C. (1991) - Âges K/Ar des minéralisations de Brioude-Massiac (W-Au-As-Sb ; Pb-Zn), Pontgibaud (Pb-Ag ; Sn) et Labessette (As-Pb-Sb-Au). Place de ces districts dans l'évolution géotectonique du Massif central français. *Mineral. Deposita* 26, p. 189-198.
- BROUSSE R., SABATIER (1958) - Sur les taches dites « coups de soleil » des basaltes. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristall.*, t. 81, p. 341-342.
- BROUSSE R. (1963) - La phonolite de Compains et les phonolites néogènes de la France. 88^e Congrès des Soc. savantes, (II), p. 93-114.
- BROUSSE R. et coll. (1972) - Carte géologique au 1/50 000 de Riom-ès-Montagne et notice. Éditions BRGM.
- BROUSSE R., LEFÈVRE C. (1990) - Le volcanisme en France. Guides géologiques régionaux. Masson.
- BURG J.-P., MATTE Ph. (1977) - Déformations hercyniennes et rétro-morphose dans la série leptyno-amphibolique du Haut Allier et de la vallée de la Truyère (Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, t. 284D, p. 787-790.
- CABANIS B. (1984) - Identification géochimique des amphibolites du groupe leptyno-amphibolique du Cézallier. *Géol. Profonde Fr.*, thème 10, Document BRGM, n° 81-10, p. 91-96.
- CAEN-VACHETTE M., COUTURIÉ J.-P., DIDIER J. (1982) - Âges radiométriques des granites anatectiques et tardi-migmatitiques du Velay, Massif central français. *C. R. Acad. Sci.*, t. 294, p. 135-138.
- CANTAGREL J.-M. (1973) - Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles anciens : applications au Massif central français et à l'Aleksod, Sahara algérien. *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 50.

- CANTAGREL J.-M., THONAT A. (1976) - Âge du volcanisme dans le Cézallier (Massif central français) et migration de l'activité volcanique en Auvergne. *C. R. Acad. Sci.*, t. 282, p. 1837-1840.
- CANTAGREL J.-M., SIGMARSSON O., CONDOMINES M., KIEFFER G. (1987) - Chronologie du volcanisme aux environs du forage de Chassolle. *Géol. Profonde Fr.*, n° 4, thème 10, t. 2, p. 157-162.
- CARME F. (1974a) - Tectoniques superposées dans le Haut-Allier : mise en évidence d'une méga-structure tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C. R. Acad. Sci.*, t. 278, p. 2501-2504.
- Carme F. (1974b) - Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge sud de la zone Arverne (Massif central). *C. R. Acad. Sci.*, t. 278, p. 2613-2616.
- CHAILLOU D. (1967) - La série cristallophyllienne du socle oriental du Cézallier, Massif Central français. Étude géologique et structurale. Thèse de III^e cycle, Clermont-Ferrand.
- COSTA S. (1989) - Âge radiométrique ³⁹Ar/⁴⁰Ar du métamorphisme des séries du Lot et du charriage du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols, Massif central français. *C. R. Acad. Sci.*, t. 309, série II, p. 561-567.
- COUTURIÉ J.-P., VACHETTE-CAEN M., VIALETTE Y. (1979) - Âge namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride, Massif central français. *C. R. Acad. Sci.*, t. 289, p. 449 à 452.
- COUTURIÉ J.-P., CAEN-VACHETTE M. (1980) - Âge westphalien des leucogranites recoupant le granite de la Margeride, Massif central français. *C. R. Acad. Sci.*, t. 291, p. 43-45.
- DARVICH-ZAD A. (1971) - Les amphiboles et les minéraux associés dans les laves basaltiques du Massif central français. Thèse III^e cycle, Clermont-Ferrand.
- DE GOËR DE HERVÉ A. (1972) - La planèze de Saint-Flour, Massif volcanique du Cantal, France. Thèse Doctorat ès Sciences, Clermont-Ferrand.
- DE GOËR DE HERVÉ A. et coll. (1988) - Carte géologique au 1/50 000 de Saint-Flour et notice. Éditions BRGM.
- DESCHAMPS M. (1973) - Étude géologique du sidérolithique du Nord-Est, du centre du Massif central français et des terrains qui lui sont associés. Thèse Doctorat ès Sciences, Paris IV.
- DIDIER J. (1954) - Le Bassin houiller de Brassac et ses bordures cristallines. D.E.S. Clermont-Ferrand.
- DUBOIS G., DUBOIS C., FIRTION F., WEIL R. (1945) - Sur le lignite de Boutaresse, Puy-de-Dôme. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, p. 85.

- DUCROT J., LANCELOT J., MARCHAND J. (1983) - Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, p. 385-394.
- DUFOUR E., PIBOULE M., DUTHOU J.-L. (1983) - Les granulites des monts du Lyonnais, (Massif central français) : évolution métamorphique et premiers résultats radiométriques Rb/Sr. *Terra Cognita*, 3, p. 197.
- DUTHOU J.-L., CANTAGREL J.-M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) - Paleozoic granulites from the french Massif central: age and origine studied by $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ system. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, p. 131-144.
- DUTHOU J.-L. (1984) - Âge dévonien supérieur (Rb-Sr) des gneiss à cordiérite de la carrière du Puy du Roi à Aubusson, Creuse. 10^e RAST, Bordeaux, p. 204.
- DUTHOU J.-L., FLOC'H J.-P. (1989) - Évolution tectono-métamorphique du Massif central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. V, n° 4, p. 667-693.
- ERNST Th. (1960) - Le problème du hâle (« Sonnenbrand ») des roches basaltiques. *Zeitschrift der deutschen geologischen ges.*, 112, p. 178-182.
- FEYBESSE J.-L., MARCHAND J. (1985) - Les déformations dévoniennes synmétamorphiques affectant le socle de la région d'Ardes-sur-Couze, Cézallier, Massif central français. *Géol. Profonde Fr.*, thème 10, Doc. BRGM, n° 95-10, p. 211-224.
- FEYBESSE J.-L. (1985) - Synthèse géologique du Cézallier (socle). *Géol. Profonde Fr.*, thème 10. Doc. BRGM, n° 95-10, p. 45-91.
- FORESTIER F.-H. (1961) - Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier. Thèse de Doctorat d'État, Clermont-Ferrand.
- FORESTIER F.-H., LASNIER B. (1969) - Découverte de niveaux d'amphibolite à pargasite, anorthite, corindon et saphirine dans les schistes cristallins de la vallée du Haut-Allier. Existence du faciès granulite dans le Massif central français. *Contr. Mineral. Petrol.*, 23, p. 194-235.
- FORESTIER F.-H., TOURET J. et coll. (1979) - Granulites, éclogites, péridotites en France. Livret-guide d'excursion, *Sci. Terre* (Nancy), vol. XXIII n° 3, p. 61-103.
- GABLIER F. (1994) - Les étapes du creusement de l'Allagnon moyen et inférieur. Mém. Maîtrise, UFR Géographie, Paris I.
- GIRAUD A., MARCHAND J., DUPUY C., DOSTAL J. (1984) - Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut-Allier (French Massif central). *Lithos*, 17, p. 203-214.
- GOURGAUD A. (1985) - Mélange de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines : leur rôle dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs. Thèse Doctorat ès Sciences, Clermont-Ferrand.

- GRANGEON P. (1951) - Sur l'âge des plus anciens basaltes du Cézallier. *C. R. Som. Séances Soc. Géol. Fr.*, n° 13, p. 230-231.
- GRANGEON P. (1961) - Aperçu des principales ressources minérales du Brivadois. *Almanach de Brioude*, p. 77-116.
- GUÉRIN G., GILLOT P.-Y., LE GARREC M.-J., BROUSSE R. (1981) - Âge subactuel des dernières manifestations éruptives du Mont-Dore et du Cézallier. *C. R. Acad. Sci.*, t. 292, p. 855-857.
- GUÉRIN G. (1983) - Thermoluminescence des plagioclases : méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français : Chaîne des Puys, Mont-Dore et Cézallier, Bas-Vivarais. Thèse Université Paris.
- INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY (2012) - International chronostratigraphic Chart. www.stratigraphy.org.
- JEAMBRUN M. (1984) - Linéaments et phréatomagmatisme dans la région d'Ardes-sur-Couze (Puy-de-Dôme). *Géol. Profonde Fr.*, thème 10. Doc. BRGM, n° 81-10, p. 175-177.
- Kieffer G. (1968) - Contribution à l'étude de l'altération des laves à caractères basaltiques. *Rev. d'Auvergne*, t. 82, n° 1, p. 27 à 49.
- LAFON J.-M (1986) - Géochronologie U/Pb appliquée à deux segments du Massif central français : Rouergue oriental et Limousin central. Thèse de III^e cycle, Montpellier.
- LASNIER B., MARCHAND J. et coll.(1982) - Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000 de Brioude. Éditions BRGM.
- LEBLANC M., DIDIER J. (1987) - Enclaves ultrabasiques carbonatisées avec traces d'or dans les anatexites du Haut-Allier. *Bull. Minéral.* 110, p. 359-371.
- LEFOUR H. (1986) - Volcanisme de la marge sud du rift de la Limagne à l'Ouest de l'Allagnon (Cézallier). *Mém. de DEA., Labo. Pétro.-Volcano.*, Paris-Sud (Orsay).
- LE GARREC M.-J. (1988) - Volcanologie aux limites nord et ouest de la province du Cantal : la transition Cantal-Cézallier et Cantal-Sillon Houiller, le volcanisme de l'Artense. Thèse Doctorat ès Sciences, Paris-Sud (Orsay).
- LEYRIT H. (1987) - Volcanisme de l'Est du Cézallier (région de Laurie). Les macrocristaux d'amphibole et leur déstabilisation. *Mém. de DEA., Labo. Pétro.-volcano.*, Paris-Sud (Orsay).
- MAISONNEUVE J. (1952) - Les schistes cristallins de la région comprise entre la moyenne vallée de l'Allagnon et la région de Brioude. *Dipl. Géologie Pétrogr.*, Clermont-Ferrand.
- MAISONNEUVE J., TUNG S.-P. (1952) - La série cristallophyllienne de l'Allagnon, dans le Cantal et la Haute-Loire. *Rev. Sci. Nat. d'Auvergne*, t. 18, fasc. 1, 2, 3, 4, p. 71 à 80.

