

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

**ST-GERVAIS-
D'Auvergne**

par

A.-M. HOTTIN, J.-P. BOIS, J.-J. PERICHAUD, D. D'ARCY

ST-GERVAIS-D'Auvergne

La carte géologique à 1/50 000
ST-GERVAIS-D'Auvergne
est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : AUBUSSON (N° 156)
à l'est : GANNAT (N° 157)

Evaux-les-Bains	Montaigut-en-Combrailles	Gannat
Aubusson	ST-GERVAIS-D'Auvergne	Aigueperse
Felletin	Pontgibaud	Clermont-Ferrand



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-GERVAIS-D'AUVERGNE À 1/50 000**

par

A.M. HOTTIN, J.J. PERICHAUD, J.P. BOIS, D. D'ARCY

1989

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

– *pour la carte* : HOTTIN A.M., BELIN J.M., BOIS J.P., DEYRIEUX G., MORICE E. (1989) – Carte géol. France (1/50 000), feuille SAINT-GERVAIS-D'AUVERGNE (668) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par HOTTIN A.M., PÉRICHAUD J.J., BOIS J.P., D'ARCY D. (1989), 66 p.

– *pour la notice* : HOTTIN A.M., PÉRICHAUD J.J., BOIS J.P., D'ARCY D. (1989). Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille SAINT-GERVAIS-D'AUVERGNE (668) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 66 p. Carte géologique par HOTTIN A.M., BELIN J.M., BOIS J.P., DEYRIEUX G., MORICE E. (1989).

© BRGM, 1989. 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 écrite préalable de l'éditeur.

N° ISBN : 2-7159-1668-X

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOLOGIQUE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>TERRAINS CRISTALLINS ET VOLCANIQUES CARBONIFÈRES</i>	6
Domaine occidental	6
Roches métamorphiques	6
Roches éruptives	11
Terrains viséens	21
Roches filoniennes	24
Domaine oriental	25
Roches métamorphiques	25
Roches éruptives	27
Mylonites ductiles de Ste-Christine	34
Terrains viséens	37
Roches filoniennes	37
<i>TERRAINS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES DU SILLON HOULLER</i>	39
Complexe volcanique viséen	39
Volcanisme stéphanien	40
Ensemble volcano-sédimentaire stéphanien	41
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	43
<i>VOLCANISME QUATERNAIRE</i>	43
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	43
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	45
<i>ÉVÉNEMENTS MÉTAMORPHIQUES ET TECTONOMAGMATIQUES. HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	45
<i>FRACTURATION</i>	47
Domaine occidental	47
Domaine oriental	48
<i>STRUCTURES CIRCULAIRES OBSERVÉES EN PHOTOGÉOLOGIE</i>	49
RESSOURCES DU SOUS-SOL	49
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	49
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	52
<i>CARRIÈRES</i>	56
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	57
<i>TABLEAUX D'ANALYSES ET DES PARAGENÈSES</i>	57
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	63
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	66
AUTEURS DE LA NOTICE	66

INTRODUCTION

Le territoire couvert par la feuille St-Gervais-d'Auvergne se situe principalement dans le département du Puy-de-Dôme et pour la partie septentrionale, dans celui de la Creuse.

Morphologiquement, il existe un contraste entre la partie située à l'Ouest du Sillon houiller où le plateau arverno-limousin descend en pente douce depuis une altitude voisine de 700 m au Sud et à l'Est (région de Biollet-Espinasse) jusqu'à environ 500 m au Nord-Ouest et la partie orientale où l'altitude de ce plateau avoisine toujours 700 m ; le massif de Charensat (culminant à 745 m au Sud d'Espinasse) constitue la ligne de partage des eaux entre les affluents du Cher et ceux de la Sioule. Dans le domaine occidental peu accidenté, les rivières entaillent peu le paysage, mis à part le Cher, la Pampeluze et son affluent au Nord-Ouest de St-Maurice. Dans cette région prédominent les prairies et quelques cultures. Des étangs (Chancelade, Vergne-Labouesse et Étang-Neuf) occupent des zones recouvertes de formations superficielles argileuses. La forêt de Drouille au Sud-Est de Dontreix est connue pour ses rochers granitiques ; dans le bois de la Brousse (Sud-Est de Roche-d'Agoux) on peut suivre les vestiges d'une ancienne voie romaine longeant approximativement les filons de quartz ; cette coïncidence n'est peut-être pas fortuite et peut laisser supposer un lien avec des minéralisations susceptibles d'être associées à cette zone filonienne.

Le domaine oriental, profondément entaillé par le Sioulet et la Sioule, a une vocation touristique (viaduc des Fades, retenue d'eau des Ancizes-Confolant, mines du château d'Ambur coiffant une butte basaltique) et industrielle (complexe des Ancizes-Comps, barrages de Confolant, des Fades et de Queuille). Sur le plan minier, les filons minéralisés de la Sioule constituent une zone de transition entre le faisceau minéralisé de Pontgibaud au Sud et le secteur de Châteauneuf-les-Bains au Nord. Les filons de fluorine des Isserts et de Confolant prolongent ceux du secteur de St-Jacques-d'Ambur et constituent un attrait pour les collectionneurs.

APERÇU GÉOLOGIQUE

La feuille Saint-Gervais-d'Auvergne est sur le trajet du grand Sillon houiller du Massif central, de direction générale SSW-NNE et qui apparaît ici comme une succession de compartiments délimités par l'érosion et/ou par des séries d'accidents en relais ; l'étude tectonique et stratigraphique détaillée du Sillon houiller (depuis la région de Pontaurum au Sud de la feuille, jusqu'à St-Éloy-les-Mines), par J.P. Bois *et al.* (1983) a montré la présence de roches volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires du Viséen supérieur et du Stéphanien ainsi que de sédiments tertiaires, localement masqués par des formations superficielles diversifiées. Étant donné le rejeu horizontal estimé (environ 80 km) de ce grand accident, la feuille est séparée en deux domaines bien distincts qui seront décrits séparément.

Dans le domaine occidental (qui couvre environ les 2/3 de la coupure) affleurent la partie orientale du granite de Guéret, en contact avec les ana-

textites à cordiérite (aubussonnites) prolongeant celles que l'on trouve au Sud sur la feuille Pontgibaud, et le massif granitique de Charensat d'orientation proche de NW-SE qui semble jalonner le contact entre les anatexites à cordiérite et le granite de Guéret. En bordure du Sillon houiller, des granites porphyriques à biotite différents du granite de Guéret, sont dans le prolongement méridional du complexe de Montmarault, affleurant sur les feuilles Montluçon, Montmarault et Montaigut-en-Combraille, avec lequel ils présentent des affinités pétrographiques et géochimiques. Au Nord-Ouest les formations viséennes du bassin de St-Maurice près de Pionsat—Charron délimité par des accidents de direction sud-armoricaine correspondent à la terminaison sud-est du bassin de Chambon—Évaux-les-Bains. Une importante structure filonienne à quartz, orientée N 35° E, au Sud de la feuille entre Tralaigues et Parinet, est relayée par des accidents subméridiens jusqu'à Biollet et s'oriente ensuite NW-SE (filons de St-Maurice près de Pionsat—Biollet).

Dans le domaine oriental, les migmatites à cordiérite comportent comme au Sud (coupure Pontgibaud), de nombreuses intrusions d'un granite à grain fin à biotite qui borde en outre le massif granitique composite de St-Gervais-d'Auvergne (étudié par J.M. Belin, 1983). Au Sud-Est affleurent les tufs viséens de la série de Manzat (étudiés par G. Vennat, 1982). Au Nord-Est, le massif granitique composite de St-Gervais-d'Auvergne est en contact avec la série métamorphique de la Sioule (gneiss et migmatites de la synforme du Pont de Menat, au Nord) et affecté comme celle-ci par le cisaillement dextre de Ste-Christine (en relation avec le cisaillement sud-armoricain). Au Sud-Est, les basaltes du château d'Ambur et de Mazal appartiennent à la chaîne des Puys.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS ET VOLCANIQUES CARBONIFÈRES

Domaine occidental

Roches métamorphiques

ζ_s^{1-2} . **Gneiss à biotite, sillimanite (\pm cordiérite, \pm grenat).** Cette formation (prolongeant les gneiss à biotite-sillimanite affleurant au Nord sur la feuille Montaigut-en-Combraille) est représentée à l'extrême Nord dans le bois de Pionsat. De bons affleurements sont visibles dans les chemins forestiers, notamment dans le bas du chemin SW-NE partant de la borne 798 et rejoignant la D 227, environ 700 m à l'Ouest des Bouchauds. Il s'agit d'un gneiss montrant une schistosité S_1 oblique sur la stratification (matérialisée par une alternance de niveaux micacés, quartzo-feldspathiques et quartzitiques); la biotite est abondante, la muscovite apparemment secondaire remplace d'anciens silicates d'alumine (sillimanite et/ou cordiérite) et cristallise selon S_2 ; accessoirement: apatite, rutile, zircon et tourmaline. Très localement on peut observer un début d'anatexie. Ces gneiss sont généralement affectés par une silicification et une altération hydrothermale intenses avec cristallisation d'abondante muscovite secondaire; ces phéno-

mènes sont par ailleurs associés à une anomalie géochimique en Pb et Zn, jalonnant un accident SW-NE.

ζ λ s. **Gneiss leptyniques à biotite, grenat et sillimanite.** Au moulin des Vestizons affleure un faciès particulier de gneiss leptynitiques alternant avec des mobilisats leucocrates à taches centimétriques de cordiérite. Les passées gneissiques montrent des niveaux millimétriques \pm réguliers à sillimanite et biotite, des taches millimétriques à biotite et des grenats (environ 1 mm) dans un fond leucocrate. En lame mince, la texture est granoblastique polygonale, quartz en plages étirées, microcline méso-perthitique prédominant, plagioclase acide, sillimanite associée à de la biotite rouge, grenat poëcilitique incluant du microcline et montrant localement une déstabilisation en biotite claire et sillimanite, souvent associé à du spinelle vert zincifère lui-même inclus dans de la muscovite.

Ce gneiss représente probablement un témoin de métamorphisme granulitique.

M ζ c. **Métatexites à cordiérite.** D'aspect gneissique à amygdales leucocrates quartzofeldspathiques, ces migmatites constituent, à l'Est de l'étang du Chevalet, entre Charensat et Termes, un panneau orienté NE-SW, limité par des accidents au Sud et à l'Est. Elles affleurent le long des sentiers rejoignant Parinet à l'étang du Chevalet et près de la route allant de May à la D 13 (au bord d'un nouvel étang, 750 m avant May).

Dans cet ensemble hétérogène, on observe tous les termes de passage entre des gneiss alumineux à biotite, sillimanite, cordiérite et grenat et des faciès mobilisés marquant le passage aux diatexites.

M c ². **Diatexites à cordiérite.** Ces roches prolongent les anatexites de la feuille Pontgibaud, entre les deux apophyses du massif granitique de Guéret : le passage au granite est progressif à l'Ouest ; à l'Est le contact est jalonné par des filons de quartz. Elles sont très typées de teinte sombre, bleutées lorsqu'elles sont fraîches, virant au brun jaunâtre par altération et donnant une arène brunâtre caractéristique ; la biotite est abondante, la cordiérite se présente en prismes ou en nodules de taille variable (souvent pluricentimétriques) constituant des amas orientés ou disposés de manière équante dans un fond quartzofeldspathique. Elles peuvent renfermer des restites de gneiss ou de métatexites d'importance variable.

Principaux affleurements :

- au Sud, entre Peuvier et Tralaigues, notamment dans un ancien grattage à la sortie ouest de Farges ;
- à l'Est de Freteix ;
- le long de la D 60 : ancienne « carrière » de roche arénisée au Nord de la bifurcation vers « Chez Gouyoux » ;
- bois de la Besse et entre les Juillards et Longueville, au Sud de la forêt de Drouille ;
- enclave dans le granite de Charensat au Nord-Est de Martinon ;
- le long du ruisseau Vergne-Labouesse : faciès très variés de diatexites tachetées, localement litées, d'anatexites granitoïdes à cordiérite à enclaves

de métatexites, associés à une granodiorite sombre à biotite et grenat abondant inclus dans les plagioclases ;

– bois de Pionsat : diatexites tachetées à passées gneissiques ;
– bande SSW-NNE entre St-Julien-la-Geneste et Gouttières, limitée par des accidents parallèles au Sillon houiller : localement le faciès est proche des métatexites (le long de la D 18) ; au Sud de cette route, le long d'un chemin forestier contournant le sommet 742, on trouve une roche totalement hydrothermalisée d'aspect noduleux à cordiérite, grenat et biotite rétro-morphosés.

M₃b. Migmatites à biotite. Allant des métatexites aux diatexites (qui n'ont pas été distinguées), ces roches sont peu représentées sur la carte :

– à l'Ouest du Sillon houiller, de part et d'autre de la RN 687 jusqu'à Tingaud : roches claires (beiges à dorées) avec biotite planaire dans un fond quartzo-feldspathique à plagioclase acide et microcline ; au Sud de Grégottier elles sont associées à un granite d'anatexite leucocrate ; en face de la briqueterie, à l'extrême Sud, elles ont l'aspect de diatexite à lits biotitiques contournés et passent à un granitoïde fin leucocrate et planaire ;

– bande St-Julien-la-Geneste—Gouttières : affleurements de diatexites planaires à la bifurcation de la D 90 vers la Fayette et à 150 m au Nord de la D 90.