- MARQUEZ D., FEYBESSE J.-L., GAPAIS D., BALÉ P., LE CORRE C., MAGGION R., CHARVET J., FAURE M., BURG J.-P. (1987) - Dispersion des linéations d'étirement sous un chevauchement varisque majeur : le cas de l'orthogneiss de Saint-Alyre-ès-Montagne (série du Cézallier). *Géol. Profonde Fr.*, n° 4, thème 10, t. 2, p. 33-43.
- MARTY P. (1908) - Sur l'âge des basaltes des environs de Massiac, Cantal. *C. R. Acad. Sci.*, t. 147, p. 478-480.
- MATHONNAT M. (1983) - La série métamorphique du Cézallier, Massif central français. Thèse de III^e cycle, Clermont-Ferrand.
- MAURY R.-C. (1976) - Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionnée de séries volcaniques alcalines continentales (Massif central français) et océaniques (Pacifique central) : l'origine des laves acides. Thèse Doctorat ès Sciences, Paris-Sud (Orsay).
- MENNING M., WEYER D., DRODZEWSKI G., VAN AMEROM H.-W., WENDT I. (2000) - A Carboniferous Time Scale 2000: discussion and use of geological parameters as time indicators from Central and Western Europe. *Geol. Jb.*, A 156, p. 3-44.
- MICHON L. (2000) - Dynamique de l'extension continentale. Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif central. Thèse Université, Clermont-Ferrand.
- MOUGEOT R., RESPAUT J.-P., LEDRU P., MARIGNAC C. (1997) - U-Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome, french Massif Central. *Eur. J. Mineral*, 9, p. 141-156.
- NEHLIG P., FREOUR G., GOËR DE HERVÉ A. (de), HUGUET D., LEYRIT H., MARRONCLE J.-L., ROGER J., ROIG J.-Y., SURMELY F., THIÉBLEMONT D., VIDAL N. (2001) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Murat (788). Orléans : BRGM, 264 p. Carte géologique par Nehlig P., Leyrit H. *et al.* (2001)
- PAQUETTE J.-L., MONCHOUX P., COUTURIÉ M. (1995) - Geochemical and isotopic study of norite-éclogite transition in the European Variscan belt: implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochimica et cosmochimica Acta*, vol. 59, n° 8, p. 1611-1662.
- Pelletier H. (1980) - Les séismes en Auvergne. *Rev. Sc. Nat. d'Auvergne*, 46 (1-4), p. 27-35.
- PÉRICHAUD J.-J. (1967) - Les gisements métalliques de la haute vallée de la Sianne (Puy-de-Dôme., Cantal, Haute-Loire). DES, Clermont-Ferrand.
- PÉRICHAUD J.-J. (1970) - Les gisements métalliques du district à antimoine de Brioude-Massiac. Thèse Doctorat ès Sciences, Clermont-Ferrand.
- PÉTERLONGO J.-M. (1978) - Massif Central. Guides géologiques régionaux. Masson.

- PIN C., LANCELOT J. (1978) - Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif central : les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XX, n° 2, p. 203-208.
- PIN C. (1979) - Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse de III^e cycle, Montpellier.
- PIN C., LANCELOT J. (1982) - U/Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif central of its further metamorphic evolution. *Contr. Minéral. Pétrol.*, 79, p. 1-12.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) - Âges des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. II, n° 3, p. 461-469.
- PIN C., VIELZEUF D. (1988) - Les granulites de haute pression d'Europe moyenne, témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), IV, p. 13-20.
- PIN C., MARINI F. (1993) - Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos*, 29, p. 177-196.
- PIN C., PAQUETTE J.-L. (2002) - Le magmatisme basique calco-alkalin d'âge dévono-dinantien du Nord du Massif Central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sr-Nb. *Geodin. Acta*, 15, p. 63-77.
- ROCHER P. (1997) - Résultats des sondages géologiques réalisés dans trois maars du massif du Cézallier. Rapport BRGM R39927.
- ROGER G. (1967) - Sur une tectonique cassante affectant les sédiments oligocènes et les basaltes pliocènes des environs de Massiac, Cantal, Massif central. *C. R. Som. Séances Soc. Géol. Fr.*, fasc. II, p. 37-39.
- ROQUES M., VIALETTE Y., VACHETTE M. (1971) - Géochronologie du socle du Massif central. In : Symposium Jean Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français. Plein Air Service Ed., Clermont Ferrand, p. 269-289.
- RUPELLAN P.-Y., MOREAU M.-G., SIMON-COINÇON R., THIRY M. (2003) - Formations « sidérolithiques » du Lembron (Massif central) : paléoaltérations, paléoreliefs et datation. 9^e Congrès français de sédimentologie, livre des résumés. Publ. ASF, n° 38.
- SABATÉ P. (1968) - Étude pétrographique et structurale du socle cristallophyllien entre l'Allagnon et l'Allier, Massif central français. Thèse de III^e cycle, Clermont-Ferrand.
- SAWADOGO A. (1988) - Contribution à l'étude pétrographique, géochimique et structurale du socle sud-est du Cézallier (région de Bonnac). *Dipl. Géologie Pétrogr.*, Clermont-Ferrand.

- SUIRE J., DUTHOU J.-L. (1982) - Âge Rb/Sr à 503 Ma (Ordovicien inférieur) d'une anatexie « ancienne » dans le groupe leptyno-amphibolique de l'Artense (Massif central Français). *C. R. Acad. Sci.*, t. 295, p. 205 à 208.
- TEMPIER P. (1984) - Données géochimiques sur les formations du socle oriental du Cézallier. *Géol. Profonde Fr.*, thème 10. Doc. BRGM n° 81-10, p. 69-90.
- TEMPIER P., LEMOINE S. (1985) - La structure du socle oriental du Cézallier : témoins d'importants mouvements cisailants dans la formation située sous le groupe leptyno-amphibolique. *Géol. Profonde Fr.*, thème 10. Doc. BRGM, n° 95-10, p. 203-209.
- TESTARD J. (1974) - L'étain et les roches intrusives acides dans le socle oriental du Cézallier, Massif central français. Thèse de III^e cycle, Clermont-Ferrand.
- THONAT A. (1966) - Le volcanisme de l'Est du Cézallier et la vallée fossile de l'Allagnon. DES Clermont-Ferrand, 183 p.
- THONAT A. (1969) - Les basanites noires de l'Est du Cézallier et la fossilisation de l'ancien réseau hydrographique de l'Allagnon. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, vol. 35, p. 49-118.
- THONAT A. (1970) - Le volcanisme de la région d'Ardes-sur-Couze (Puy-de-Dôme). *Rev. d'Auvergne*, t. 84, n° 3, p. 205-234.
- THONAT A. (1971) - Découverte de trachy-andésites, de leuco-trachytes, de ponces, de phonolites et d'ordanchites dans le massif du Signal du Luguët, Cézallier, Massif central français. *C.R. Somm. Séances Soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, p. 262.
- THONAT A. (1971) - Découverte de cinérites et d'importants niveaux de brèches d'explosion dans le massif du Signal du Luguët, Cézallier, Massif central français. *C. R. Acad. Sci.*, t. 273, p. 2460-2463.
- THONAT A. (1981) - Un important volcanisme de type « maar » dans le massif du Signal du Luguët, Cézallier, Massif Central français. *C. R. Acad. Sci.*, t. 293, p. 717-720.
- THONAT A. (1983) - Données nouvelles sur la genèse des maars. *C. R. Acad. Sci.*, t. 296, p. 803-806.
- THONAT A. (1984) - Synthèse sur le volcanisme du Cézallier, Massif central français. *Géol. Profonde Fr.*, thème 10. Doc. BRGM, n° 81-10, p. 169-174.
- THONAT A., MASSELOT L., PÉTAT B., BONNET B., BROUSSE R. (1987) - Le volcanisme dans la région de Chassolle, Est-Cézallier. *Géol. Profonde Fr.*, n° 4, thème 10, t. 2, p. 145-155.
- THORNTON C.-P., TUTTLE O.-F. (1960) - Chemistry of igneous rocks [Part] 1, Differentiation index. *Amer. J. Sci.*, v. 258, 9, p. 664-684.

- THOMPSON R.-N., ESSON J., DUNHAM A.-C. (1972) - Major element chemical variation in the Eocene lavas of the Isle of Skye, Scotland. *J. Petrol.* 13, p. 219-253.
- TUNG S.-P. (1950) - The crystalline schists of lower Allagnon Valley, Central Massif of France. *Trav. Lab. Géol. et Minér.*, Fac. Sc. Clermont-Ferrand.
- VARET J. (1967) - Les trachytes et phonolites du Cantal septentrional. Thèse de III^e cycle, Paris-Sud (Orsay).
- VARET J. (1968) - Les phonolites agpaïtiques et miaskitiques du Cantal septentrional (Auvergne, France). *Bull. Volcanol.*, t. 33, 2, p. 621-656.
- VARET J. (1973) - Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. Thèse de doctorat ès sciences. Université Paris-Sud, Orsay.
- VEYRET Y. (1978) - Modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français. Thèse Université Paris I.
- VEYRET Y., BROUSSE R., DELIBRIAS G. (1978) - Première datation d'un épisode glaciaire récent dans le Massif central français. *C. R. Acad. Sci.*, t. 286, p. 1089-1092.
- VEYRET Y. (1980) - L'englacement quaternaire de la montagne auvergnate. *Rev. d'Auvergne*, t. 94, n° 1, p. 33-58.
- VIALETTE Y., PIN C., TEMPIER P. (1987) - Essai de datation U/Pb de l'orthogneiss de Saint-Alyre-ès-Montagne. *Géol. Profonde Fr.*, thème 10, t. 2, p. 29-32.
- VIDAL O., VASSEUR G., BAYER R. (1986) - Structure de la croûte supérieure varisque de la région du Cézallier (Massif central français) : apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), I, n° 5, p. 825-838.
- VILLEMANT B. (1979) - Étude géochimique des éléments en traces dans les séries volcaniques du Massif central. Thèse de 3^e cycle, Paris.
- VILLEMANT B., JORON J.-L., JAFFREZIC H., TREUIL M., MAURY R., BROUSSE R. (1980) - Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin : la série de la Chaîne des Puys (Massif central, France). II. *Géochimie. Bull. Mineral.*, 103, p. 267-286.

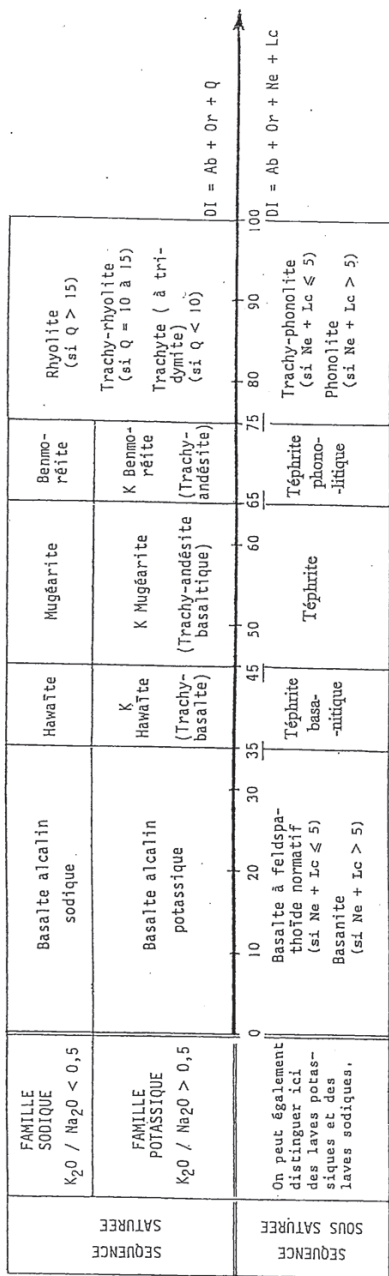
ANNEXES

	Laves à quartz et à feldspath (silice en excès)	Laves sans quartz à feldspath sans feldspathoïde (silice en équilibre)	Laves sans quartz à feldspath et à feldspathoïde (silice en déficit)	Laves sans quartz sans feldspath à néphéline (silice très déficitaire)
Laves à orthose et plagioclase	RHYOLITES	TRACHYTES	PHONOLITES	LEUCO-NÉPHÉLINITES
		BENMORÉITES		
Laves à plagioclase acide	DACITES	MUGÉARITES (oligoclase) HA WAÏTES (andésine)	TÉPHRITES	NÉPHÉLINITES
Laves à plagioclase sans orthose (ou très peu)		ANDÉSITES		
		BASALTES THOLÉITIQUES (ou calco-alcalins)	BASANITES	ANKARAITES

- *Basaltes tholéitiques (ou calco-alcalins)*. Le quartz n'est généralement pas exprimé minéralogiquement mais reste à l'état virtuel dans le verre.

- *Andésites*. Le plus souvent, le plagioclase basique (labrador) est présent dans les phénocristaux alors que la pâte renferme du plagioclase acide (andésine).

Classification minéralogique des laves



Classification chimique des laves de la série alcaline.

On porte sur une droite l'indice de différenciation (DI) de C.-P. Thornton et O.-F. Tuttle (1960) : $DI = Ab + Or + (Q \text{ ou } Ne + Lc)$ de la norme CIPW.

Des limites basées sur les valeurs du DI indiquent le domaine des différentes laves. Mais ces limites varient selon les auteurs. Celles adoptées ici ont été proposées par R.-N. Thompson, J. Esson et A.-C. Durham (1972) qui ont travaillé sur les laves de l'île de Skye (Écosse), là où précisément ont été définies les mugéarites et les bennomérites.

R.-C. Maury (1976) a proposé les noms de « k-hawaïite », « k-mugéarite » ... pour les laves potassiques concernées car, en toute rigueur, la classification en hawaïites, mugéarites, bennomérites n'est applicable qu'aux séries sodiques. Il a en outre précisé la teneur en quartz normatif (CIPW) des rhyolites, trachy-rhyolites et trachytes à tridymite.

Analyses chimiques	1 - Basanite indifférenciée (Puy Pendy)	2 - Basanite à nodules de péridotite (Mont Perche)	3 - Basanite riche en grosses olivines (Paillasserou)	4 - Basanite noire (Haute vallée de Sianne : 1 290 m)	5 - Basalte riche en grosses amphiboles (ruis. Boutarresse : 1 355 m)	6 - Basalte doléritique (Signal du Luguet)
SiO ₂	44,35	42,20	44,20	44,00	42,30	50,50
Al ₂ O ₃	11,45	16,70	12,30	11,20	12,30	16,15
Fe ₂ O ₃	7,45	5,95	4,75	6,00	12,45	5,60
FeO	6,35	5,90	6,89	7,20	3,20	5,65
MgO	11,35	11,30	14,30	11,75	6,90	7,30
CaO	10,80	10,50	10,30	11,25	11,80	8,10
Na ₂ O	4,25	3,35	3,10	3,10	2,75	3,70
K ₂ O	2,10	1,55	1,40	1,40	0,60	1,10
TiO ₂	1,30	1,90	3,00	2,60	3,80	1,85
P ₂ O ₅	1,05	0,85	0,00	0,95	1,00	0,30
MnO	0,15	0,15	0,19	0,15	0,15	0,20
H ₂ O ⁻	0,10	0,10	0,39	0,60	1,00	0,00
H ₂ O ⁺	0,00	0,20	0,05	0,00	0,90	0,05
Total	100,70	100,65	100,87	100,20	99,15	100,50
Références d'analyses	Clermont 5135	Clermont 5136	Clermont A 7844	Clermont 4687	Clermont 4947	Clermont 5563
Compositions normatives						
Quartz	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Néphéline	16,22	12,32	10,71	8,00	0,35	0,00
Orthose	12,42	9,17	8,28	8,28	3,55	6,51
Albite	5,99	5,58	6,45	11,44	22,59	31,27
Anorthite	5,94	25,91	15,48	12,49	19,42	24,17
Péridots	11,79	16,61	18,90	13,90	3,69	2,58
Pyroxènes	32,67	16,68	28,03	29,79	25,86	23,63
Minerais	13,27	12,24	12,59	12,84	19,61	11,64
Apatite	2,48	2,01	0,00	2,25	2,37	0,71
TOTAL	100,78	100,52	100,44	98,99	97,44	100,51
DI	34,63	27,07	25,44	27,72	26,49	37,78
Références A. Thonat	AT 20	AT 30	AT 140	AT 110	AT 40	AT 01 ^{bis}

Laves basaltiques (Cézallier)

Analyses chimiques	7 - Ordanchite (ruisseau de Boutaresse : 1 370 m)	8 - Phonolite (dôme - coulée La Souche Haute)	9 - Benmoréite (dôme dans le bois de Boutaresse : 1 361 m)	10 - Leuco-trachyte (dans pyroclastites acides)	11 - Trachy-rhyolite (grand dôme)	12 - Ponce trachy-rhyolitique (autour du grand dôme)
SiO ₂	53,80	61,20	56,85	64,95	64,90	63,60
Al ₂ O ₃	18,90	19,20	17,70	20,70	16,55	16,85
Fe ₂ O ₃	3,90	2,59	8,05	1,00	3,60	2,50
FeO	2,45	0,73	0,20	0,00	0,15	0,00
MgO	2,30	0,34	1,20	traces	2,00	0,60
CaO	4,05	1,60	3,55	0,70	1,80	2,05
Na ₂ O	5,25	7,00	5,55	6,75	5,20	4,30
K ₂ O	3,90	6,00	3,60	5,25	4,75	5,00
TiO ₂	1,75	0,70	1,30	0,10	0,65	0,30
P ₂ O ₅	0,50	0,00	0,80	0,10	0,15	0,15
MnO	0,15	0,19	0,05	Traces	0,05	0,10
H ₂ O ⁺	1,70	0,74	0,90	0,20	0,60	3,25
H ₂ O ⁻	1,20	0,26	0,55	0,00	0,10	0,35
Total	99,85	100,55	100,30	99,75	100,50	99,05
Références d'analyses	Clermont 4914	Clermont A 7816	Clermont 5069	Clermont 5072	Clermont 5068	Clermont 5073
Compositions normatives						
Quartz	0,00	0,00	3,50	4,40	10,11	14,57
Néphéline	0,80	6,32	0,00	0,00	0,00	0,00
Orthose	23,07	35,49	21,29	31,05	28,10	29,57
Albite	42,89	47,51	46,91	57,05	43,95	36,34
Anorthite	16,44	3,20	12,71	2,89	7,74	9,30
Corindon	0,00	0,00	0,00	2,84	0,00	0,94
Péridots	3,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pyroxènes	0,57	2,83	3,09	0,00	5,13	1,50
Minerais	8,26	4,21	10,12	1,10	4,45	2,90
Apatite	1,18	0,00	1,89	0,24	0,35	0,35
TOTAL	97,05	99,56	99,51	99,57	99,83	95,47
DI	66,76	89,32	71,70	92,50	82,16	80,48
Références A. Thonat	AT 25	AT 130	AT 50	AT 60	AT 55	AT 65

Laves différenciées (Cézallier)

ROCHES DU SOCLE (CÉZALLIER)