M₃c. Anatexite granitoïde à cordiérite. La transition diatexites à cordiérite—granite de Guéret est marquée par deux phénomènes : d'une part association étroite des diatexites avec des faciès granitiques à biotite, visible à l'échelle de l'échantillon (sorte de litage entre des passées à biotite et des passées riches en cordiérite) et à l'échelle des affleurements (passage rapide d'une diatexite à un granite), d'autre part présence d'une anatexite granitoïde orientée très riche en cordiérite (cristaux bleuâtres automorphes). En lame mince : texture grenue hypidiomorphe localement porphyrique, plagioclase subautomorphe (oligoclase moyen), feldspath potassique pœcilitique (inclusions de plagioclase et biotite), quartz, biotite et cordiérite intimement associés, sillimanite incluse dans la cordiérite. Ce faciès de transition a une composition chimique variable (en particulier pour K²O, FeO et MgO) se rapprochant des granites à cordiérite, enrichie en potassium par rapport aux diatexites (analyses 10, 12, 13, tableau I ; fig. 1 et 2).

L'association diatexites—granite à biotite est fréquente au Sud-Ouest de la feuille (prolongement de la zone Tralaigues—Anjoux sur la feuille Pontgi-baud).

Le faciès d'anatexite granitoïde à cordiérite affleure :

– au Sud-Ouest de la feuille (région de Fontenailles : nombreux blocs provenant d'une ancienne carrière dans un bosquet sur la droite du chemin joignant la D 13 à St-Bard au Sud-Est) ;

– le long de la bande d'anatexites de St-Julien-la-Geneste ;

– en bordure du Sillon houiller (chemin N-S partant du coude de la D 60 E vers Jouhet) ;

– au Nord-Ouest du bois de Pionsat ;

– en enclaves importantes dans le granite (panneaux plurikilométriques) : au Nord, à l'Ouest et au Sud-Ouest de Dontreix (affleurements au Nord-Est

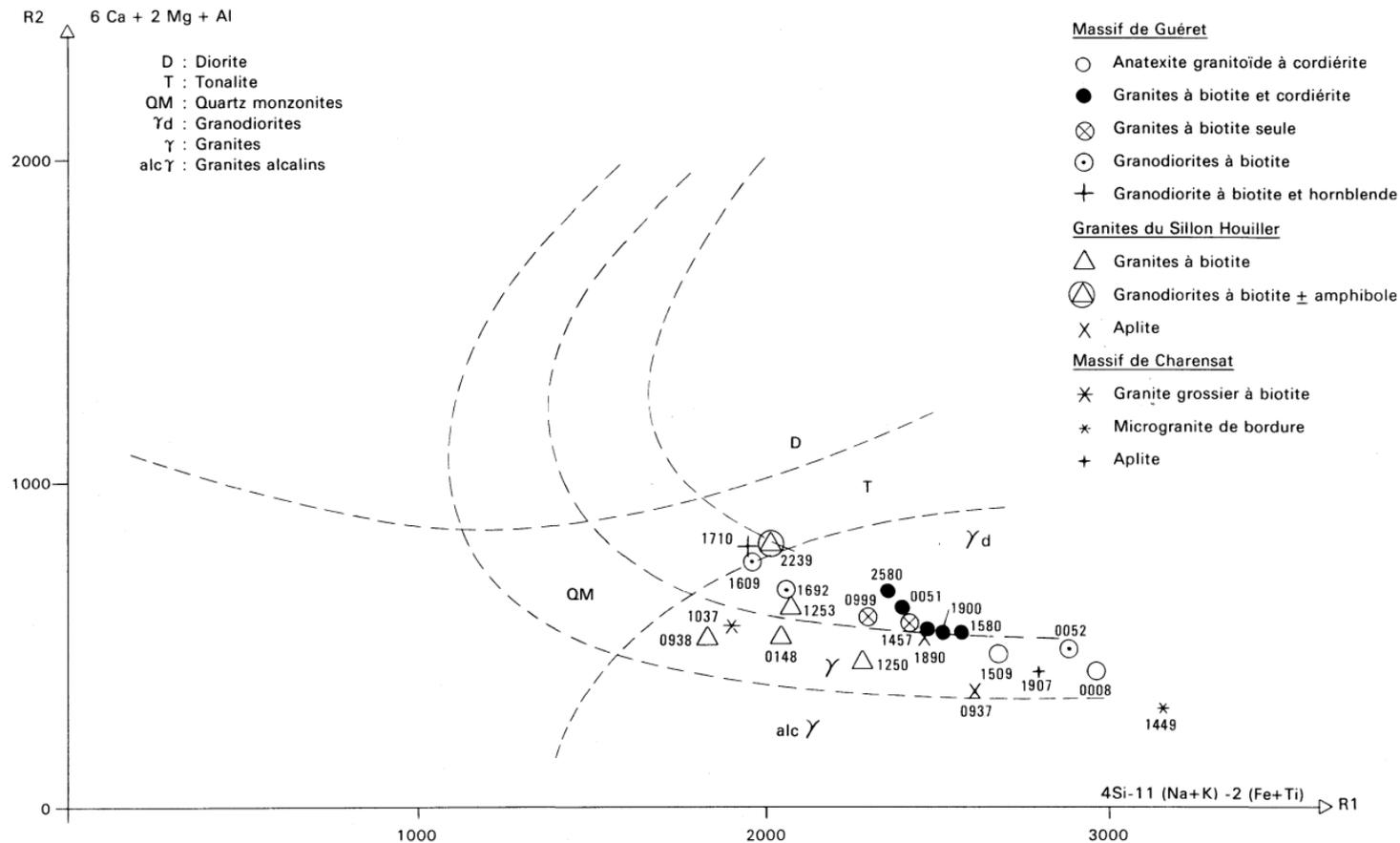


Fig. 1 - Position des granitoïdes de Guéret, de Charensat et du Sillon houiller dans le diagramme R1/R2

(H. de la Roche et *al.*, 1980)

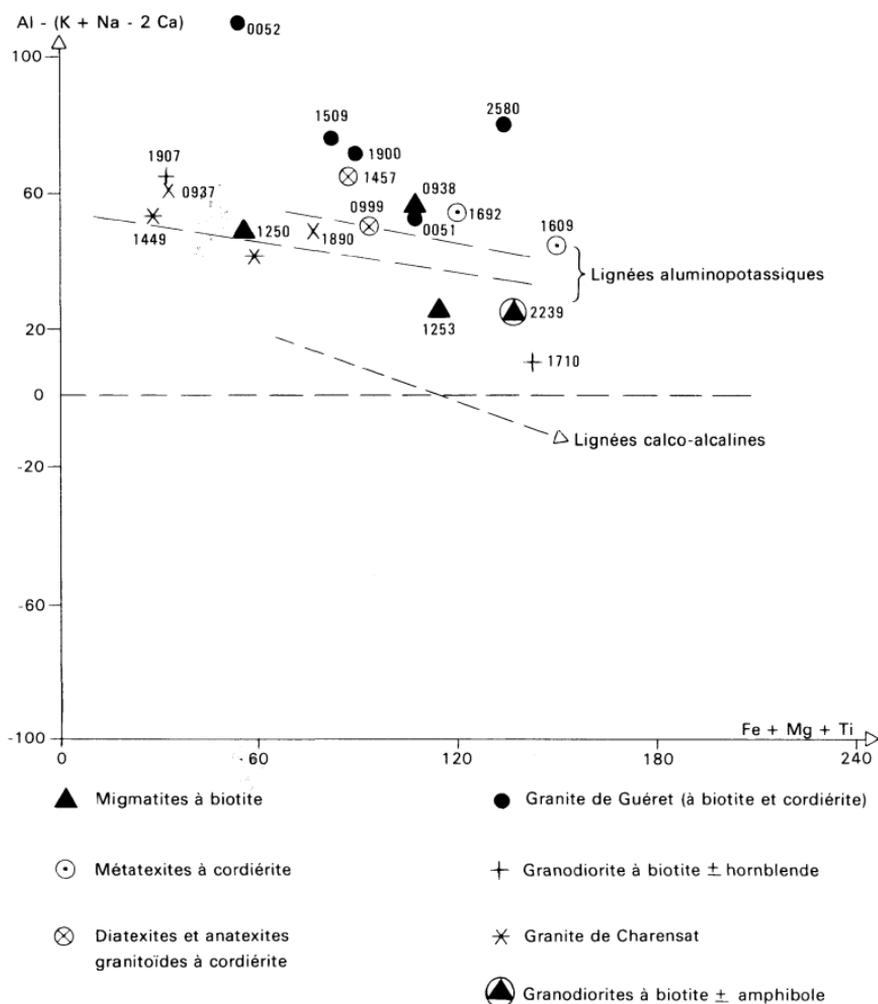


Fig. 2 - Position des migmatites et des granites de Guéret et de Charensat dans le diagramme de Debon et Le Fort (1982)

de Frédéal) ; au Sud du Pont de Courteix (carrière exploitée de la D 988) ; au Nord du granite de Charensat (entre Fougerolle et les Conchons) ; au Sud de Taulière-Bréguiroux, au Nord-Est de Villosanges (ruisseau Barge) et autour de Peleix (2 km au SSW de Bussières).

Des roches ultrabasiques, non représentées sur la carte, ont été observées par la compagnie COGEMA dans un ancien grattage pour or, sur le trajet du filon de quartz des Terrades (environ 1 km à l'Ouest de Gouttières).

Roches éruptives

● Massif granitique de Guéret

γ^4 . **Granodiorite à biotite ou à biotite et hornblende.** Ce faciès grossier affleure au Sud-Ouest de la feuille dans 3 secteurs : le Pouyal, les Hériaux, et moulin de Périneix.

C'est une roche sombre à gros grain riche en biotite (\pm amphibole) et surtout plagioclasique. En lame mince : texture grenue hypidiomorphe porphyrique ; plagioclases automorphes zonés parfois groupés en synnesis à cœur basique toujours saussurité, microcline perthitique subautomorphe poecilitique (inclusions de plagioclase, biotite et quartz), quartz \pm déformé, biotite en gros cristaux subautomorphes ou en agrégats interstitiels, amphibole souvent associée à la biotite et pouvant contenir des reliques de clinopyroxène (secteur des Hériaux au Sud-Ouest), allanite, apatite, zircon et oxydes. Minéralogie et texture sont en tous points comparables à celles du granite de Crocq (feuilles Felletin et Pontgibaud).

Sur le plan géochimique, ces faciès granodioritiques (fig. 1) révèlent un caractère ferromagnésien et calcique, tout en étant riches en alcalins ($K_2O \leq 4,85\%$) par rapport à la teneur en SiO_2 (analyse 8, tableau I) qui, dans les diagrammes représentatifs, les rapprochent du domaine « cafémique » (fig. 2) et en particulier de la lignée calco-alcaline (fig. 3).

La composition des biotites ($Al_2O_3 \simeq 15\%$ $MgO \leq 11\%$) comparable à celle du granite porphyrique γ^3_{bH} , tombe dans le domaine des séries magnésio-potassiques, près de la limite des biotites des séries calcoalcalines (fig. 4). L'amphibole est une actinote. Le clinopyroxène relique se place à la limite augite-salite.

A la Johannade a été trouvée une enclave décimétrique de diorite quartzique à biotite et amphibole, dans la granodiorite à biotite.

γ^4_b . **Granodiorite sombre orientée à biotite.** Toujours spatialement associée aux anatexites granitoïdes à cordiérite mais sans que l'on puisse jamais observer le contact, ce faciès présente une certaine variabilité (granulométrie, pourcentage de biotite, présence ou non de cordiérite, généralement très rare).

Au Sud-Ouest, en bordure du massif. Affleurement de la carrière de Beau-blange : granodiorite riche en biotite (10-15%) orientée ou en nids, à plagioclases automorphes roses, rare feldspath potassique et quartz. En lame mince : plagioclases zonés (An 25-An 31), feldspath potassique incluant des biotites et des plagioclases, quartz en plages déformées plus ou moins recristallisées, biotite abondante rarement automorphe, apatite et zircon. Sur le plan chimique elle tombe dans le champ des granodiorites (analyse 7, tableau I ; fig. 1, 2, 3). Ce faciès est un peu comparable à la granodiorite affleurant sur la feuille Pontgibaud près de la Siauve, mais il ne renferme pas de cordiérite et il est légèrement plus alcalin et moins calcique. Les biotites, alumineuses ($Al_2O_3 = 19\%$) et peu magnésiennes ($MgO = 9,8\%$), tombent

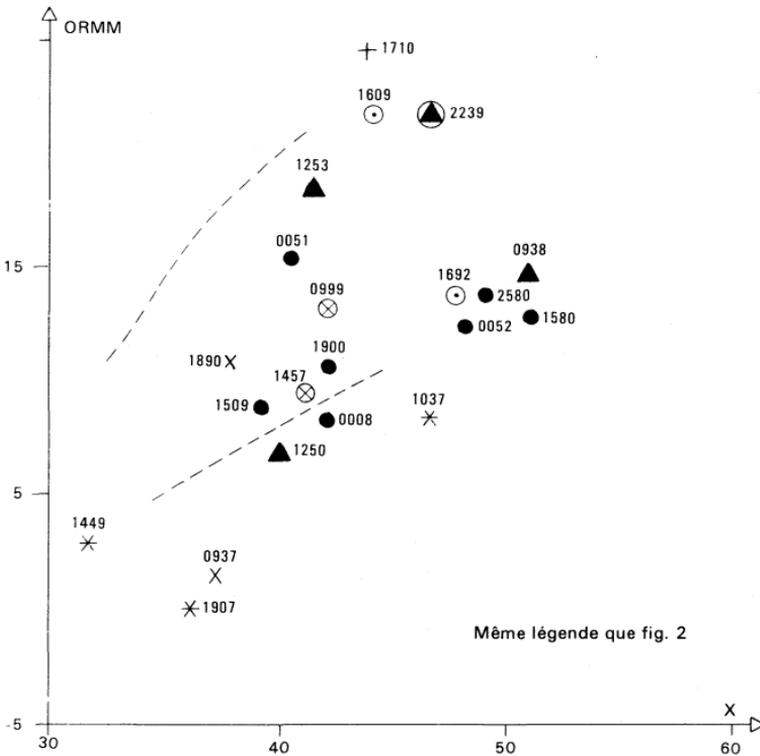
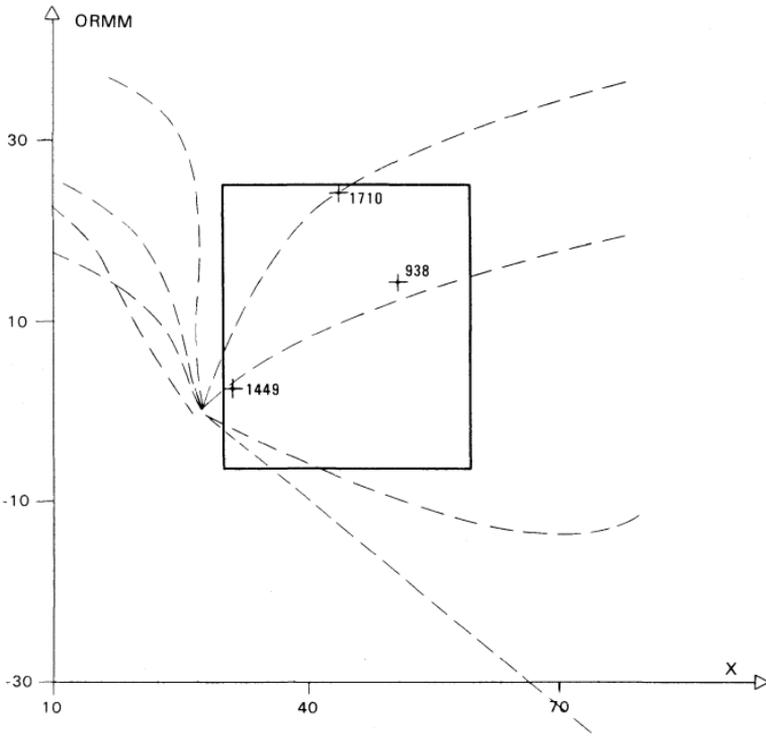


Fig. 3 - Position des migmatites et des granites de Guéret et de Charensat Dans le diagramme X, Or-MM de H. de la Roche (1986)

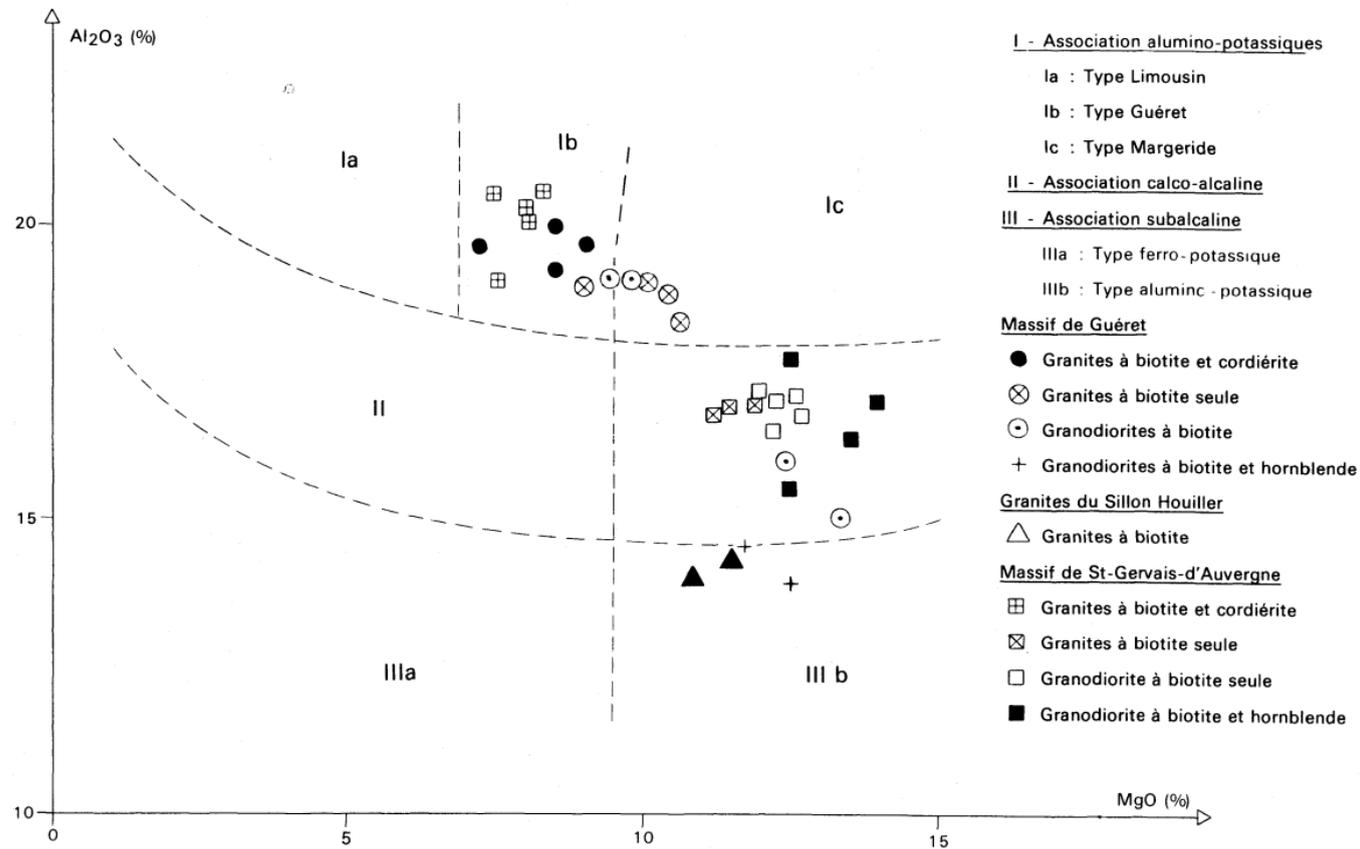


Fig. 4 - Composition des biotites et typologie magmatique des granitoïdes (Nachit *et al.*, 1985)

dans le domaine correspondant aux granites alumineux (fig. 4 ; analyse 11, tableau III).

Affleurement dans le bois à 750 m au Nord-Est des Besses. C'est une granodiorite planaire riche en biotite, de grain moyen, avec un chimisme granodioritique plus magnésien que la précédente (analyse 6, tableau I). La composition des biotites est ici différente (analyses 11 et 12, tableau III) : moins alumineuse ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16\%$) et plus magnésienne ($\text{MgO} = 12,5\%$). Dans la granodiorite affleurant au Nord de la Vergnolle (extrême Sud-Ouest) les biotites ont une composition comparable ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\%$, $\text{MgO} = 13\%$, voir analyse 13, tableau III ; fig. 4).

A l'Ouest et au Nord du granite de Charensat : faciès sombres riches en biotite, avec ou sans cordiérite, affleurant sporadiquement dans l'environnement des panneaux de granitoïdes intermédiaires : environs de Courbaire, Tronchevent, Lavaud, Marteau, la Cartedeix et le Treix, entre Chambary et le Coudert.

Localement, ces faciès montrent soit une recristallisation des biotites et du quartz (par exemple 500 m à l'Est du Treix) soit une altération hydrothermale importante (chloritisation totale des biotites, cristallisation de muscovite dans les plagioclases et aux dépens des biotites) en liaison probablement avec la mise en place du granite de Charensat et avec la fracturation.

Dans l'apophyse orientale, là où affleurent également des granitoïdes : au bord du ruisseau de Chancelade (Courbeteix, la Jassone, Sud de Gerzat) et de la Raterie (Nord de la Poumerolle) et dans le secteur de Termes — la Maison-Neuve. Ce sont des granodiorites à grain moyen, avec une légère tendance porphyrique. En lame mince : la texture est grenue hypidiomorphe ; plagioclases automorphes zonés, séricitisés prédominants (localement en phénocristaux), microcline plutôt xénomorphe incluant des plagioclases, quartz déformé, biotite en amas ou accolée aux plagioclases, cordiérite très rare, apatite et zircon.

Au Nord de Villosanges, à l'Ouest de la D 60, 1 km au Sud des Bolles, affleure dans le fossé un granitoïde orienté riche en biotite, de composition minéralogique granodioritique.

η^{1-2} . **Diorite quartzique à biotite.** Associée au granite γ^4 , elle affleure au Sud de Treix.

γ^3_M . **Monzogranite à biotite et cordiérite.** C'est un granite plus clair que les faciès γ^4 et γ^3 , moins biotitique, généralement porphyrique à cordiérite et souvent planaire. Il affleure au Sud-Ouest et à l'Ouest de la feuille (la Johannede—Chambary—la Lubièrre), au Nord entre St-Maurice près de Pionsat et le bois de Pionsat, au Sud dans la région de Villosanges (à l'Ouest d'Aubarre, au Sud des Dejets, bord de la D 121 à l'Est de Villosanges) et au Nord-Est (à l'Ouest de Gouttières).

En lame mince : texture grenue hypidiomorphe ; plagioclases automorphes zonés (An 18 - An 30), feldspath potassique abondant (grandes plages poëcilitiques incluant plagioclase et biotite), quartz interstitiel, biotite en proportion variable, cordiérite automorphe souvent fraîche, apatite, zircon, rares oxydes.

Sur le plan géochimique, c'est un granite renfermant en moyenne 69 % de SiO_2 ; 1,5 % de CaO ; 4 % de K_2O ; 2,5 à 3 % de Na_2O ; 2,5 à 3 % de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ et 1,5 % de MgO (analyses 1, 2, 5, 9, tableau I). La composition des biotites ($\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 19\%$, MgO entre 7,5 et 8 %) correspond à celle des granites alumineux (analyses 2, 4 et 5, tableau III ; fig. 4).

A l'Ouest du Bois de Pionsat, dans la région de Bel-Arbre et de la Verge-la Vozelle, ce granite est particulièrement riche en cordiérite. Par ailleurs le long des chemins joignant la D 13 à la Vozelle dans un secteur affecté par des accidents subméridiens, on trouve de nombreux blocs sub- en place d'aplitites et de pegmatites hydrothermalisées à enduit noir oxydé ; cette zone présente une anomalie géochimique Sb , Zn , Ag (cf. chapitre gîtes minéraux).

La présence de ces aplitites et pegmatites caractérise généralement le contact entre le granite équant à biotite prédominante (type St-Fiel, feuilles Guéret et Évaux-les-Bains) et le granite planaire à biotite et cordiérite (type Peyrabout).

$\gamma^3_{\text{M}(2)}$. **Faciès microgrenus à tendance leucocrate.** Ces granites présentent probablement un gisement filonien (localement, le tracé de ces filons est visible sur les photos aériennes) qui n'a pu être précisé sur le plan cartographique ; la résistance de ces roches à l'altération conduit à les surestimer par rapport au granite encaissant.

Principaux affleurements : au Sud-Ouest dans le bois de Mialo et le long de la route le Jouhaneix—Bordessoule, au Sud de Villeclos au bord du ruisseau Vergne-Labouesse et à l'Est de Jury, à l'Est de Roche-d'Agoux (secteur Montivernoux—les Bages et au Sud du moulin des Arméniens), au Sud-Ouest de Villemeaux (au bord du ruisseau Pampeluze) et à l'Ouest de Termes (Suquet de Baubière).

Macroscopiquement, ce sont des granites clairs à grain fin, localement à phénocristaux de feldspath potassique (environ 1 cm), biotite disséminée et cordiérite prismatique abondante visible à l'œil nu.

En lame, la roche a localement une texture grenue fine isogranulaire ou hétérogranulaire et porphyrique à tendance micropegmatique ; plagioclases zonés, microcline maclé Carlsbad, myrmékite, quartz, biotite en proportion variable, parfois un peu de muscovite primaire et secondaire, cordiérite (pouvant inclure des fantômes de sillimanite), parfois andalousite, apatite et zircon. Ces leucogranites sont fréquemment déformés et le quartz a tendance à recristalliser.

γ^3_{b} . **Monzogranite à biotite prédominante, à tendance porphyrique.** Ces granites gris plus ou moins riches en biotite souvent orientée, sont généralement porphyriques ; les phénocristaux de feldspath potassique peuvent atteindre 4 cm de longueur, et ils incluent toujours de nombreux cristaux de biotite. Ils affleurent au Nord et au Nord-Ouest du massif de Charensat ; les échantillons étudiés proviennent des environs de Meauchet, Montaudot, Charonnet—Étang-Neuf et Charonnet—Beaumont. Le faciès très porphyrique est indicé $\gamma^3_{\text{b}(1)}$.

En lame mince, l'échantillon de Meauchet (500 m au Sud-Ouest de ce hameau, dans le chemin conduisant au ruisseau) montre du plagioclase automorphe zoné atteignant An₃₃, du feldspath potassique automorphe perthitique incluant des gouttes de quartz (tendance à la texture micropegmatitique en bordure des cristaux) et de la biotite (grands cristaux effilochés incluant de l'apatite et du zircon), des bourgeons de myrmékite abondants.

La cordiérite peut être localement présente mais toujours rare (Charonnet, Mazirette, la Métairie) ; ainsi que de la muscovite primaire (Mazirette).

Sur le plan géochimique, ce faciès à biotite seule est caractérisé par une teneur en SiO₂ plus faible que le faciès à cordiérite γ^3_M (analyses 3 et 4, tableau I) et par des teneurs en K₂O, CaO et MgO légèrement plus élevées. Dans les diagrammes représentatifs (fig 1 à 3) sa position révèle un caractère moins alumineux et la composition des biotites diffère par un chimisme plus magnésien (MgO \geq 9%) mais à teneur en Al₂O₃ comparable (analyses 5 à 10, tableau III), correspondant néanmoins à celle des biotites de granites alumineux (fig. 4).