Analyses chimiques	1 - Paragneiss à biotite et sillimanite	2 - Orthogneiss de Saint-Alyre Anzat-le-Luguet	3 - Orthogneiss de Grenier-Montgon	4 - Leptynites holoeucocrates = méta-aplites	5 - Gneiss leptyniques (groupe C)	6 - Gneiss leptyniques (groupe K)
SiO ₂	69,07	70,52	72,00	76,75	71,17	72,35
Al ₂ O ₃	15,95	14,82	14,50	13,25	13,94	13,57
Fe ₂ O ₃	1,23	0,87	0,90	0,46	0,90	0,72
FeO	2,93	2,50	2,21	0,15	2,59	2,05
MgO	2,66	1,08	0,87	0,06	1,42	0,85
CaO	1,43	2,02	1,60	0,40	2,69	1,35
Na ₂ O	2,05	3,49	3,15	3,40	3,36	3,26
K ₂ O	2,30	3,56	3,87	5,37	2,84	4,88
TiO ₂	0,48	0,46	0,43	0,05	0,47	0,44
P ₂ O ₅	0,13					
MnO	0,05	0,06	0,05	0,01	0,06	0,03
H ₂ O*	1,51	0,56	0,89	0,36	0,47	0,41
H ₂ O'	0,13	0,05	0,05	0,07	0,03	0,12
Total	99,92	99,99	100,52	100,33	99,94	100,03
Références ↓	Chaillou, 1967	Mathonnat, 1983	Mathonnat, 1983	Mathonnat, 1983	Mathonnat, 1983	Mathonnat, 1983

- **Paragneiss à biotite et sillimanite.** D. Chaillou (1967) a indiqué la composition chimique moyenne de 3 échantillons de paragneiss. Compte tenu de leur hétérogénéité, il existe d'importants écarts dans les différentes analyses de ces roches. Néanmoins, celle qui est présentée reflète bien les caractéristiques moyennes du faciès.

- **Orthogneiss de Saint-Alyre/Anzat-le-Luguet.** M. Mathonnat (1983) a fait réaliser 24 analyses chimiques de cet orthogneiss, dont 12 sur la feuille Massiac, et a calculé leur moyenne qui est reproduite ici. Dans ces roches, les écarts entre les différentes analyses sont beaucoup moins importants que dans les paragneiss.

- **Orthogneiss de Grenier-Montgon.** Le même auteur a donné la moyenne de 2 analyses.

- **Leptynites holoeucocrates = méta-aplites.** Là encore, les valeurs indiquées représentent la composition moyenne de 2 échantillons (Mathonnat, 1983).

- **gneiss leptyniques (groupes C et K).** Dans ces roches, M. Mathonnat (1983) a individualisé trois groupes : « C » (teneur élevée en CaO), « K » (forte teneur en K₂O) et « divers ». En outre, il a donné la moyenne de 10 analyses pour le groupe C et de 9 pour le groupe K.

ROCHES DU SOCLE (CÉZALLIER)

Analyses chimiques	7 – Amphibolites (groupe T)	8 – Amphibolites (groupe X)	9 – Anatexites schisteuses à sillimanite	10 – Anatexites grenues à cordiérite	11 – Diatexites	12 – Granite filonien à deux micas
SiO ₂	49,80	50,45	63,80	66,95	71,25	73,30
Al ₂ O ₃	15,78	16,18	17,85	16,45	14,28	13,85
Fe ₂ O ₃	2,97	2,65	2,70	1,40	1,05	0,70
FeO	7,42	4,90	3,40	3,50	2,20	0,80
MgO	8,00	9,55	2,75	2,65	1,00	1,00
CaO	9,71	11,45	1,05	1,85	1,84	1,10
Na ₂ O	2,81	2,00	1,20	1,75	3,57	3,95
K ₂ O	1,06	1,04	2,45	2,45	3,66	3,20
TiO ₂	1,86	0,61	0,65	0,55	0,46	0,20
P ₂ O ₅			0,35	0,15		0,55
MnO	0,20	0,15	0,10	0,10	0,05	0,05
H ₂ O ⁺	0,73	1,00	3,10	2,00	0,38	1,00
H ₂ O ⁻	0,09	0,07	0,35	0,25	0,18	0,45
Total	100,43	100,05	99,75	100,05	99,92	100,15
Références ↓	Mathonnat, 1983	Mathonnat, 1983	Chaillou, 1967	Chaillou, 1967	Mathonnat, 1983	Testard, 1974

- **Amphibolites (groupes T et X)**. Après avoir distingué plusieurs groupes d'amphibolites, M. Mathonnat (1983) a calculé la moyenne de 8 analyses chimiques pour le groupe « T » (riche en TiO₂) et de 4 pour le groupe « X » (riche en Ca).

- **Anatexites schisteuses à sillimanite**. Dans la thèse de D. Chaillou (1967) figure l'analyse moyenne des anatexites schisteuses à sillimanite prélevées dans le coine NE de la feuille Massiac, aux environs de Lanau, dans la vallée de l'Allagnon, le long de la route N9.

- **Anatexites grenues à cordiérite**. Bien que ces roches ne se trouvent pas sur la carte de Massiac, nous ne les passons pas sous silence car elles affleurent à quelques centaines de mètres seulement de cette dernière et elles représentent un important faciès du métamorphisme du Cézallier. D. Chaillou (1967) a donné la composition chimique moyenne des échantillons prélevés dans la vallée de l'Allagnon, le long de la route N9 entre Lempdes et Léotoing.

- **Diatexites**. M. Mathonnat (1983) a fait réaliser 11 analyses chimiques de diatexites et a indiqué leur moyenne.

- **Granite filonien à deux micas**. Il s'agit du granite de Grèze (Cantal), au SSE de Molèdes, région où les granites filoniens sont les plus abondants sur la feuille Massiac (J. Testard, 1974).

Classement national	Substance(s)	Type	Paragénèse minérale	Gangue	Contexte géologique
07652X4001	As	champ filonien	mispickel, bismuthinite, chalcocopyrite, graphite, pyrite, marcasite, blende, stannite, covellite, pyrrothite	quartz, brèche	migmatites M'
07652X4003	Sb	filon	stibine, blende, marcasite, mispickel, pyrite, tétraédrite, chalcocopyrite, covellite, rutile, wolframite	quartz, calcite	paragneiss ζ'
07652X4004	As, W	filon	mispickel, scheelite, wolframite, cassitérite, covellite, chalcocopyrite, pyrrothite, pyrite, bismuthinite, Cu-gris, marcasite	quartz	paragneiss ζ'
07652X4005	As, W, Sn	filon	scheelite, wolframite, mispickel, cassitérite, pyrite, blende, chalcocopyrite, pyrrothite, Cu-gris	quartz	paragneiss ζ', leucogranites
07652X4006	Pb, Zn, Sb, As	filon	mispickel, galène, cassitérite, jamesonite, blende, pyrite, pyrrothite, boulangérite, stannite, chalcocopyrite, oxyde	quartz	paragneiss ζ', leptynites, microgranite
07652X4007	Sb	filon	stibine	quartz	migmatites
07652X4008	pyrite, As	champ filonien	mispickel, pyrite	quartz	paragneiss ζ'
07652X4009	pyrite, As	filon	mispickel, pyrite, stibine	quartz	paragneiss ζ'
07652X4010	pyrite, As	filon	mispickel, pyrite	quartz	paragneiss ζ'
07652X4011	pyrite, As	champ filonien	mispickel, chalcocopyrite, stannite, cassitérite, wolframite, pyrrothite, covellite, marcasite	mylonite, quartz	paragneiss ζ'
07652X4012	As	filon		quartz	migmatites M'
07652X4013	Fe	filon	goethite, limonite, hématite	quartz	migmatites recouvertes de basalite
07652X4014	As	filon	mispickel, covellite, bismuthinite	quartz	migmatites M'
07652X4015	lignite	stratiforme	lignite	argile	basalte/paragneiss ζ'
07652X4016	lignite, bitume	stratiforme	lignite, bitume, diatomite	schiste, argile	cinérites
07652X4017	lignite	stratiforme	lignite, pyrite, diatomite	cinérite, calcite	cinérites sur socle gneissique
07653X4001	Sb	filon	stibine, berthiériite, pyrite, marcasite, mispickel, blende, chalcocopyrite, limonite	mylonite, quartz	paragneiss ζ', leptynites
07653X4002	Sb, As	filon	stibine, mispickel, berthiériite	mylonite, quartz	paragneiss ζ'
07653X4003	Sb	filon	berthiériite, mispickel, stibine, pyrite	mylonite, calcite, quartz	gneiss leptynitiques
07653X4004	Sb	filon	stibine, mispickel, aurifère	quartz	orthogneiss OZA
07653X4005	Sb	filon	stibine, pyrite	quartz	paragneiss ζ'
07653X4006	Sb, As	filon	stibine, mispickel, pyrite, berthiériite, marcasite	brèche, quartz	orthogneiss OZA
07653X4007	Pb, Zn, As	filon	blende, pyrite, galène, mispickel, marcasite, chalcocopyrite, pyrrothite, cubanite, covellite, pyratérite, stannite, mackinawite	quartz	paragneiss ζ'
07653X4008	Sb	filon	stibine, mispickel, pyrite, Cu-gris, blende, chalcocopyrite, covellite	quartz, argile	paragneiss ζ'
07653X4009	Sb	filon	stibine, mispickel, pyrite	mylonite, quartz, calcite, barytine	paragneiss ζ'
07653X4010	Sb	filon	stibine, mispickel, pyrite, wolframite	mylonite, calcite	orthogneiss OZG
07653X4011	Sb	filon	stibine, oxyde		gneiss
07653X4013	pyrite, As	champ filonien	pyrite, mispickel, blende, marcasite, stibine	quartz	paragneiss ζ'
07653X4014	pyrite, As	filon	pyrite, marcasite, chalcocopyrite, covellite, rutile	quartz	orthogneiss OZA