$\gamma^3_{b(2 \text{ et } 3)}$. **Granites à grain fin et microgranites de bordure du granite de Guéret.** Leur aspect et leur texture varient de types à grain fin à des types microgrenus porphyriques, généralement à biotite, parfois cordiérite. Ils affleurent dans la carrière de Martinon où ils semblent emballés dans le granite grossier de Charensat en contrebas de la D 121 (WSW de Chez Mayoux). Au Nord-Ouest de la feuille, dans la région de Gachard le long de la D 25, région de St-Maurice Chavaneix, Plantadis et au Sud de Ville-Boucheix, granite fin \pm porphyrique et déformé.

Structures dans les anatexites à cordiérite et le granite de Guéret

A l'échelle régionale, le contact du granite avec les anatexites semble intrusif et discordant mais dans le détail il est marqué par une zone de transition d'importance variable où l'on passe d'un affleurement de diatexite à un affleurement de granite (sans jamais pouvoir observer le contact) et où l'on rencontre le faciès d'anatexite granitoïde orientée à cordiérite $M\gamma_c$.

Dans les anatexites à cordiérite les directions de foliation les plus fréquentes correspondent à N 120 - 150 gr avec pendage fort vers le Sud-Ouest, concordant avec les directions de la foliation magnétique mesurées (Jover 1986) ; des directions à N 20-30 gr ont également été mesurées au Sud de la forêt de Drouille. La rareté et la médiocrité des affleurements de granite de Guéret ne permettent pas une étude structurale poussée ; par ailleurs le granite est souvent affecté par une cataclase tardive perturbant les structures magmatiques.

O. Jover (1986) a réalisé une analyse structurale des massifs de Guéret et de Millevaches par la mesure de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique et proposé un modèle de mise en place.

Pour le granite de Guéret la carte synthétique (fig. 5) des orientations des structures linéaires représentant la distribution de l'écoulement (à l'état vis-

queux des granitoïdes et à l'état solide des aubussonnites) met en évidence les faits suivants :

— une costructuration des différents faciès du massif de Guéret et une structuration commune du granite de Guéret et des anatexites (*cf.* schéma structural) qui permettrait d'envisager pour le granite une importante fusion *in situ* au sein d'une pile métamorphique ; mais cette hypothèse est incompatible d'une part avec la valeur du rapport isotopique initial du strontium (0,7058) qui suggère la participation de matériaux d'origine profonde, d'autre part avec la présence de types granitiques dont les caractères chimiques et minéralogiques (composition des biotites) suggèrent une participation de ce matériel d'origine profonde ;

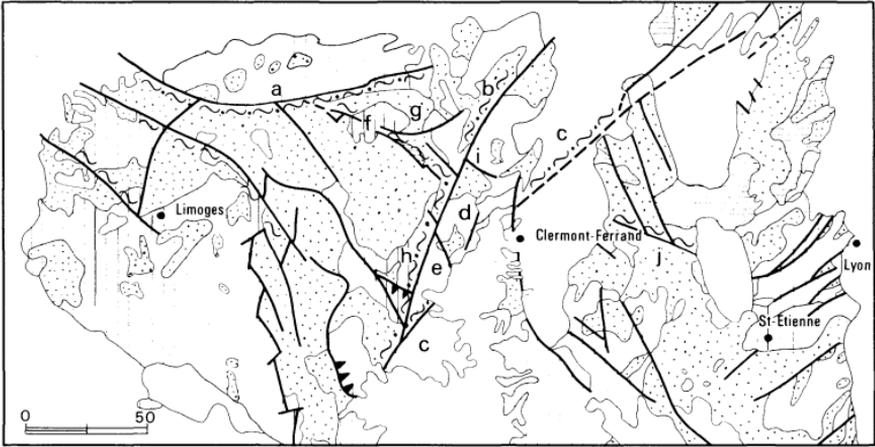
— pour cette partie du granite de Guéret affleurant sur la coupure St-Gervais-d'Auvergne les données, bien que peu nombreuses, montrent par ailleurs un domaine orienté N-S au sein d'un domaine orienté en grande partie NW-SE ; ce domaine N-S qui correspond à un type de granite porphyrique à biotite seule pourrait correspondre (selon les hypothèses envisagées par cet auteur) à une zone d'alimentation du massif.

● Granites bordant le Sillon houiller

γ^3_{bH} . **Monzogranite porphyrique à biotite.** Les affleurements de ce granite sont limités aux abords du Sillon houiller : Nord de la D 121 jusqu'aux Barges, environs de Bargeon entre la D 60 E et la D 18 E, Sud de la D 60 E (jusqu'à Latroux, 2 km au Sud d'Espinasse). C'est un type porphyrique équant à biotite seule. Les phénocristaux de feldspath potassique atteignent 5 cm, les biotites sont automorphes (environ 5 %). Au Sud du Sillon houiller les plagioclases sont teintés en rose sombre, les feldspaths potassiques sont rose clair ; vers le Nord, les plagioclases sont blancs et les feldspaths potassiques rose clair ou blancs.

En lame mince, les phénocristaux de microcline montrent une bordure micropegmatitique plus ou moins bien individualisée, les plagioclases sont automorphes et zonés, incluant parfois des taches de microcline (antiperthites) ; le fond est constitué de quartz, microcline, plagioclase, biotite automorphe ; les minéraux accessoires sont abondants : apatite, zircon et surtout allanite, qui n'a jamais été observée dans les différents faciès du massif de Guéret et dont la présence semble être une des particularités de ce granite. Par ailleurs, les textures micropegmatitiques observées autour des feldspaths potassiques et le caractère porphyrique à tendance microgrenue de certains faciès (à l'Ouest du Puy Pelat à 1 km), suggèrent pour ce granite une mise en place à un niveau structural plus élevé que les granites de Guéret. Aucune bordure microgrenue franche n'a été observée au contact de ce dernier, mais les faciès aplitiques y sont fréquents : au Sud, sur la bordure occidentale (secteur de Breboux, Puy Chauvet, au bord de la D 80) et au Nord secteur la Brousse—la Sauvolle—Croizet). Il s'agit de granites leucocrates de grain fin à moyen, à plagioclase zoné, microcline, quartz interstitiel, rare biotite, cordiérite automorphe abondante, muscovite pœcilitique, andalou-site, tourmaline fréquente, oxydes et zircon.

Sur le plan chimique (analyses 17, 19 et 20, tableau I) ce granite est caractérisé par des teneurs en alcalins élevées par rapport à SiO₂, indiquant une tendance calco-alcaline (fig. 1 à 3).



~ ~ ~ ~ ~ Cisaillements senestres namuro-westphaliens et décrochements stéphaniens

a - Marche

d - Faisceau de Pontgibaud

b - Sillon Houiller

e - Faille de Prondines

c - Faille de St-Sauves

~ ~ ~ ~ ~ Cisaillements dextres et chevauchements anté-viséens

f - Marche orientale et faisceau de Chambon-s-Vouèze

i - Sainte-Christine

g - Chevauchement d'Arpheuilles

j - l'Hermitage

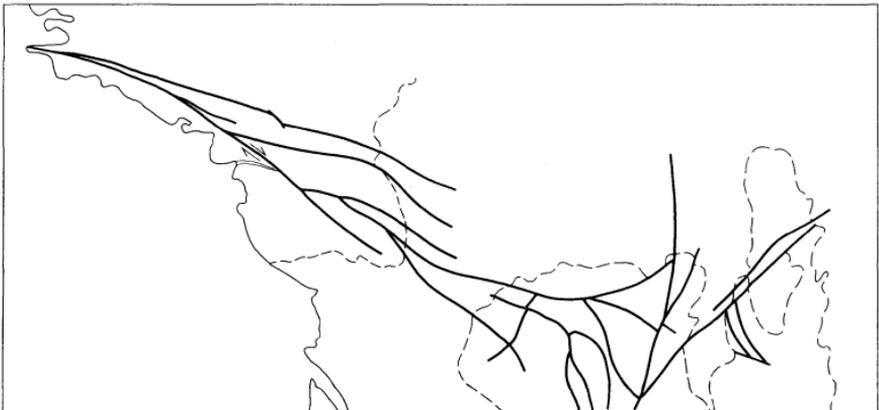
h - Thalamy - La Courtine

 Granitoïdes

 Volcanisme viséen

 Roches métamorphiques

 Volcanisme et sédimentaire



Liaison Massif Central, Massif Armoricain

Fig. 5 - Position des grands accidents dans le Nord du Massif-Central (d'après J.-M. Belin, 1983)

La composition chimique des aplites se rapproche de celle des granites à biotite et cordiérite plus leucocrates associés aux granites de Guéret (analyses 18 et 22, tableau I).

La composition des biotites diffère de celle des différents types de granite de Guéret par une teneur en Al_2O_3 plus faible et en MgO plus élevée (analyse 16, tableau III ; fig. 4).

Les caractères pétrographiques et la position géographique laissent supposer que ce granite du Sillon houiller représente le prolongement méridional des granites à biotite et allanite fréquente du complexe de Montmarault affleurant au Nord-Est (feuilles Montaigut-en-Combraille et Montluçon).

γ^4_{aH} . **Granodiorite porphyrique à biotite + amphibole.** Ces roches à gros grain renfermant localement de la hornblende, affleurent dans le secteur de Nouaillat-Puy Pelat-Laussedat et au Sud de la Jonchère.

Un échantillon du Puy Pelat montre une texture grenue hypidiomorphe localement micropegmatitique avec plagioclase automorphe zoné, feldspath potassique en cristaux subautomorphes incluant biotite, plagioclase et bulles de quartz, grands cristaux de biotite, apatite, zircon et allanite dans certains échantillons. Lorsque l'amphibole est présente (par ex. au Sud de Nouaillat), c'est de l'actinote fréquemment associée à de la biotite.

Dans les diagrammes représentatifs, ces granodiorites se rapprochent du champ des tonalites (fig. 1) et tendent vers le domaine cafémique (fig. 2) des lignées calco-alcalines (fig. 3 ; analyse 21, tableau I).

● Massif granitique de Charensat

$g\gamma^3$. **Granite à biotite grossier de Charensat.** C'est un granite d'aspect pegmatoïde à biotite qui constitue un massif très homogène au centre de la feuille, orienté SW-NE et se redressant NNE-SSW. De nombreux pointements de dimensions très variables (souvent non cartographiables) affleurent dans les prolongements nord-est et sud du massif au sein des anatexites à cordiérite et du granite de Guéret. Les bordures du massif montrent des compartiments décalés par des accidents N-S ou SW-NE et jalonnés de faciès hydrothermalisés et silicifiés.

Ce granite est caractérisé par un aspect particulier qui le rend facilement reconnaissable même lorsqu'il est arénisé : grain grossier et homogène, feldspaths potassiques blancs (environ 2 cm) et plagioclases automorphes (environ 1 cm), quartz, biotites automorphes (environ 0,5 cm) et bien individualisées.

En lame mince : texture grenue hypidiomorphe ; microcline perthitique subautomorphe maclé Carlsbad incluant quartz, plagioclases et biotites, plagioclases automorphes zonés, quartz subautomorphe à automorphe déformé, albite néoformée interstitielle ou en taches dans le microcline, biotite automorphe incluant apatite et zircon, localement flexueuse ou chloritisée, amas de muscovite interstitiels, opaques associés à la muscovite.

Localement (et notamment en bordure du massif et dans certaines petites intrusions), le quartz et le microcline forment des associations graphiques entourant ce dernier, témoignant d'une mise en place à un niveau structural élevé.

L'analyse chimique a été réalisée sur un faciès relativement frais affleurant à 1 km environ au Sud de Montaudot (tableau I, analyse 14). Dans les diagrammes représentatifs (fig. 1 à 3) il se situe dans le champ des granites, proche de la lignée monzonitique, avec une teneur en alcalins élevée.

$g\gamma^3(2)$. **Microgranite de bordure du granite de Charensat.** C'est un microgranite grossier dont le type prélevé sur la route de Chassagnette montre du quartz abondant (0,75 cm), des plagioclases (≤ 1 cm) et feldspaths potassiques (≤ 1 cm) automorphes, biotite, muscovite et cordiérite.

En lame mince, la mésostase est finement grenue, micrographique à microcline perthitique, plagioclase, quartz ; la biotite est en cristaux corrodés, la muscovite en lamelles poëcilitiques et la cordiérite en petits cristaux, est remplacée par de la chlorite et de la séricite ; accidentellement on observe un peu de tourmaline. Il passe progressivement au faciès grossier.

Dans la carrière de Fougereix (au bord de la D 13), ce microgranite est associé à une aplitite porphyrique.

Ce faciès est particulièrement bien représenté sur les bordures nord et ouest du massif où il est affecté par une cataclase importante accompagnée d'une altération hydrothermale à muscovite et de silicification ($br\gamma^3$) ; par exemple le long de la route de Chassagnette et entre Chabrat et Condemange à l'Est de la route, vers le moulin du Bois où l'on trouve par ailleurs des indices de minéralisation sulfurée donnant une anomalie géochimique (Pb, Zn). Au Sud de Dontreix à l'extrémité septentrionale de la forêt de Drouille, des roches bréchiques riches en quartz et en muscovite hydrothermale et à minéralisation sulfurée altérée traduisent une évolution vers le stade grei sen. (Des faciès bréchiques affleurent également 200 à 300 m à l'Ouest du Puy de Chazelle).

Sur le plan géochimique ce faciès microgrenu (échantillon prélevé près de la route de Chassagnette) est une roche leucocrate riche en silice et en alcalins et pauvre en éléments cafémiques (analyse 15, tableau I).

$a\gamma^1$. **Aplites.** Ces aplites hololeucocrates de couleur blanche constituent des filons de 20 à 40 cm de puissance, orientés Nord-Sud, à pendage fort, recoupant le granite de Charensat comme on peut l'observer dans le bois situé au Nord du chemin Matroux-Hauteserre.

En lame mince, la texture grenue est localement micrographique ; quartz, albite et feldspath potassique prédominant ; la biotite verte et chloritisée rare ; muscovite abondante ; hydroxydes de fer.

Chimiquement, elles sont riches en silice et alcalins (analyse 16, tableau I).

*ay*². **Aplites à passées porphyriques.** Ce faciès est bien représenté dans la carrière de Fougereix.

Macroscopiquement on observe quelques cristaux centimétriques de feldspath potassique dans un fond finement grenu à muscovite et cordiérite.

En lame mince, cristaux de feldspath potassique à bordure granophyrique grossière, plagioclases automorphes séricitisés, quartz à tendance automorphe, rare biotite, muscovite, cordiérite pinnitisée, minéraux opaques abondants.

Position du granite de Charensat

Ce corps granitique homogène, à biotite seule et grain grossier affleure au contact des anatexites et du granite de Guéret et sa mise en place semble nettement postérieure au granite de Guéret ; en effet, sur sa bordure, il présente un faciès microgrenu plus acide, à biotite et cordiérite ; le faciès grossier lui-même montre souvent des textures micropegmatitiques suggérant une mise en place relativement superficielle.

La direction d'allongement de ce massif est proche de celle du Sillon houiller et ce granite présente localement des analogies de faciès avec les granites $\gamma^2 H$ bordant le Sillon houiller. On peut donc supposer une mise en place au début du Stéphaniens.

gy. **Microgranites grossiers en petits massifs.** Affleurent au Nord de Villosanges, en particulier en continu le long du ruisseau de Vergne-Labouesse et de part et d'autre de la D 121, au niveau du hameau du Courtial.

Macroscopiquement : phénocristaux de feldspath potassique atteignant 2 cm, de plagioclases plus petits, quartz rhyolitiques (≤ 1 cm) dans une pâte gris rosé.

En lame mince : la mésostase à quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite chloritisée (souvent incluse dans les plagioclases) a une texture micropegmatitique.

L'analyse chimique (analyse 23, tableau I) correspond à une composition de granite. Elle est très voisine de celle du microgranite analysé sur la feuille Pontgibaud (les Aymards).

Terrains viséens

Au Nord-Ouest de St-Maurice-près-Pionsat, les formations viséennes correspondent à la terminaison méridionale du bassin de Fontanières s'étirant vers le Nord-Ouest sur les feuilles Montaigut-en-Combraille et Évaux-Bains. Ces « tufs anthracifères » ont fait l'objet de la thèse de G. Bazot (1970). Pour le secteur qui nous intéresse les affleurements sont rares (hormis le long du ruisseau Pampeluze et de ses affluents) ; un échantillonnage très serré (mais *pro parte* en volantes, notamment sur les plateaux) a permis de distinguer différents types pétrographiques entre lesquels il est difficile d'établir des relations stratigraphiques.

h2. **Ensemble indifférencié.** Sous ce sigle a été représenté un ensemble de tufs et de laves indifférencié n'affleurant pratiquement pas.

Localement, les volantes de microgranites sont très abondantes (h2(1)).

^{tf}h2. **Tufs à cristaux et laves.** Affleurements au bord de la Pampeluze (au Nord-Ouest et à l'Ouest de Ranciat) et sur le plateau à mi-chemin entre Neuville et Ranciat.

Macroscopiquement, les laves se distinguent mal des tufs, si ce n'est par une apparence plus massive. En lame mince : texture porphyrique et sphérolitique ; phénocristaux de plagioclases prédominants souvent brisés, plus rarement de quartz (localement en amas avec des chlorites), biotite chloritisée ; mésostase dévitrifiée à débit sphérolitique, parfois microlitique fantômatique, localement granophyrique à feldspath potassique, plagioclase, chlorite (association fréquente avec du quartz bulleux), quartz, apatite et zircon abondants. Ces roches sont souvent silicifiées.

^{tf}h2p. **Tufs rhyolitiques et rhyodacitiques à cristaux et lapilli.** Ils affleurent entre Lassoux et Rechat au Nord (le long de la D 80 et à la bifurcation vers Rechat) et au Sud de Solignat (le long du ruisseau coulant vers le Nord-Ouest). Ce sont des roches massives grises à verdâtres dans lesquelles on distingue des clastes millimétriques de quartz, feldspaths et biotite.

A Lassoux : tuf rhyodacitique à éclats de plagioclase, quartz rhyolitique, biotite chloritisée dans une mésostase très finement cristallisée à feldspath potassique et phyllosilicates, affecté par de nombreux filonnets de quartz.

Au Sud de Solignat, la composition est différente : éclats de quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite chloritisée dans une mésostase à feldspath potassique prédominant, montrant des fantômes d'échardes dévitrifiées et localement, des associations de chlorite et quartz bulbeux évoquant d'anciennes microponces ; ces textures vitroclastiques témoignent de l'origine ignimbritique des tufs.

Sur le plan géochimique, les analyses réalisées sur les tufs de Villecheleix (Bazot, 1970) indiquent une composition de rhyolite calco-alcaline monzonitique à alcaline.

^hh2. **Laves (andésites et trachy-andésites).** Le type en est une roche verte, massive, affleurant sur la rive droite de la Pampeluze (face au Roudat). En lame mince, la texture est microlitique fluidale porphyrique ; phénocristaux et microlites de plagioclases séricitisés, oxydes Fe et Ti abondants, l'actinote aciculaire en agrégats ou disséminée dans la mésostase ou encore en filonnets (suggérant une origine secondaire, peut-être par métamorphisme thermique).

● **Andésite bréchique** (dans le ruisseau Pompanet, face au Roudat) : roche d'aspect vitreux dont les éléments ont une texture et une minéralogie comparables à la roche précédente ; la bréchification semble d'origine tectonique.

● **Trachy-andésite.** Entre la Courtine et Ranciat (lisière du bois, à gauche de la route Neuville—Ranciat) : lave silicifiée à phénocristaux d'oligoclase, biotite chloritisée et quartz très rare ; mésostase à débit pseudoperlitique matérialisé par des micas, microlites fantômatiques, feldspath potassique et épидote abondants.

Les tufs et laves ont été datés du Viséen supérieur : dans la carrière du Chat-Cros (feuille Évaux-les-Bains) les tufs reposent sur des calcaires attribués au Viséen moyen (Mamet, 1970) et dans le bois de Bertranges (feuille Montaigut-en-Combraille) une intercalation charbonneuse a livré une flore à *Bornia transitionis* et *Cyclopteris polymorphae* du Viséen supérieur (Julien, 1896).

Microgranites (s.l.). Sous ce terme sont regroupées les roches subvolcaniques échantillonnées sur le plateau et dont le gisement n'a pu être déterminé que pour certains filons (Parry et Rechat notamment) notés $h_{2,\mu,\gamma}$. Ces filons recoupent les terrains viséens mais également le granite affleurant au Sud du bassin. Dans certaines zones cartographiées comme « secteurs riches en microgranites » notés h_2 (1) (à l'Ouest de St-Maurice) on ne trouve que des volantes de microgranites qui pourraient constituer soit des filons très denses, soit des masses importantes.

Du point de vue nomenclature, G. Bazot pour l'ensemble du bassin Chambon-Évaux rappelle la classification de L. de Launay (1902) et distingue, sur des critères pétrographiques et structuraux 5 types allant des microdiorites quartziques aux rhyolites monzonitiques. Sur cette feuille nous avons distingué :

— *des types granodioritiques* à phénocristaux de biotite, plagioclase zoné, quartz (en proportion variable souvent absent et mésostase à quartz, plagioclase et feldspath potassique souvent sphérolitique et/ou granophyrique, apatite et oxydes de Fe et Ti abondants. Échantillonnés notamment entre St-Maurice et Neuville, à l'Est de Parry et en rive droite du ruisseau au Nord de Ranciat, ils abondent également (en volantes) sur le plateau entre Neuville et Ranciat, à l'Est des Chassagnes, le long du ruisseau à l'Ouest de Solignat et face au Roudat ;

— *des types monzogranitiques à cordiérite* : plus clairs que les précédents (gris à roses), leur granulométrie varie vraisemblablement selon l'épaisseur du filon. En phénocristaux : quartz, plagioclases zonés et feldspath potassique en proportion variable, biotite souvent chloritisée (recristallisée dans certains échantillons), cordiérite automorphe souvent abondante visible à l'œil nu et généralement remplacée par des phyllites, mésostase granophyrique à quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, muscovite et chlorite, apatite, zircon et oxydes. Les principaux filons identifiés sont ceux de Charron, la Villatte, Sud de Neuville, Solignat, et surtout celui de Parry ; l'orientation de ces filons (plus ou moins perceptible sur les photographies aériennes) semble varier de NW-SE à NNW-SSE. Le filon de Parry affleure particulièrement bien en lisière du bois (250 m au Nord-Ouest du hameau), ainsi que sur l'autre rive du ruisseau, en montant vers les Chassagnes et près de la dernière maison de ce hameau. La composition minéralogique semble d'ailleurs varier dans le filon lui-même, notamment en ce qui concerne la cordiérite, localement absente. Du grenat (gros cristal craquelé) a été observé au Nord-Est de la Villatte ;

— *types particuliers* :

- faciès bréchiques (*br*) : observés en bordure du filon de Parry ; au Sud des Chassagnes (rive gauche du ruisseau) : éléments tous identiques à texture micropegmatitique enrobés dans une matrice à grain très fin constitué de nombreux éclats de quartz et de feldspaths ; 1 km à l'Est de Solignat (à l'embranchement du chemin conduisant vers Solignat et Rechat), en volantes : microgranite granophyrique cataclasé en éléments dans une matrice phylliteuse à éclats de quartz et de feldspaths. Malgré le manque d'affleurements, il semble bien que ces 2 faciès bréchiques constituent des faciès de bordure et témoignent des efforts encaissés par le dyke au cours de son intrusion ;
- des faciès massifs affleurant sous forme d'éperon dans les prés et dont on ne peut suivre la continuité même en photogéologie, à phénocristaux inframillimétriques et mésostase granophyrique très fine. Exemple : dans la prairie au Sud de Solignat, au Roudat et au bord du ruisseau à 750 m à l'Est de Ranciat.

Roches filoniennes

$\mu\gamma$. **Microgranites filoniens** ; $\nu\mu\gamma$. **Granophyres**. Les filons de microgranite sont abondants à l'Ouest de la feuille. Ils ont au Sud une orientation SW-NE, subméridienne vers le Nord. Les affleurements sont discontinus et leur trajet est souvent difficile à suivre. Ils sont beaucoup moins nombreux lorsque l'on se rapproche du Sillon houiller ; citons cependant ceux de Goutelle et de Courbeteix.

Suivant l'épaisseur du filon, la texture va de microgranites porphyriques grossiers à des faciès roses « rhyolitiques » à phénocristaux millimétriques, prédominants ; ils sont généralement de couleur rose et contrairement aux microgranites recoupant les tufs viséens la biotite y est rarement visible. Exemple : filon de Grammaze ; phénocristaux de quartz, plagioclase automorphe et feldspath potassique, mésostase quartzofeldspathique à grands cristaux de muscovite, apatite abondante.

Affleurements de granophyres : au Nord de Puy Chivol à la bifurcation du chemin vers les Pradelles ; le long du ruisseau du Soulier à l'Est et à l'ESE de Frévaleix.

ν . **Microdiorites quartziques et lamprophyres**. Quelques faciès de roches filoniennes à biotite se sont révélés correspondre en lame mince à des microdiorites quartziques à biotite avec ou sans phénocristaux de quartz. Exemples :

- filon de Pramagniat à quartz rhyolitiques et plagioclases dans une mésostase micropegmatitique à biotite. Des filons de même direction (N 140) affleurent au Sud de la Villefranche ;
- au Sud de Charensat (avant le pont, 250 m avant le cimetière, de part et d'autre de la D 60) : roche gris verdâtre à biotites chloritisées ; mésostase à lattes de plagioclase et micropegmatites.

Un lamprophyre vrai à olivine rétrotransformée affleure à la sortie sud-est de Vareille (Nord-Est de Roche-d'Agoux). Des filons lamprophyriques affleurent également dans les environs de Baumont Charonnet (Nord-Ouest du massif de Charensat).

Q. Filons de quartz et fractures silicifiées. La partie occidentale de la feuille est recoupée par un faisceau filonien que L. de Launay (1921) décrit sous le terme de « décrochement quartzeux de St-Maurice et d'Évaux ».

A Roche-d'Agout, le filon quartzeux constitue, comme l'écrit cet auteur, une sorte de grand mur « cyclopéen » culminant à 712 m. Entre les Trénaux et Charings affleurent sporadiquement des filons qui lui sont parallèles.

Généralement le quartz est blanc mat ou blanc laiteux parfois saccharoïde, localement bréchiq ue ou rubané, avec parfois des géodes d'améthyste assez pâle.

Au Sud de la feuille affleurent des filons orientés de N 20 à 30° E, que l'on peut suivre de manière discontinue jusqu'à Parinet. A cet endroit, les filons viennent buter sur des accidents subméridiens eux-mêmes localement silicifiés (notamment dans le coude de la route à la sortie Nord de May à l'Ouest des Pradelles) qui semblent en quelque sorte constituer un relais entre ce faisceau N 20 E et le faisceau N 135 E de St-Maurice—Biollet.

A l'Ouest de Biollet on trouve des filons N-S et N 30 E ; alors qu'au Sud de ce village du quartz jalonne des accidents N 30 E. On retrouve également un accident silicifié au Nord-Est de Biollet le long de la D 13 E, au Sud de la Tuilerie.

L'accident N 75, les Fougères—Longueville, montre une zone silicifiée au Sud des Fougères.

Citons enfin un filon de quartz de même direction aux Juillards ainsi qu'un filon, représenté par une notation ponctuelle Q et jalonnant l'accident qui affecte les migmatites au Sud des Bages.

Domaine oriental

Roches métamorphiques

ζ_s^{1-2} . **Gneiss à biotite, sillimanite, grenat (\pm muscovite).** Ces gneiss affleurant à l'extrême Nord-Est de la carte (Nord de Ste-Christine), appartiennent à la série de la Sioule (étudiée par J. Grolier, 1965). Ils sont affectés par le cisaillement de Ste-Christine de direction N 130 E ou par des accidents parallèles. Il s'agit en majorité de paragneiss alumineux.