Tabl. 1 - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Massiac

Classement national	Substance(s)	Type	Paragenèse minérale	Gangue	Contexte géologique
07653X4015	As	filon	mispickel	quartz	paragneiss ζ'
07653X4016	Sb	filon	stibine		orthogneiss OZA
07653X4017	Sb	filon	stibine		orthogneiss OZA
07653X4018	Sb	filon	stibine		paragneiss ζ'
07653X4019	Sb	filon	stibine, berthiériite, pyrite, mispickel, marcasite, chalcopyrite, Cu-gris	quartz, argile	paragneiss ζ'
07653X4020	Sb, As, Au ?	filon	stibine, berthiériite, pyrite, mispickel, marcasite, chalcopyrite, Cu-gris	quartz, argile	paragneiss ζ'
07653X4021	Sb, As	filon	stibine, berthiériite, pyrite, mispickel, chalcopyrite, Cu-gris	quartz, argile	paragneiss ζ'
07653X4001	Sb	filon	stibine, blende, pyrite, mispickel, berthiériite	mylonite, quartz	orthogneiss OZA
07654X4002	Sb, As	champ filonien	stibine, pyrite, mispickel, berthiériite, blende, Cu-gris, chalcopyrite		paragneiss ζ'
07654X4003	Sb	filon	stibine, berthiériite, pyrite, mispickel, blende	mylonite, quartz	paragneiss ζ'
07654X4004	Sb	filon	stibine, pyrite	mylonite, quartz	paragneiss ζ'
07654X4005	Sb	filon	stibine	quartz	paragneiss ζ'
07654X4006	Sb	filon	stibine, berthiériite	quartz	paragneiss ζ'
07654X4007	Sb	filon	stibine, berthiériite, oxyde, mispickel	quartz, calcite, mylonite	paragneiss ζ'
07654X4008	pyrite, Sb, Zn	filon	pyrite, blende, jamesonite, mispickel, chalcopyrite, Cu-gris, covellite	quartz	paragneiss ζ'
07654X4009	Sb	filon	stibine	quartz	paragneiss ζ'
07654X4010	Sb	filon	pyrite, stibine, oxyde	mylonite, quartz	paragneiss ζ'
07654X4011	Sb, As	champ filonien	stibine, pyrite, mispickel, berthiériite, blende, Cu-gris, chalcopyrite		paragneiss ζ'
07654X4012	Sb, As	champ filonien	stibine, pyrite, mispickel, berthiériite, blende, Cu-gris, chalcopyrite		paragneiss ζ'
07654X4013	Sb	filon	oxyde, sulfure, antimoine	mylonite, argile	gneiss
07654X4014	Sb	filon	oxyde, antimoine, fer	quartz, mylonite	migmatites M
07654X4015	Sb	filon	oxyde, antimoine, fer	quartz	paragneiss ζ'
07654X4016	Sb	filon	stibine, berthiériite, pyrite, blende, mispickel, Cu-gris	mylonite, quartz	orthogneiss OZA, leucogranite
07654X4017	Sb	filon	stibine, blende, pyrite, mispickel, bourmonite, jamesonite, Cu-gris, berthiériite	quartz	orthogneiss OZA, leucogranite
07654X4018	Sb	filon	stibine	quartz	orthogneiss OZA, leucogranite
07654X4019	Sb	filon	stibine	quartz	orthogneiss OZA, leucogranite
07654X4020	Sb	filon	berthiériite, stibine, mispickel, blende	quartz	orthogneiss OZA, leucogranite
07654X4021	Sb	filon	stibine	mylonite, quartz	orthogneiss OZA, leucogranite
07654X4022	Sb	filon	stibine, pyrite, mispickel	quartz	orthogneiss OZA, leucogranite

Tabl. 1 suite - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Massiac

Classement national	Substance(s)	Type	Paragenèse minérale	Gangue	Contexte géologique
07656X4001	Sb	filon	stibine, pyrite, mispickel, berthiériite, marcasite, Cu-gris, chalcopyrite	quartz	migmatites M
07656X4002	Pb, Zn, Ag	champ filonien	galène, blende, pyrite, pyrrotholite, chalcopyrite, cassitérite, marcasite, polybasite, stannite, mispickel, argent	quartz, barytine, dolomite, sidérose	migmatites M, leucogranite
07656X4003	As, Fe	champ filonien	mispickel, chalcopyrite, pyrrotholite, oxyde, fer, pyrite, étain	microgranite, quartz, mylonite	migmatites M
07656X4004	As, Fe	champ filonien	mispickel, pyrite, oxyde, fer, chalcopyrite, covellite, blende, pyrrotholite	quartz	migmatites M
07656X4005	Pb	filon	galène, pyrite, mispickel	mylonite, granite	migmatites M
07656X4006	kaolin	stratiforme	kaolin		brèches volcaniques B ?
07657X4001	Sb	filon	stibine	mylonite, quartz	orthogneiss O,G
07657X4002	Sb	filon	stibine	mylonite	orthogneiss O,G, paragneiss G
07657X4003	As, pyrite	filon	mispickel, pyrite, stibine	mylonite, quartz	Groupe A-δ
07657X4004	As	filon	mispickel, chalcopyrite	quartz	Groupe A-δ
07657X4005	As	inconnu	mispickel		Groupe A-δ
07657X4006	Sb	inconnu	stibine		Groupe A-δ
07657X4007	amiante	inconnu	amiante		péridolite serpentinisée
07657X4008	As	filon	mispickel	quartz	paragneiss G, leucogranite
07657X4009	As	filon	mispickel, lolingite	quartz	paragneiss G, leucogranite
07657X4010	W	filon	wolframite, mispickel, pyrite, scheelite, apatite	quartz	paragneiss G, leucogranite
07657X4011	As, Bi	filon	lolingite, mispickel, pyrite, bismuthinite, electrum	quartz	paragneiss G, leucogranite
07658X4001	Sb	filon	stibine, berthiériite, pyrite, mispickel, blende, chalcopyrite, antimoine, oxyde, covellite	quartz	paragneiss G, leucogranite
07658X4002	Sb	champ filonien	stibine, pyrite, mispickel, blende, oxyde, antimoine	mylonite, quartz, calcite	paragneiss G
07658X4003	Sb	filon	stibine, pyrite, blende	quartz, mylonite	paragneiss G
07658X4004	As, pyrite, W, Au	filon, stratiforme	mispickel, pyrite, chalcopyrite, wolframite, scheelite, molybdénite, or, lolingite, pyrrotholite, bismuthinite, Cu-gris, blende	quartz, calcite, mylonite	paragneiss G
07658X4005	As	filon	mispickel	quartz	paragneiss G
07658X4006	Sb	champ filonien	stibine	mylonite	paragneiss G
07658X4007	barytine, Pb, Zn	filon	bournonite, blende, pyrite, marcasite, chalcopyrite, chalcocite, covellite, pyrrotholite, mispickel, azurite, malachite, brochantite	quartz, mylonite	paragneiss G
07658X4008	Sb	filon	pyrite, mispickel, goethite, stibine	barytine, quartz	paragneiss G
07658X4009	Sb	filon	stibine, oxyde	quartz	paragneiss G
07658X4010	barytine	filon	barytine	mylonite, quartz	paragneiss G
07658X4011	Sb	champ filonien	stibine, pyrite, berthiériite, valentinite, blende, antimoine	barytine, quartz	paragneiss G
07658X4012	Sb	filon	stibine, pyrite, kermésite, blende	quartz, mylonite	paragneiss G

Tabl. 1 suite - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Massiac

Classement national	Substance(s)	Type	Paragenèse minérale	Gangue	Contexte géologique
07658X4013	Sb	filon	sibine, oxyde	mylonite, quartz	paragneiss ζ
07658X4014	Sb	filon	sibine	mylonite	paragneiss ζ
07658X4015	Sb	filon	sibine	mylonite	paragneiss ζ
07658X4016	Sb	inconnu	sibine		paragneiss ζ
07658X4017	sillimanite	inconnu			?
07658X4018	Sb	filon	sibine, pyrite, mispickel	quartz	paragneiss ζ
07658X4019	Sb	champ filonien	sibine, pyrite, blende	quartz, mylonite	paragneiss ζ
07658X4020	Sb	filon	sibine, pyrite	quartz, mylonite	paragneiss ζ
07658X4021	lignite	stratiforme	lignite		scories volcaniques du Pliocène
07658X4022	Sb	filon	sibine, berthièrite, pyrite, antimoine	quartz	paragneiss ζ
07658X4023	Sb	filon	sibine, pyrite, berthièrite, blende	quartz, mylonite	paragneiss ζ
07658X4024	Sb	filon	sibine	quartz	paragneiss ζ
07658X4025	Sb	filon	sibine, berthièrite, pyrite, mispickel, blende, chalcopyrite, covellite, antimoine	mylonite, quartz, calcite	paragneiss ζ
07658X4026	Sb	filon	sibine, pyrite, berthièrite, antimoine	quartz, mylonite	paragneiss ζ
07658X4027	Sb	filon	sibine, pyrite	quartz, mylonite	paragneiss ζ
07658X4028	Sb	filon	oxyde, antimoine	mylonite	paragneiss ζ
07658X4029	Sb	filon	sibine, berthièrite, mispickel, pyrite, blende, Cu-gris, bournonite, chalcopyrite	quartz, mylonite	paragneiss ζ
07658X4030	Sb	filon	sibine, mispickel, pyrite, chalcopyrite, blende, pyrrotite, berthièrite	quartz, mylonite	paragneiss ζ
07658X4031	As, pyrite, W, Au	filon-couche	mispickel, pyrite, wolframite, scheelite	quartz	paragneiss ζ1, leucogranite
07658X4032	As, pyrite, W, Au	filon-couche	mispickel, wolframite, scheelite, chalcopyrite, pyrite, löllingite, molybdénite, bismuthinite, electrum	quartz	paragneiss ζ1, leucogranite
07658X4033	As, Au	filon-couche	mispickel	quartz	paragneiss ζ1, leucogranite
07658X4034	As, W, Bi, Au	filon	löllingite, mispickel, wolframite, or, bismuthinite, pyrite, electrum	quartz	paragneiss ζ1, leucogranite
07658X4035	As, W	filon	mispickel, wolframite	quartz	paragneiss ζ1, leucogranite
07658X4036	pyrite, W, Cu	filon	wolframite, pyrite, chalcopyrite, or, bismuth	quartz, mylonite	paragneiss ζ1, leucogranite
07658X4037	As, Au	filon	mispickel, bismuthinite, chalcopyrite, pyrrotite, bismuth	quartz	paragneiss ζ1, leucogranite
07658X4038	As, Au, Ag	filon	löllingite, mispickel, pyrite, wolframite, scheelite, or, molybdénite, bismuthinite	quartz	paragneiss ζ1, leucogranite
07658X4039	Sb	champ filonien	sibine		paragneiss ζ
07658X4040	As	filon	mispickel	quartz	paragneiss ζ
07658X4041	As, W, Au	filon	löllingite, mispickel, wolframite, or, bismuth, bismuthinite	quartz	paragneiss ζ1, leucogranite
07658X4042	As	filon	mispickel	quartz	paragneiss ζ1, leucogranite

Tabl. 1 fin - Données géologiques concernant les gîtes et indices minéraux de la feuille Massiac

Classement national	X	Y	Z	Commune	Lieu-dit	Nature	Substance(s)	État et autres observations		
1	07652X4001	652,00	330,35	980	15	256	Vèze	(filons secondaires 2.3, 4, 5) Vèze (filons secondaires 2.3, 4, 5) La Forge (tour de la mine)	indice As	filons secondaires, inconnus ; à développer éventuellement pour l'or
2	07652X4003	655,75	334,85	960	63	006	Anzai-le-Lugnet		Sb	production totale de 150 t de stibine, probablement épuisé
3	07652X4004	652,45	332,70	1220	63	006	Anzai-le-Lugnet		gîte	sans intérêt économique pour As ; Au ?
4	07652X4005	651,50	339,90	1200	63	006	Anzai-le-Lugnet	Parrot	As, W, Sn	confondu avec Boutarresse (Besse-en-Chandesse) ?
5	07652X4006	653,50	334,30	1140	63	006	Anzai-le-Lugnet	Vins-Haut	Pb, Zn, Sb, As	à développer
6	07652X4007	656,45	334,50	860	63	006	Anzai-le-Lugnet	Les Communs	Sb	production de 13-14 t de stibine ; probablement non épuisés, à revoir
7	07652X4008	653,90	333,70	1100	63	006	Anzai-le-Lugnet	Les Graveleux	pyrite, As	travaux non retrouvés
8	07652X4009	654,30	333,30	1100	63	006	Anzai-le-Lugnet	L'usine	gîte	travaux comblés ; sans intérêt économique
9	07652X4010	655,15	333,55	1000	63	006	Anzai-le-Lugnet	Vens-Mège	pyrite, As	sans intérêt économique
10	07652X4011	654,25	334,80	1180	63	006	Anzai-le-Lugnet	Apcher	pyrite, As	sans intérêt économique ; Au ?
11	07652X4012	651,80	330,75	1100	15	256	Vèze	Moudet	As	peu reconnu ; à revoir pour Au ?
12	07652X4013	653,80	331,15	1305	15	126	Mokédes	Brèche de Ghinol	Fe	sans intérêt économique
13	07652X4014	652,70	331,10	1170	15	256	Vèze	Chanusclade	As	simple indice
14	07652X4015	652,25	334,50	1100	63	006	Anzai-le-Lugnet	Vens-haut Nord	indice	sans intérêt économique
15	07652X4016	649,70	339,30	1300	63	313	St-Alyre-ès-Montagne	La Boutarresse	gîte	n'a plus d'intérêt économique
16	07652X4017	652,70	336,00	1160	63	006	Anzai-le-Lugnet	Arbout	indice	sans intérêt économique
17	07653X4001	659,90	334,40	720	15	105	Leyvaux	Chaignepange	gîte	production de 300 t de stibine en 10 ans ; intérêt résiduel ?
18	07653X4002	659,95	334,85	660	15	105	Leyvaux	Le Breuil	Sb	production de l'ordre de 30 t à 20 % ; à revoir ?
19	07653X4003	661,55	335,00	660	43	182	St-Étienne-sur-Blesle	La Chireuse	gîte	production de 5 à 10 t de stibine ; faible intérêt économique
20	07653X4004	662,80	334,75	600	43	182	St-Étienne-sur-Blesle	Choulet-Ves-Geneste	Sb	faible production en 1899, forte anomalie géochimique (1000 gr Sb) ; intérêt résiduel ; à revoir pour Au, Ag
21	07653X4005	661,20	333,00	760	43	182	St-Étienne-sur-Blesle	Le Cros	Sb	prognostic économique défait ; à revoir ?
22	07653X4006	659,35	334,25	690	15	105	Leyvaux	Cantailhou	Sh, As	sans intérêt économique
23	07653X4007	658,00	332,30	910	15	098	Laurie	Soupirangues	indice	intérêt économique ?
24	07653X4008	656,70	334,80	900	15	105	Leyvaux	La Croix	gîte	à revoir ?
25	07653X4009	656,65	334,30	820	15	098	Laurie	Le Confluent	gîte	production très faible ; structure très mal connue ; intérêt économique ?
26	07653X4010	663,60	330,95	800	15	013	Aurieu-Église	Chadeire	indice	indice douteux sans intérêt économique
27	07653X4011	661,25	333,90	680	43	182	St-Étienne-sur-Blesle	La Fage	indice	indice totalement inconnu, à voir ?
28	07653X4013	656,85	334,45	800	15	105	Leyvaux	Le Barthouet Ouest	pyrite, As	2 petits filons parallèles distants de 50 m ; extension à voir
29	07653X4014	657,25	334,40	800	15	105	Leyvaux	Cote 801	indice	sans intérêt économique

Tabl. 2 - Localisation et état des gîtes et indices minéraux de la feuille Massiac

Classement national	X	Y	Z	Commune	Lieu-dit	Nature	Substantif(s)	État et autres observations
30	07653X4015	659,10	334,40	860	15 105 Loyvaux	Le Berthoumet Est	indice	intérêt économique ?
31	07653X4016	662,70	335,60	640	43 014 Aulrac	La Garde	indice	indice totalement inconnu
32	07653X4017	662,70	334,95	610	43 182 St-Etienne-sur-Blesle	L'Eglise	indice	indice totalement inconnu
33	07653X4018	662,25	334,15	620	43 182 St-Etienne-sur-Blesle	Le Pont	indice	mince filon sans intérêt économique
34	07653X4019	661,45	332,95	640	43 182 St-Etienne-sur-Blesle	Filon Rouchet-Lesert	indice	peu d'intérêt économique
35	07653X4020	661,25	332,75	720	43 182 St-Etienne-sur-Blesle	Filon noif Le Chassaigne	indice	à revoir pour Au ?
36	07653X4021	661,15	332,65	740	43 182 St-Etienne-sur-Blesle	Filon La Parrot	indice	probablement sans intérêt économique
37	07654X4001	666,25	339,55	520	43 247 Torsiac	Marmaisat le Ravin	gîte	production totale de 35 t de stibine (1887-1914, 1928) ; très faible intérêt résiduel
38	07654X4002	668,15	337,70	560	43 247 Torsiac	Tout va bien	gîte	production faible ; peu d'intérêt économique
39	07654X4003	663,50	333,65	640	43 182 St-Etienne-sur-Blesle	Pressac	gîte	production 3000 t de stibine; géochimie et sondages négatifs ; gîte important non épuisé sur l'aval ; 200 t de réserves ?
40	07654X4004	664,95	332,25	630	43 033 Blesle	Terrêt	gîte	production estimée à 250 t de stibine ; non épuisé; avai-pannage à voir
41	07654X4005	655,30	331,90	680	43 033 Blesle	Praide	indice	indice connu seulement par les archives ; pas ou peu d'intérêt économique
42	07654X4006	664,50	340,20	600	43 007 Araulles	Mailargues Sud	gîte	production de 6 t de stibine ; gîte mal connu, a priori à faible intérêt économique résiduel
43	07654X4007	664,40	336,55	560	43 033 Blesle	Le Massadou	gîte	veine de quartz bien minéralisée mais de faible puissance ; peu d'intérêt économique
44	07654X4008	667,90	336,10	520	43 033 Blesle	Ravin d'Aubert	indice	pyrite, Sb, Zn
45	07654X4009	665,30	332,25	680	43 033 Blesle	Le Ranquet	gîte	intérêt économique ? à revoir
46	07654X4010	669,55	331,20	580	43 119 Lavoute-sur-Loire	Bois des Loyes (Molgon)	gîte	minéralisation observable sur haldes ; intérêt économique ?
47	07654X4011	668,00	337,50	480	43 247 Torsiac	Aubeyrat (La Brugelles Sud)	gîte	production d'environ 15 t de stibine ; a priori à faible intérêt économique résiduel
48	07654X4012	668,90	339,00	500	43 247 Torsiac	Le Chambon (La Brugelles NE)	gîte	travaux anciens très mal connus ; a priori à faible intérêt économique résiduel
49	07654X4013	664,50	339,55	540	43 033 Blesle	Chambry	gîte	quelques oxydes de Sb dans les haldes ; pas ou peu d'intérêt économique
50	07654X4014	670,30	339,90	500	43 247 Torsiac	La Vieille Bastide	gîte	aurait fourni 2 t de minéral à 12%, non retrouvé ; à revoir
51	07654X4015	669,60	333,60	660	43 088 Espalem	La Penide	gîte	production de quelques t de minéral en 1890 ; haldes semblant être stériles ; à revoir
52	07654X4016	666,45	339,50	520	43 247 Torsiac	Marmaisat la Forge	gîte	production totale de 600 t de stibine ; non épuisé, mal connu pour Au-Ag ; à revoir
53	07654X4017	666,10	339,55	520	43 247 Torsiac	Marmaisat le Cerisier	gîte	peut filon légèrement minéralisé sans intérêt pour Sb ; Au ?
54	07654X4018	666,30	339,45	520	43 247 Torsiac	Marmaisat le Chêne	gîte	peut filon légèrement minéralisé sans intérêt pour Sb
55	07654X4019	666,45	339,40	520	43 247 Torsiac	Marmaisat filon Prodier	gîte	production estimée entre 10 et 50 t de stibine ; probablement non épuisé ; à revoir
56	07654X4020	666,50	339,55	520	43 247 Torsiac	Marmaisat le Treuf	gîte	production de 375 t de stibine ; non épuisé, mal connu pour Au-Ag ; à revoir ?
57	07654X4021	666,60	339,45	520	43 247 Torsiac	Marmaisat Auzel	gîte	production nulle ; pas ou peu d'intérêt économique
58	07654X4022	666,40	339,35	520	43 247 Torsiac	Marmaisat les Besseyres	gîte	2 petits filon croiseurs ; à revoir pour évaluation