Un faciès peu déformé et non rétromorphosé affleure en limite de carte au NNE de Ste-Christine : c'est un gneiss fin à biotite. En lame mince la schistosité est déformée, ondulée, avec ébauche d'une deuxième direction. Composition minéralogique : quartz et plagioclase (oligoclase) recristallisés, engrenés ; biotite corrodée, sillimanite, muscovite incluant des reliques de sillimanite, grenat, apatite et zircon.

La direction de ces gneiss est de 120 à 130° N avec un pendage très fort (souvent vertical) vers le Nord-Est.

On en trouve un panneau enclavé dans le granite à biotite à l'Est de la Prade (Nord-Est de St-Gervais-d'Auvergne).

ζ_s^{1-2} (1). **Gneiss à biotite, sillimanite, grenat ± cordiérite.** Deux panneaux de gneiss à biotite, sillimanite, grenat et localement cordiérite affleurent au Sud du granite de St-Gervais-d'Auvergne (panneaux de Boscavert et du Bouchet). Ils sont fréquemment injectés par des mobilisats quartzofeldspathiques. Leur direction est voisine de 50 gr avec pendage variable (perturbé par les injections granitiques).

ζ_λ . **Gneiss leptyniques à biotite.** Ce sont des roches leucocrates affleurant à la bifurcation de la D 99 et de la D 122 (extrémité nord-est de la feuille) ; elles sont également intercalées dans les anatexites à cordiérite au Nord de Grandmont. Leur composition est essentiellement quartzofeldspathique à biotite planaire.

$M\zeta_c$. **Métatexites alumineuses à biotite, sillimanite ± cordiérite.** Ce sont des roches gneissiques à foliation très marquée ; l'anatexie se traduit par l'épaississement des lits quartzofeldspathiques et lorsqu'elle s'accroît elle peut donner à la foliation un aspect contourné. Les niveaux gneissiques sont riches en biotite ; la cordiérite souvent pinnitisée englobe la biotite, souvent de la sillimanite et parfois du grenat. Les mobilisats sont constitués de quartz, plagioclase subautomorphe (oligoclase) souvent pœcilitique, feldspath potassique peu abondant, cordiérite en proportion variable et muscovite secondaire.

Les métatexites affleurent très localement au Nord-Est de Ste-Christine où elles marquent le passage vers les diatexites à cordiérite, ainsi que dans le secteur du bois de Chirmeaux, St-Jacques-d'Ambur et Montavert : elles prolongent des panneaux affleurant au Sud (feuille Pontgibaud).

On les trouve sporadiquement dans les diatexites, à l'état de restites.

M_c^2 . **Diatexite à cordiérite.** L'anatexie aboutit à une disparition progressive de la foliation ; la structure devient nébulitique ou même grenue équante avec des taches pluricentimétriques de cordiérite (faciès « aubussonite »). Elles sont largement représentées au Sud-Est de la carte, au Sud du granite de St-Gervais-d'Auvergne, également au Nord où elles sont affectées par le cisaillement qui leur confère une allure de gneiss.

M_{γ_c} . **Anatexites granitoïdes à cordiérite.** Ces roches sombres, planaires et riches en cordiérite affleurent au sein du granite de St-Gervais-d'Auvergne dans le secteur du Grand-Mayet, 3 km au Nord-Est de St-Gervais. Les relations entre les anatexites et le granite de St-Gervais indiquent que ce dernier plonge sous les anatexites au Nord de Fontelun (J.M. Belin).

Dans les anatexites, les directions de foliation ont été mesurées dans des panneaux de métatexites : elles oscillent entre N 20 W à N 30 E avec des pendages toujours très forts, suggérant que ces panneaux n'ont pas subi de déplacement important au cours de l'anatexie.

Roches éruptives

● Roches granitiques associées aux migmatites

Ces granites appartiennent à 2 ensembles : les granites à biotite à grain fin en petits massifs ou localement filoniens, γ^{2-3} et $\gamma^{2-3(1)}$, et des granites leucocrates filoniens γ^1 . Ils constituent l'ossature des méandres de la Sioule. Le faciès γ^{2-3} est analogue au granite à grain fin bordant le granite de St-Gervais-d'Auvergne. Il correspond au granite noté γ_c^2 sur la feuille Pontgibaud.

Les affleurements, abondants mais souvent peu étendus ne sont pas tous reportables sur la carte. Les contacts avec l'encaissant sont nettement sécants et il n'existe pas de faciès de transition avec les anatexites.

γ^{2-3} ; $\gamma^{2-3(1)}$. **Granites fins à biotite et cordiérite.** Ce sont des roches grises à biotite, souvent à cordiérite et muscovite visibles à l'œil nu ; le grain est fin (voire très fin) et localement on distingue une orientation planaire discrète. Les filons peu épais où les faciès de bordure ont un aspect « lavique » et porphyrique.

En lame mince, l'échantillon prélevé dans la carrière de Tournobert (1 km au Sud-Ouest des Ancizes) a une texture microgrenue porphyrique ; en phénocristaux : quartz rhyolitiques, plagioclases automorphes zonés, biotites \pm chloritisées ; mésostase de grain fin, engrenée, à quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, muscovite et apatite ; cavités remplies de feldspath potassique. L'analyse chimique (n° 11, tableau I) correspond à un granite calco-alkalin.

γ^1 . **Leucogranites filoniens.** Ces filons homogènes ont une forme générale lenticulaire et leur puissance excède rarement 2 m. Ils affleurent largement dans le secteur de la Salesse, au Nord de Boisse près de la Sioule, au Nord de la D 19 et dans la région de Farges. Ce sont des roches équantes à grain fin très leucocrates et à muscovite visible à l'œil nu. Des leucogranites identiques ont été décrits et analysés par J.M. Negroni (1981) au Sud, sur la feuille Pontgibaud. Composition minéralogique : quartz et feldspath potassique xénomorphe, albite, oligoclase, rare biotite chloritisée, muscovite primaire et secondaire incluant souvent des reliques d'andalousite. Chimisme : siliceux et alcalins (très potassiques).

● Le massif composite de St-Gervais-d'Auvergne

Ce massif granitique a été étudié par J.M. Belin (1983) qui a distingué plusieurs types :

- un granite à grain moyen occupant la majeure partie du massif et subdivisé en un monzogranite à biotite et cordiérite γ_s^3 et une granodiorite à biotite γ_s^{3-4} .
- une granodiorite « mésoporphyroïde » à biotite \pm hornblende, γ^4 s.
- un granite à grain fin montrant parfois des bordures microgrenues et déterminant fréquemment la bordure méridionale du massif, γ^{2-3} .

γ_S^{3-4} . **Granodiorite à biotite.** Ce type apparaît à l'ouest et au Sud du massif, également à l'intérieur du faciès à biotite et cordiérite. C'est une roche de teinte gris bleuté sur affleurement frais. D'aspect homogène, elle montre une orientation planaire souvent bien marquée (Pas-de-Saint-Martin, $x = 663,075$; $y = 103,325$; barrage des Fades-Besserve, $x = 635,850$; $y = 108,325$). Le granite est caractérisé par la présence d'enclaves microgrenues sombres parfois abondantes. On trouve également quelques enclaves microgrenues claires ainsi que des enclaves schisteuses.

A l'œil nu, la granulométrie de la granodiorite varie de 3 à 5 mm ; biotite et plagioclase présentent un aspect automorphe ; le feldspath potassique (1 à 1,5 cm) peut apparaître localement, le quartz est xénomorphe.

En lame mince : quartz (33 %) en plages polycristallines à extinction onduleuse, plagioclase (42 %) en cristaux automorphes avec zonage oscillatoire normal (An 35 à An 14) souvent groupés en syneusis, feldspath potassique perthitique (23 %) en grandes plages xénomorphes ou subautomorphes très pœcilitiques incluant plagioclase, biotite et quartz ; myrmékites et albite interstitielles ; biotite automorphe en cristaux trapus (21 %), zircon, apatite opaques ; muscovite, épidote et calcite secondaires.

Composition chimique moyenne (analyse tableau II). Relativement aux teneurs en SiO_2 , Na_2O et K_2O , les teneurs en MgO et TiO_2 sont élevées pour des granodiorites. Le rapport Ab/An (albite et anorthite normatives) est de 3,174.

Les enclaves « microgrenues » sombres, relativement abondantes, sont de taille variable (10 à 20 cm, dépassant parfois le mètre), ellipsoïdales ou de géométrie quelconque. Il existe des types à grain très fin (contact net avec le granite ; paragenèse à plagioclase, biotite, quartz, feldspath potassique, apatite, zircon et opaques) ainsi que des masses plus importantes (métriques à plurimétriques) à texture extrêmement porphyrique et paragenèse comparable aux précédentes autour desquelles essaient des enclaves ovoïdes de taille décimétrique et à grain fin (type observé au niveau de Besserve en $x = 636,020$ et $y = 108,750$). Ces enclaves sont interprétées comme des témoins de roches basiques contemporaines du granite et figés à son contact.

Les enclaves microgrenues claires peu abondantes, sont localisées dans la zone de transition entre granodiorite à biotite γ_S^{3-4} et monzogranite à biotite et cordiérite γ_{CS}^3 . Elles sont à grain fin (≤ 1 mm) et comportent des biotites en fines lamelles. Leur paragenèse est identique à celle du granite. Elles sont classiquement interprétées comme une reprise de bordure figée au niveau de la zone de transition entre les deux faciès du granite, amenant l'hypothèse de deux matériaux différents.

Les enclaves schisteuses ont presque toujours des contacts arrondis et une texture gravolépido-blastique ; leur paragenèse comprend : plagioclase, quartz, biotite, muscovite, sillimanite et minéraux accessoires (parmi lesquels du corindon).

Sur le plan géochimique les analyses des enclaves microgrenues sombres

(cf. J.M. Belin) montrent le caractère plus ferrifère et plus magnésien des enclaves par rapport aux matrices. Leur chimisme les rapproche plutôt des enclaves des massifs pyrénéens que des enclaves des massifs calcoalcalins, car elles sont plus siliceuses.

γ^3 S. **Monzogranite à biotite et cordiérite.** Il représente la plus grande partie du massif de Saint-Gervais-d'Auvergne. C'est une roche de teinte gris à gris bleuté, plus claire que la granodiorite à biotite. On note également une orientation planaire, mais celle-ci est plus discrète que dans le faciès à biotite. Le passage du granite à biotite et cordiérite à la granodiorite à biotite se fait assez rapidement par l'intermédiaire d'une zone transitionnelle présentant des caractères communs aux deux roches (le long de la D 62, au niveau de la retenue des Fades-Besserves, suivant la vallée de la Pouchaille et dans la carrière du moulin des Cubes en $x = 640,850$ et $y = 113,445$). Ce passage est marqué par l'apparition progressive de la cordiérite et la diminution du pourcentage de biotite et des enclaves microgrenues sombres, la présence de nombreuses enclaves schisteuses et de loupes surmicacées dans le faciès à cordiérite. Dans cette zone existent de nombreuses récurrences. Macroscopiquement l'aspect du monzogranite est très proche de celui de la granodiorite à biotite : granulométrie variable de 3 à 5 mm ; biotite (14 %) et plagioclase (36 %) automorphes, feldspath potassique épisodique (30 %), quartz automorphe (38 %), cordiérite (6 %) en cristaux de teinte verdâtre, généralement subprismatiques à prismatiques, de taille moyenne (2 à 3 mm) mais pouvant dépasser 5 mm d'allongement, et semblant réparti de façon homogène ; muscovite localement visible (environ 5 %).

En lame mince : quartz en plages polycristallines à extinction onduleuse, plagioclase automorphe et zoné (An 34 à An 14) plus ou moins rétomorphosé (avec parfois développement de petites paillettes de muscovite suivant les directions cristallographiques) ; feldspath potassique perthitique en grandes plages xénomorphes ou fréquemment subautomorphes et maclées Carlsbad, très poëcilitiques ; myrmékites et albite très fréquentes ; biotite automorphe en cristaux trapus incluant apatite et zircon, plus ou moins chloritisée ; cordiérite quasi totalement destabilisée en pinnite + gigantolite offrant différents habitus : subautomorphe montrant des interactions avec le quartz, amiboïde (interdigitations avec le quartz) et automorphe, souvent associée à la biotite et au plagioclase, ou encore en inclusions dans le feldspath potassique et le quartz, ces divers habitus suggérant une origine magmatique ; muscovite sous différentes formes essentiellement réactionnelles (association avec la biotite, en cristaux squelettiques corrodant le feldspath potassique, en intrication symplectique avec le quartz ou frangeant les biotites ou en produit de destabilisation du plagioclase et de la cordiérite) ; accessoirement : apatite, zircon, opaques, épidote et parfois calcite.

Composition chimique moyenne : tableau II. Ce faciès est plus siliceux et moins riche en éléments cafémiques que la granodiorite à biotite, le rapport Ab/An (albite et anorthite normatives) est de 7,22.

Les enclaves microgrenues sombres sont très occasionnelles dans ce faciès, localisées à proximité du granite à biotite.

Il renferme également des enclaves schisteuses qui comportent de la cordiérite très développée toujours xénomorphe et interstitielle, tardive ; le corindon est absent.

Les enclaves microgrenues claires, nous l'avons vu, sont situées dans la zone de contact avec la granodiorite γ^{3-4S} .

γ^{4S} . **Granodiorite mésoporphyroïde à biotite \pm amphibole.** Ce faciès de teinte gris bleuté se distingue nettement des précédents par la présence de mégacristsaux de feldspath potassique. Les enclaves microgrenues sombres sont fréquentes, parfois « blindées » par des mégacristsaux de feldspath ; ce type d'enclave a été trouvé en grande quantité au niveau de la gare de St-Gervais-d'Auvergne ($x = 636,400$; $y = 114,525$). Les enclaves schisteuses sont également présentes.