Tabl. 2 suite - Localisation et état des gîtes et indices minéraux de la feuille Massiac

Classement national	X	Y	Z	Commune	Lieu-dit	Nature	Substance(s)	Etat et autres observations
59	07656X4001	653,45	328,55	880	15 001	Allanche	Chagnet Conche	gîte moyen, non épuisé; Au 7 : à revoir
60	07656X4002	655,60	329,10	800	15 126	Mobédes	Fournial	gîte très argentifère, insuffisamment reconnu, à revoir
61	07656X4003	655,30	330,05	900	15 126	Mobédes	Fondeville	bel indice, à revoir
62	07656X4004	652,60	330,30	900	15 126	Mobédes	Pont-de-Vèze	As, pyrite
63	07656X4005	655,20	328,00	800	15 126	Mobédes	Grèze	As, pyrite
64	07656X4006	656,50	322,40	1050	15 089	Ferrrières-St-Mary	Aulistet	sans intérêt économique
65	07657X4001	662,25	330,05	700	15 013	Auriac-Eglise	Riol	indice kaolin
66	07657X4002	662,95	329,85	700	15 013	Auriac-Eglise	La Rochette	production de 21 de stibine en 1907; insuffisamment reconnu, à revoir
67	07657X4003	660,60	328,05	820	15 013	Auriac-Eglise	Le Bouchet	production de 21 de stibine en 1930; insuffisamment reconnu, à revoir
68	07657X4004	661,50	326,40	800	15 127	Molompze	Les Gardes	très mal connu; intérêt économique, probablement incertain
69	07657X4005	661,10	325,40	700	15 127	Molompze	Pezeneyres (mine de Rouby)	reste à être étudié
70	07657X4006	662,50	324,80	760	15 127	Molompze	La Bastide	halides stériques; sans intérêt économique
71	07657X4007	658,90	323,40	920	15 043	Charmensac	Curze d'Audalnet	halides stériques; sans intérêt économique
72	07657X4008	663,10	323,45	650	15 022	Bonnac	Védrières Est	As
73	07657X4009	663,25	323,20	640	15 022	Bonnac	Charlent Ouest	As
74	07657X4010	666,40	323,15	650	15 022	Bonnac	Charlent Est	gîte
75	07657X4011	663,70	323,30	640	15 022	Bonnac	Sous-Védrières	gîte W
76	07658X4001	665,65	330,40	550	15 119	Massiac	Brugeyroux (Ouche)	gîte As, Bi
77	07658X4002	669,95	329,55	650	43 125	Lubilhac	Pied Brut	gîte Sb
78	07658X4003	670,10	329,15	640	43 125	Lubilhac	Le Dahu	gîte Sb
79	07658X4004	663,75	324,30	640	15 022	Bonnac	Caulour couche Ferbert inf.	gîte As, pyrite, W, Au
80	07658X4005	664,50	323,90	650	15 022	Bonnac	Ravin de Bonnac	As
81	07658X4006	665,55	322,35	800	15 203	St-Mary-le-Plain	Luzer = filons principaux	production de 150 t Sb; probablement épuisé ou à faibles réserves
82	07658X4007	669,75	329,45	700	15 125	Lubilhac	Les Anglais (Les Mines)	tests aux résultats médiocres, mais structure de plus de 2 km de longueur
83	07658X4008	666,55	329,05	660	15 119	Massiac	Vazerat	extraction de 20 t à 15 % Sb, réserves inconnues; à revoir et évaluer
84	07658X4009	667,00	328,65	620	15 119	Massiac	Les Varennes	petite production; intérêt économique mal défini, à revoir
85	07658X4010	668,45	328,65	110	15 119	Massiac	Ravin du Comte	intérêt économique inconnu; longue structure jalonnée de volantes
86	07658X4011	665,45	322,40	800	15 203	St-Mary-le-Plain	La Croix d'Astrie	production de 80 t Sb; petit gîte probablement sans réserves importantes; à revoir ?
87	07658X4012	666,45	321,90	800	15 203	St-Mary-le-Plain	Ravin de Sai	production de 30 t Sb; petit gîte probablement non épuisé, à réévaluer

Tabl. 2 suite - Localisation et état des gîtes et indices minéraux de la feuille Massiac

Classement national	X	Y	Z	Commune	Lieu-dit	Nature	Substance(s)	État et autres observations	
88	07659X4013	669,75	321,55	800	15 042	Chapelle-Laurent (La)	Le Rouret	gîte Sb	petite structure à faible intérêt économique
89	07659X4014	668,95	325,00	640	15 119	Massiac	Sabatiey	gîte Sb	peu d'intérêt économique ; à revoir ?
90	07659X4015	669,15	324,20	600	15 119	Massiac	Valette	gîte Sb	aurait produit 400 kg de minéral ; sans intérêt économique
91	07659X4016	668,60	326,90	690	15 119	Massiac	Puy Francon	gîte Sb	production nulle ou faible ; sans intérêt économique
92	07659X4017	667,30	327,70	580	15 119	Massiac	Boussetbourg	silicatés	les travaux BRGM (géochimie et sondages) ont montré qu'il subsistait une possibilité de réserves ; à revoir
93	07659X4018	669,60	329,40	720	15 119	Massiac	Flon Benedetti	gîte Sb	gîte subéconomique, croiseur du flon de Pied Brut
94	07659X4020	670,15	329,00	600	43 125	Lubilhac	Vernière	gîte Sb	la plus orientale des structures de Lubilhac, pas d'anomalie géochimique
95	07659X4021	665,90	332,20	940	15 203	St-Mary-le-Plain	Flon Chadurcet	gîte Sb	sans intérêt économique
96	07659X4022	665,95	330,60	550	15 119	Massiac	Suc de Luzer	indice	sans intérêt économique
97	07659X4023	665,80	330,45	550	15 119	Massiac	Flon Garbaldet (Ouche)	gîte Sb	production de 200 t de stibine avant 1905 ; petit gîte à potentiel résiduel inconnu
98	07659X4024	666,00	331,10	560	15 033	Cezens	Flon Gaweilote (Ouche)	gîte Sb	connu seulement par les archives ; sans intérêt économique
99	07659X4025	665,60	330,40	550	15 119	Massiac	Chantejail (Ouche)	indice Sb	totalement épuisé
100	07659X4026	665,45	330,20	550	15 119	Massiac	Flon Cattaneo (Ouche)	gîte Sb	production estimée à 400 t Sb ; peut-être non épuisé
101	07659X4027	665,30	329,85	550	15 119	Massiac	Flon Giro (Ouche)	gîte Sb	production de 200 t Sb ; peut-être non épuisé
102	07659X4028	666,15	328,75	550	15 119	Massiac	Ravin de Péline	indice Sb	sans intérêt économique
103	07659X4029	670,25	329,55	700	43 125	Lubilhac	Coctract	gîte Sb	production de plus de 2000 t de stibine ; gîte non épuisé ; aval-pendage totalement inconnu
104	07659X4030	670,15	329,55	690	43 125	Lubilhac	Vallevielle	gîte Sb	petit gîte non épuisé en profondeur
105	07659X4031	663,75	324,30	640	15 022	Bonnac	Caufour - couche du Col	gîte	plateaux le moins prometteur de la zone de Caulfour ; faible intérêt potentiel
106	07659X4032	663,75	324,30	640	15 022	Bonnac	Caufour couche Ferbet sup.	indice	plateaux de la zone de Caulfour ; à reprendre
107	07659X4033	663,75	324,30	640	15 022	Bonnac	Caufour - flon intermédiaire	indice	plateau le moins connu de la zone de Caulfour ; à revoir avec toute la zone
108	07659X4034	663,85	323,40	640	15 022	Bonnac	Le Rode	indice	veine de quartz de très faible puissance ; très faible intérêt économique
109	07659X4035	663,85	323,30	620	15 022	Bonnac	La Boite	indice	entrée de galerie dans une fracture ; haïdes à placages de mispickel ; pas ou peu d'intérêt économique
110	07659X4036	664,05	323,30	620	15 022	Bonnac	Rollet	indice	petite structure ; pas ou peu d'intérêt économique
111	07659X4037	663,95	323,25	615	15 022	Bonnac	Flon Androt (Le Masson)	indice	flon de quartz massif à sulfures ; à revoir
112	07659X4038	663,85	323,15	620	15 022	Bonnac	Flon Bardon (Nagegny)	gîte	flon de quartz massif à sulfures ; à revoir
113	07659X4039	665,90	322,85	800	15 022	Bonnac	Luzer flon Nord (n° 3)	gîte Sb	très mal connu ; à revoir ?
114	07659X4040	666,40	322,40	800	15 203	St-Mary-le-Plain	Luzer flon Est (n° 4)	indice	petit flon sans intérêt économique
115	07659X4041	663,85	323,10	660	15 022	Bonnac	Flon Costillon	indice	veine de quartz à intérêt économique incertain
116	07659X4042	664,10	322,95	650	15 022	Bonnac	La Boite SE	indice	petit flon de quartz à intérêt économique incertain

Tabl. 2 fin - Localisation et état des gîtes et indices minéraux de la feuille Massiac

ERRATA

Nord-Ouest de la carte

Dans la vallée du ruisseau du bois de Boutaresse, la partie amont des coulées de téphrite est demeurée en blanc, comme les formations superficielles qui la côtoient. En outre, il n'y a pas d'indication « ε » téphrite.

La coulée du volcan de La Traverse ne devrait pas être limitée par un trait rouge qui indique un point de sortie.

En amont du grand dôme-coulée, la route D724 traverse la Couze d'Ardes à 1 291 m d'après l'indication du point coté, et à 1 281 m si l'on se réfère aux courbes de niveau. En outre, la carte topographique au 1/25 000 place ici (dans le lit de la Couze) le col du Chamaroux ! Il va de soi que ce dernier se situe pas là mais plus au Sud-Ouest, peu avant l'embranchement du chemin qui mène à la ferme du Chamaroux.

Au Sud du Bosberly, lire Sb (stibine) au lieu de Li (lignite).

Sud-Ouest de la carte

Entre le domaine du volcan de Chavanon et celui du volcan des Tiougues, le socle n'apparaît pas dans la vallée : celle-ci est occupée par une coulée de lave.

Au Sud d'Allanche, trois petits volcans et une coulée de basalte ne sont pas colorés en bleu, mais en jaune. Même chose pour le petit point de sortie voisin du « Couderc d'Ourouze ».

À l'Est de Maillargues, au volcan en basalte aphyrique, le petit affleurement de scories n'est pas en rouge.

La coulée inférieure basaltique du petit volcan de Vélonnière est demeurée en blanc.

Au dyke de « Côte rouge » (Nord-Nord-Ouest du Baladour) les scories situées au Sud sont en jaune et le petit affleurement basaltique, localisé à l'Est, est en rouge.

À l'Ouest du Baladour, à la limite de la feuille de Saint-Flour, le remplissage cratérique (dont on ne voit qu'une toute petite partie) n'est pas en sédiments, mais en basalte. Il s'agit de la « Roche des Loutres », édifice bien connu dans la région.

Est de la carte

Il n'y a pas de migmatite à l'Est de Grenier-Montgon, à la limite des feuilles Massiac et Brioude.

Vers Grenier-Montgon, l'Oligocène descend plus bas.

La coulée supérieure de Lussaud, la Montagnoune, la grande coulée nord de Laurie, la coulée supérieure du volcan de Chavagnac ne sont pas en basalte à hornblende mais en basalte à olivine.

La coulée de La Chau (Sud-Ouest de Blesle), la coulée supérieure à l'Est de Blesle et la coulée au-dessus de Brugeilles constituent le prolongement (tout comme le Sud du Bos) de la grande coulée nord de Laurie (basalte à olivine) et devraient avoir la même couleur.

Sur le socle

Plusieurs filons minéralisés n'ont pas été imprimés (Artout, Auliadet, Luzer, Vins-haut...).

Légende de la carte

Lire « pyroclastites téphritiques » au lieu de « scories téphritiques ».

Lire « brèches vitreuses liées au dynamisme strombolien ».

Lire « anatexites schisteuses à sillimanite ».

Lire « diatexite à biotite ».

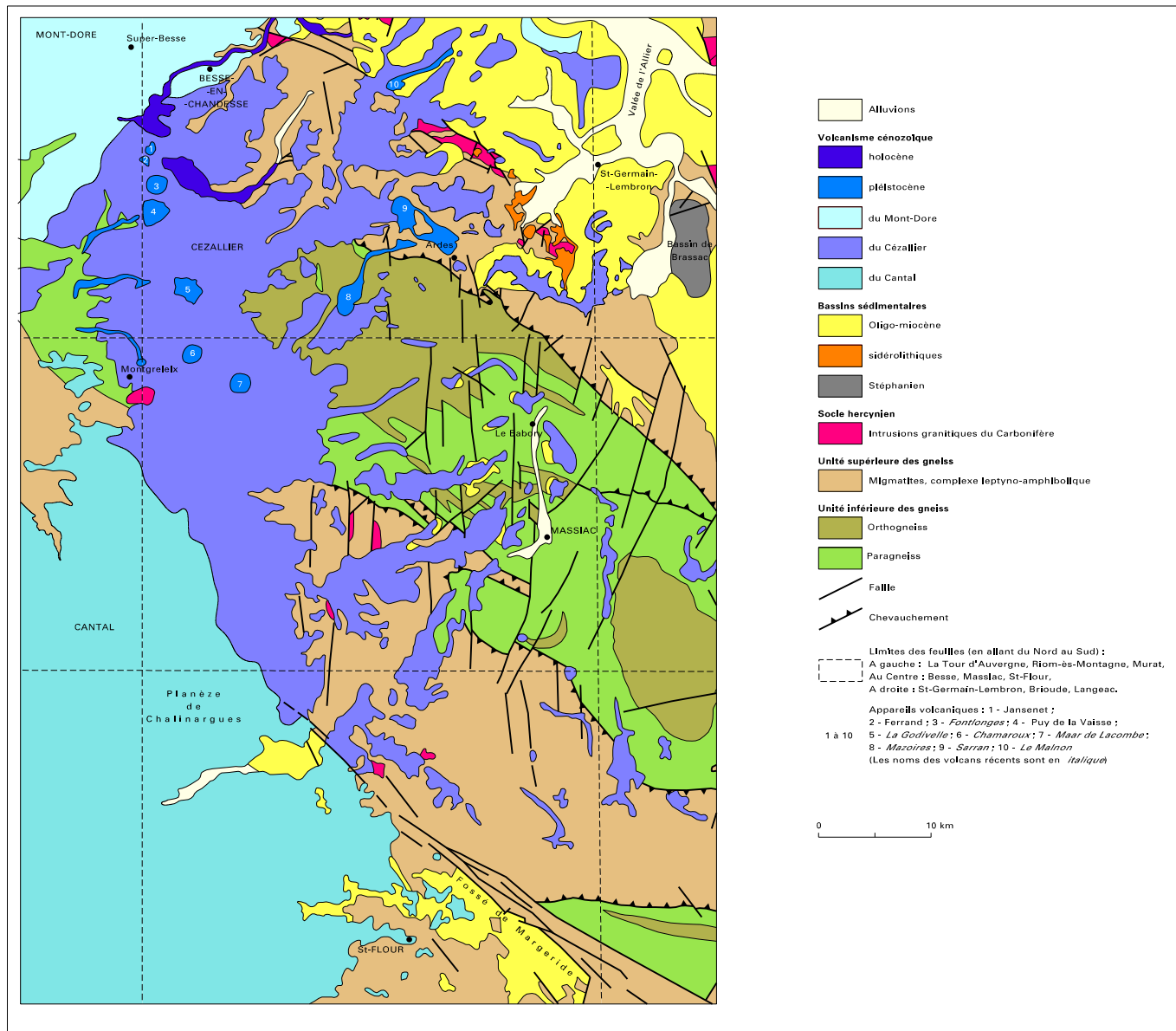


Fig. 1 – Schéma structural

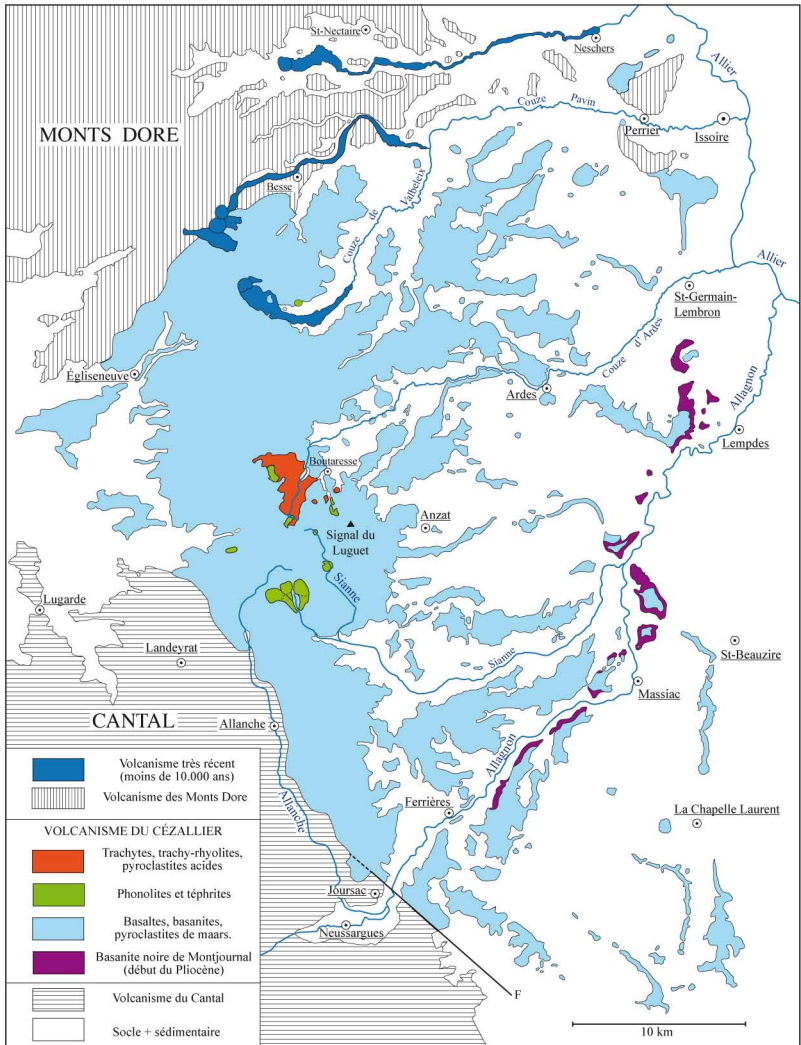


Fig.2 - Volcanisme du Cézaillier

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Échelle 1/50 000