Macroscopiquement, c'est une roche à grain moyen (2-3 mm) riche en mégacristsaux de feldspath potassique. Ceux-ci sont toujours de modeste taille (15-20 mm en moyenne, mais pouvant atteindre 50 mm) bien automorphes, fréquemment maclés Carlsbad. Leur habitus assez trapu montre un léger aplatissement selon (010). Ils comportent de nombreuses inclusions de biotite et de plagioclase qui, parfois, les rendent mimétiques de la mésostase. Plagioclase et biotite sont également automorphes. Cette dernière présente parfois un allongement net dans le plan (001) pouvant atteindre le rapport 1/10, mais son habitus le plus fréquent est en petits cristaux (environ 1 mm) souvent regroupés en amas. Le quartz interstitiel prend parfois un aspect globuleux.

Une progression texturale est observable de la périphérie au centre du massif. Le granite en bordure apparait sombre, des cristaux d'amphibole sont décelables au cœur des amas de biotite (les Eydieux $x = 635,625$; $y = 113,300$; Levadoux : $x = 635,890$; $y = 117,000$). A l'intérieur de la structure, le granite est nettement plus clair, le grain de la mésostase plus fin, aucune amphibole n'est visible à l'œil nu (gare de Saint-Gervais-d'Auvergne).

Dans l'ensemble du massif, une texture planaire est soulignée par la biotite. Des textures cataclastiques indiquant des mouvements tardi-cristallisation sont observables en périphérie du massif.

En lame mince : quartz en plages interstitielles composées d'une mosaïque de cristaux engrenés à extinction fréquemment onduleuse accompagnée par le développement de sous-joints, phénomène s'intensifiant près des bordures ; feldspath potassique en mégacristsaux automorphes mâclés microcline et perthitiques incluant plagioclase et biotite (qui soulignent les fronts de croissance), discrètement zonés, et en cristaux interstitiels et xénomorphes dans la mésostase ; plagioclase automorphe (pouvant dépasser 0,5 cm) à zonage normal (An 28 - An 36), parfois complexe ; myrmékites et albite interstitielles ; biotite automorphe faiblement pléochroïque à nombreuses inclusions (zircon, apatite, opaques, sphène) fréquemment en amas avec du quartz ; hornblende verte accessoire, présente uniquement à la périphérie du massif, à l'état relictuel soit piégée en inclusions (feldspath potassique - plagioclase) soit corrodée par la biotite et destabilisée en biotite + quartz \pm sphène \pm épidote \pm calcite ; muscovite secondaire très rare ; acces-

soirement zircon, apatite, sphène, minéraux opaques, allanite uniquement en bordure du granite, épidote et calcite.

Paragenèse minéralogique : plagioclase automorphe prédominant zoné, biotite automorphe, hornblende uniquement en bordure du massif (ailleurs elle ne subsiste qu'en pseudomorphes à biotite + quartz ± épidote et opaques), feldspath potassique rare et xénomorphe, apatite aciculaire, opaques, zircon et dans les types à hornblende : sphène, pistachite et allanite.

Composition chimique (tableau II). Par rapport aux teneurs en SiO₂ et alcalins, MgO, Fe₂O₃, FeO et CaO sont élevés, comparés aux teneurs moyennes des granodiorites. Le rapport moyen Ab/An est de 2,70.

Les enclaves sont fréquentes mais leur répartition est hétérogène ; elles sont abondantes au cœur du massif en relation avec une masse granodioritique plus importante (200 m² à l'affleurement). Les enclaves de petite taille sont à grain très fin, légèrement porphyrique, avec un aspect tacheté (amas de biotite) et montrent deux temps de cristallisation. Une grande enclave granodioritique présente une texture grenue.

Le contact matrice-enclave est généralement net avec toutefois des phénomènes de convergence liés à des mélanges mécaniques, visibles à toutes les échelles.

γ^{2-3} . **Granite à grain fin et microgranites associés.** Localisé au Sud du massif, le granite fin jouxte fréquemment le type à grain moyen à partir duquel il étend des digitations dans l'encaissant métamorphique (diatexites à cordiérite). C'est une roche de teinte gris clair contrastant sur la teinte brunâtre des anatexites, mais présentant de nombreux points communs avec le faciès à biotite et cordiérite sur le plan textural et minéralogique (similitudes observables le long de la voie ferrée, en amont du passage à niveau des Fades en $x = 636,570$ et $y = 106,820$). Dans une trame granulométrique homogène (≤ 1 mm), se détachent des prismes de cordiérite (2 à 3 mm), du plagioclase et de la biotite homogènes, parfois du quartz ; la texture est fréquemment orientée. En lame mince : plagioclase automorphe zoné (An 25-30) (37%), biotite automorphe (8%) intensément chloritisée, cordiérite prismatique (2%), quartz (35%) et feldspath potassiques xénomorphes (35%), muscovite réactionnelle abondante (environ 4%).

Au contact des roches métamorphiques, ce faciès fin passe progressivement à un microgranite (γ^{2-3} (1)), véritable bordure figée montrant, sur cassure fraîche, une pâte abondante de teinte grise dans laquelle baignent quelques phénocristaux de petite taille (passage progressif bien visible le long de la D 19 en $x = 635,200$ et $y = 102,875$). On observe fréquemment des panneaux d'anatexites enclavées dans le granite fin ou le microgranite (D 19 et avant le village de Sagues en $x = 635,200$ et $y = 102,875$).

Il forme également de petits massifs isolés souvent filoniens et dans ce cas la texture est microgrenue. En phases automorphes : plagioclase légèrement zoné (An 25-30), biotite intensément chloritisée, quartz peu abondant avec de nombreuses lacunes de croissance, cordiérite prismatique destabilisée

en phases phylliteuses, feldspath potassique occasionnel en cristaux automorphes et très pœcilitiques dans une mésostase à quartz, plagioclase, feldspath potassique, muscovite tardive (en rosettes ou en gerbes), chlorite en rosettes ; quartz et feldspath potassique sont fréquemment en associations graphiques frangeant les phénocristaux.

Caractères géochimiques et implications pétrogénétiques

L'étude géochimique réalisée par J.M. Belin (1983) a porté sur 61 analyses (dont 52 sur les granites), réparties de manière relativement régulière sur l'ensemble du massif de Saint-Gervais-d'Auvergne. Nous donnons ici les conclusions essentielles de cet auteur, à partir de différentes représentations et des histogrammes de fréquence.

● Caractères géochimiques des différents granites

Granites à grain moyen (faciès à biotite γ^{3-4S} et faciès à biotite et cordiérite γ^{3CS}). Ces deux populations, de caractères très proches montrent une évolution différente : l'évolution du granite à biotite se traduit par une baisse sensible du CaO, une quasi-stabilité d' Al_2O_3 , FeO, MgO et TiO_2 et une augmentation de K_2O et Na_2O . La différenciation semble donc porter uniquement sur les feldspaths. Le granite à biotite et cordiérite affiche une baisse de MgO, FeO, CaO et TiO_2 couplée à une augmentation de K_2O et Na_2O , lorsque l'indice de différenciation augmente.

Granite porphyroïde (γ^4S). La différenciation se traduit par une augmentation de Na_2O , et une diminution de MgO, CaO, TiO_2 et K_2O (la chute de K_2O pouvant être attribuée à une diminution de la proportion de biotite). Cette polarité chimique et minéralogique laisse supposer l'action d'un processus de cristallisation fractionnée entraînant l'évolution du granite qui se trouve confirmée par l'évolution des éléments mineurs.

Enclaves. L'étude géochimique détaillée des différents types d'enclaves des granodiorites montrent (J.M. Belin) que les différences de composition chimique peuvent s'expliquer à la fois par une différenciation du matériel basique originel et par des interactions différentes entre matrice et enclaves en fonction de la taille de ces dernières.

Répartition du fluor sur l'ensemble du massif. Les zones anormales existentes peuvent être corrélées avec une différenciation des divers granites et J.M. Belin envisage une imprégnation tardive due à des activités hydrothermales peut-être en rapport avec des intrusions postérieures (leucogranites, microgranites...)

● Implications pétrogénétiques

Le report des constituants normatifs Q, Ab, Or et An dans des projections appropriées et la comparaison avec les données expérimentales (cf. J.M. Belin) amènent les conclusions suivantes :

- le granite porphyroïde adopte un comportement différent des granites à grain moyen ;
- les trois granites se situent tous dans le champ du plagioclase (qui cristallise en premier), mais à des pressions d'eau différentes : le granite à biotite et cordiérite apparaît proche des conditions expérimentales à $PH_2O = 1 \text{ Kb}$, le

granite porphyroïde à $\text{PH}_2\text{O} = 5 \text{ Kb}$ et le granite à biotite semble satisfaire à des conditions intermédiaires.

Composition des biotites et typologie magmatique

Les analyses de biotites données par J.M. Belin ont été reportées dans le diagramme de Nachit *et al.* (fig. 4). On constate que les biotites du granite à biotite et cordiérite se situent dans le domaine des biotites de l'association aluminopotassique de type Guéret (Ib) alors que les biotites du granite moyen à biotite et du granite porphyroïde (à biotite seule ou à biotite et hornblende) tombent dans le domaine des biotites de l'association calcalcaline, les biotites du granite porphyroïde étant de manière générale plus magnésiennes que celles du granite moyen à biotite.

Structure et mise en place des granites du complexe de St-Gervais-d'Auvergne (Belin, 1983)

Granites à grain moyen. La mise en évidence de la structure planaire du granite (par une étude détaillée des affleurements selon 3 plans suborthogonaux) et le report des orientations locales sur une carte du massif ont fait apparaître 2 domaines distincts : un domaine Sud-Ouest où la structuration est sensiblement Nord-Sud avec fluidalités assez verticales de direction N20, amorçant une virgation (NNW-SSE) dans la partie sud de l'apophyse, où elles sont conformes au contact (le granite plongeant sous les anatexites du secteur de Fontelun) et devenant grossièrement Est-Ouest vers le Nord ; un domaine Est à structuration Est-Ouest, devenant NW-SE vers l'Est, avec pendages dirigés vers le centre du massif à sa périphérie et vers ses bordures dans la zone centrale. L'ensemble des structures, présentant des pendages forts, suggère que le massif est relativement érodé et que le niveau d'observation actuel correspond à un niveau structural assez profond dans le pluton.

La structure d'ensemble apparaît nettement enracinée avec parfois une légère convergence des bordures vers le cœur. Les fluidalités magmatiques ne montrent pas de discontinuités tranchées entre le granite à biotite et le granite à biotite et cordiérite, attestant une mise en place à l'état visqueux des deux magmas, et ce, dans un intervalle de temps réduit. Le granite à biotite et cordiérite, se mettant en place le premier, s'est structuré selon une direction subparallèle à la bordure nord dans la partie supérieure du massif. Il semble s'être produit un gonflement à partir d'une zone d'alimentation centrale de direction WNW-ESE. Cette direction a été reprise dans la partie nord-ouest par le granite à biotite, suggérant l'existence d'une discontinuité de même orientation. Dans la partie méridionale, apparaît une structuration N20 en liaison avec un développement apophysaire. L'existence de déformation de caractère plastique dans ces zones suggère la pérennité des mouvements lors de stades fini à tardi-cristallisation.

Le contour lobé de l'interface entre les deux types de granite s'explique par une différence de viscosité entre les 2 matériaux : le granite à biotite et cordiérite, plus visqueux, a un taux de cristallisation supérieur à celui du granite à biotite qui, lorsqu'il se met en place, envoie des digitations dans celui-ci.

Granite porphyroïde. Malgré la médiocrité des conditions d'affleurement, J.M. Belin a pu relever des plans de fluidalité magmatique et faire une étude de pétrofabrique (orientation des mégacristsaux de feldspath potassique).

L'orientation des plans de fluidalité magmatique montre que la structuration du granite porphyroïde est proche de la verticale ; près des bordures le plan de fluidalité magmatique plonge en direction du cœur avec une orientation relativement conforme aux limites cartographiques ; plus au centre ces plans amorcent une virgation et deviennent NW-SE et au niveau de St-Gervais l'orientation est Est-Ouest avec fort plongement vers le Nord.

La pétrofabrique indique une mise en place atectonique du granite ; la déformation ductile locale étant peu marquée.

L'ensemble des mesures effectuées montre que les structures du granite porphyroïde sont très redressées, suggérant que le niveau d'observation actuel se situe assez bas dans le pluton comme pour les granites à grain moyen.

L'alimentation du massif semble s'être fait selon un axe N 20 correspondant à l'allongement du granite et il y a mise en accordance des plans de fluidalité magmatique du granite à biotite au voisinage du granite porphyroïde qui s'est donc mis en place dans un matériel encore visqueux capable de réagir à la déformation par une réorientation de ses structures.

● Granite du Bouchet

γ^3 . **Granite à biotite.** Ce granite affleure au sein du granite de Saint-Gervais, à l'Est de la feuille.

● Granite de Pulvérières

γ^2_b . **Granite à biotite.** Il est représenté dans le coin sud-est de la feuille et a été décrit par A. Fernandez (1969). C'est un granite de grain moyen, gris clair, dans lequel on peut distinguer une faible orientation planaire de la biotite. Il a un caractère calco-alcalin monzonitique ; en lame mince : quartz en plages dentelliformes polycristallines, plagioclase (An 33) automorphe faiblement zoné, feldspath potassique xénomorphe maclé Carlsbad, plus rarement microcline, biotite fraîche et apatite.

Mylonites ductiles de Sainte-Christine

Cette zone mylonitique orientée N 130° E affecte sur près de 3 km de large le granite de St-Gervais-d'Auvergne et la partie méridionale de la série métamorphique de la Sioule.

Signalée par G. Friedel (1918) puis par G. Garde (1934), cette zone mylonitique a été interprétée par J. Grolier (1965) comme la trace d'un charriage vers le Sud de la série métamorphique de la Sioule ; cette interprétation étant basée sur la présence de structures planaires dans le granite et d'une transposition de la foliation dans les roches métamorphiques, accompagnée par une linéation très marquée et par des plis d'axe conforme à cette linéation.

L'étude des structures dans le granite et dans les métamorphites de l'échelle cartographique à l'échelle microscopique, réalisée par J.M. Belin (1983) a conduit cet auteur à une interprétation nouvelle : il s'agit d'un cisaillement ductile subvertical dextre, actif sous les conditions du faciès amphibolite.

● **Caractérisation macroscopique.** Dans le granite, la déformation se traduit par l'apparition simultanée de 2 structures planaires :

– schistosité mylonitique S : pénétrative, correspondant au plan de réorientation des minéraux et portant la direction d'allongement maximum de ces derniers,

– plan de microcisaillements C : discontinus, surfaces rupturales à l'échelle de l'échantillon portant une linéation très marquée et des stries de glissement.

L'observation des figures microtectoniques sur un échantillon de granite cisailé et la position de l'ellipsoïde de la déformation (rapports angulaires entre les plans S et C, géométrie des minéraux déformés et des microcisaillements) ont permis de déduire le sens du déplacement.

Sur le terrain, les plans S et C apparaissent subverticaux (plongements tantôt au Nord, tantôt au Sud). Les plans C ont une orientation sensiblement constante sur toute la zone, alors que les plans S changent de direction du Nord au Sud. Les linéations sont également constantes (autour de N 125-130) avec faible plongement Nord-Ouest.

L'ensemble des observations permet d'affirmer que le phénomène à l'origine de la déformation a été un cisaillement transcurrent dextre.

Une coupe perpendiculaire à l'allongement de la zone déformée permet de définir un gradient de déformation, avec plusieurs stades, du Sud au Nord depuis un stade à schistosité mylonitique bien marquée mais avec plans C petits et peu denses faisant un angle de 45° avec les plans S jusqu'à un stade extrême peu développé (quelques mètres de puissance) au contact granite-gneiss où les plans S et C sont confondus, et peuvent être affectés par des plis asymétriques.

● **Microstructures des granites mylonitiques.** Dans les stades protomylonitiques le granite, encore parfaitement reconnaissable, est affecté d'une cataclase marquée se traduisant par une extinction ondulée du quartz, un début de granulation de tous les minéraux et une déformation des biotites.

Aux stades mylonitiques la granulation s'intensifie, les ombres de pression sont bien développées aux extrémités des clastes feldspathiques ; la biotite recristallise, d'abord brune, puis verte.

Dans les ultramytonites, le nombre et la taille des clastes diminuent (les plus abondants sont le plagioclase et les phyllosilicates) ; les ombres de pression sont très importantes.

La stabilité de la biotite et la présence locale de biotite verte associée à de

la muscovite indiquent comme conditions minimales une température de 500 à 600° et une pression de 1 kb.

● **Dans les roches métamorphiques.** Dans les gneiss, les études des micro-cisaillements et les plis asymétriques développés dans les niveaux phylliteux témoignent là encore d'un mouvement transcurrent dextre.

La texture granolépido-blastique est affectée par une cataclase de plus en plus marquée en direction du Sud : minéraux affectés de torsions, de kink-bands et de plus en plus granulés, micro-cisaillements de plus en plus intenses. La déformation affecte surtout les niveaux phylliteux ; dans les niveaux quartzofeldspathiques, les feldspaths se fracturent et le quartz forme des rubans polycristallins.

Les faciès ultramylonitiques sont particulièrement bien représentés dans les gneiss alumineux affleurant dans une carrière au Nord de Langlade ainsi qu'à l'Est de Miallet.

Les anatexites à cordiérite ainsi que les granites et leucogranites associés (affleurant au Nord et au Sud-Est de Ste-Christine, ainsi qu'au Sud de Grandmont le long de la D 99) sont également affectés par la déformation qui s'accompagne fréquemment de silicification.

L'ensemble des observations (gradient de déformation visible à toutes les échelles, particularités microstructurales) confirme l'existence d'un type de cisaillement ductile caractérisé par l'apparition synchrone de 2 anisotropies planaires, modèle décrit dans la chaîne hercynienne.

Par ailleurs, les résultats de l'étude de l'orientation préférentielle du quartz montre qu'elle est comparable aux données relatives aux leucogranites sud-armoricains.

● **Âge de la déformation.** Barbarin et Belin (1982) proposent la poursuite de cet accident au niveau du Forez (Nord du granite de l'Hermitage) et le rattachent à la zone broyée sud-armoricaine (fig. 5).

A l'Ouest du Sillon houiller la zone mylonitique de Ste-Christine paraît se retrouver au Nord du granite d'Ussel (Grolhier, 1965-1971) où il existe une zone laminée subverticale à caractère blastomylonitique (Martin, 1980), hypothèse en accord avec l'étendue (environ 80 km) du décrochement du Sillon houiller et avec les analogies paraissant exister entre les granites d'Ussel de St-Gervais d'une part, et entre les granites de Meymac et de Gelles d'autre part.

Son âge a également été discuté par ces auteurs qui concluent à un âge anté-Viséen supérieur, limite fournie par les formations immédiatement postérieures (complexe volcanique de Gannat—les Ancizes ; Vennat, 1982) ; cette estimation étant en bon accord avec l'âge proposé pour le cisaillement sud-armoricain, voisin de 330 Ma (Jegouzo, 1980).

Terrains viséens

^{tr}h2p. **Tufs rhyolitiques à rhyodacitiques.** Ces roches affleurant au Sud-Est de la feuille appartiennent à l'ensemble de Gannat—les Ancizes étudié par G. Vennat (1982). Ils sont essentiellement représentés par des tufs ignimbritiques cendreaux, témoignant d'un volcanisme aérien rapporté au Viséen supérieur (Ameil, 1963) pouvant s'être poursuivi au Namurien et même au Westphalien (Vennat, 1982).

Macroscopiquement, ils se caractérisent par une grande homogénéité à l'échelle de l'affleurement. La roche fraîche est grise avec des tons clairs à sombre légèrement bleutés. Biotite (environ 2 mm) couramment hexagonale et répartie de façon isotrope, feldspath blanc (1 à 2 mm) automorphe ou brisé, quartz vitreux baignent dans une pâte aphanitique. Dans cet ensemble G. Vennat décrit des enclaves de granite, de tufs et de laves, ces dernières étant les plus fréquentes, avec une dimension de quelques mm à une dizaine de cm et des contours arrondis.

L'étude microscopique révèle une texture vitroclastique avec échardes vitreuses et des lithophyses (cavités remplies par des minéraux de cristallisation d'une phase vapeur tels que tridymite, cristobalite et feldspath alcalin) caractérisant la nature ignimbritique de ces roches. En phénocristaux, on trouve du quartz en petits fragments anguleux ou en cristaux arrondis à golfes de corrosion, du plagioclase zoné (An 35 à An 45) automorphe ou brisé et anguleux, de la biotite (pléochroïsme brun foncé à brun clair) englobant zircon et apatite, plus ou moins déformée.

Les formations viséennes affleurant le long du Sillon houiller sont traitées dans le chapitre « Terrains volcano-sédimentaires du Sillon houiller ».

Roches filoniennes

γ^1 . **Leucogranites filoniens.** Ces roches sont essentiellement cantonnées au niveau du granite porphyroïde de St-Gervais-d'Auvergne ; quelques affleurements existent à sa périphérie. On les a notées de la même manière que les leucogranites recoupant, au Sud, les anatexites. Elles se présentent en filons de puissance variable, de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres ; le contact avec le granite est toujours net, le plus souvent subrectiligne ; les épontes sont toujours soudées.

La texture de ces roches est fonction de la puissance du filon : aplitique à pegmatitique sur des filons décimétriques, à grain moyen et légèrement porphyrique pour les filons plus importants.

A l'œil nu, on distingue : quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, muscovite et localement tourmaline.

En lame mince : quartz xénomorphe en plages polycristallines, feldspath potassique perthitique xénomorphe à subautomorphe maclé Carlsbad, plagioclase (An 28) subautomorphe, biotite automorphe peu abondante ou absente, remplacée par chlorite + muscovite, muscovite précoce et tardive,

tourmaline (surtout dans les différenciations aplitiques et pegmatitiques), zircon, apatite et minéraux opaques.

Composition chimique (tableau II). Les faibles teneurs en FeO, MgO et CaO, alliées à des teneurs élevées en SiO₂, Na₂O et K₂O traduisent le caractère très évolué (bain résiduel) de ces leucogranites qui peuvent être rapprochés des « cortèges aplopegmatitiques » résultant des derniers liquides magmatitiques associés à une phase fluide importante (notamment présence de bore).

$\mu\gamma$. **Microgranites indifférenciés, tardi-viséens.** $\nu\mu\gamma$. **Granophyres d'aspect vitreux.** Ce sont essentiellement des microgranites, localisés dans la partie orientale du massif ; ils forment un important faisceau subméridien. Ils se prolongent dans les anatexites, jusqu'à Chirmeaux.

Ces microgranites sont de deux types : porphyrique dominant $\mu\gamma$ et granophyrique mineur $\nu\mu\gamma$.

Macroscopiquement, les microgranites possèdent une mésostase gris verdâtre à l'état frais, beige rosé lorsqu'elle est altérée, des phénocristaux de feldspath potassique pouvant dépasser 3 cm, à zonage net souligné par des biotites et des plagioclases, plagioclases automorphes (0,5 à 1 cm) jaunâtres, quartz globulaire (environ 5 mm de diamètre), biotite en lattes millimétriques et cordiérite prismatique pouvant atteindre 2 cm d'allongement. Dans les granophyres les phénocristaux sont très abondants mais dépassent rarement 3 mm.

En lame mince : phénocristaux de quartz parfois brisés, de feldspath potassique perthitique kaolinisé, d'oligoclase (An 6-11) déstabilisé en assemblage micacé, de biotite pseudomorphosée en chlorite plus opaques et de cordiérite destablisée en pinite \pm gigantolite ; mésostase quartzo-feldspathique fréquemment sphérulitique, à chlorite et muscovite (souvent en gerbes) pour les microgranites. Dans les granophyres : phénocristaux de quartz globuleux, bipyramidé, parfois xénomorphe, de plagioclase zoné (An 33 à An 22), de feldspath potassique très rare, xénomorphe, à bordure micropegmatitique, de biotite automorphe ; mésostase quartzofeldspathique avec nombreuses associations micropegmatitiques, quelques biotites, muscovites, apatites aciculaires et opaques.

Les microgranites porphyriques se rattachent à ceux de la zone de Manzat (Ameil, 1963 ; Vennat, 1983) ; quant aux granophyres, malgré une paragenèse et un ordre de cristallisation différents, ils sont également rapprochés de cet ensemble par G. Vennat qui décrit des roches semblables dans le complexe de Gannat—les Ancizes.

Q. Filons de quartz. Quelques filons de quartz ont été repérés, notamment dans le granite fin bordant le granite de St-Gervais-d'Auvergne au Sud, ainsi qu'au Sud de Ste-Christine.

TERRAINS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES DU SILLON HOUILLER

De la gare de Gouttières jusqu'au château de la Rochette, sur une longueur de 21 km et une largeur maximale de 1,3 km, une succession de compartiments circonscrits par des limites d'érosion et (ou) des séries d'accidents en relais traversent la coupure Saint-Gervais-d'Auvergne et prolongent, en direction générale SSW, le bassin houiller de Saint-Éloy-les-Mines—la Bouble, jalon important lié au linéament connu sous le nom de grand Sillon houiller.

Cette succession correspond topographiquement, sur les 3/4 de sa longueur, à une dépression souvent dominée par des escarpements se raccordant à des plateaux situés, en moyenne, à 60 m au-dessus.

Encadrée de terrains cristallins plus ou moins cataclasés, cette dépression provient, sur la moitié nord de la coupure, de l'érosion différentielle de roches plus ou moins tendres (grès ou argilites) dont les témoins culminent vers 650 m près de la gare de Gouttières et 640 m à l'WNW de la Croizette, les bas-fonds intermédiaires s'établissent vers la cote 600.

Plus au Sud, et séparé de la zone précédente par du cristallin, un domaine tectoniquement plus affecté et moins érodé, présente des cotes variant entre 620 au Nord, et 520 au Sud. Un colmatage de formations superficielles et de formations tertiaires y laisse subsister des affleurements où dominent des roches fortement marquées par le volcanisme, le sillon devenant de plus en plus indépendant des détails de la morphologie actuelle.

Ce grand accident a une vocation fluviale soulignée par des affluents plus ou moins directs de la Sioule qui le traversent, ou le suivent, selon un tracé lié fréquemment au réseau de fractures. Le sens d'écoulement est tantôt vers le Nord, plus souvent vers le Sud.

Le fonctionnement du Sillon houiller sera décrit dans le chapitre histoire géologique.

Complexe volcanique viséen

Dans la moitié méridionale de la coupure, une zone de distension délimitée grossièrement par les chemins du Bladeix à Lébeaupin, au Sud, et de Gandichoux à la Roche, au Nord, sépare deux suites de panneaux, de moindre largeur et plus ou moins décalés les uns par rapport aux autres, dans lesquels le recouvrement de colluvions, alluvions et terrains tertiaires ne laisse affleurer que des roches à caractères volcaniques marqués, largement dominantes sur les roches sédimentaires.

h2. Tufs. Des roches massives, résistantes, grises à verdâtres, plus ou moins riches en enclaves variées (granites, métamorphites, roches volcaniques acides, débris carbonés et en clastes de quartz, feldspaths, biotite) affleurent en quatre masses principales dont les contacts avec le cristallin ou les autres formations anté-tertiaires sont tectoniques ou masqués. Tels sont les cas de l'ensemble compris entre la D60E (de Saint-Priest-des-Champs à Biollet)

et le hameau abandonné des Paris ; de la masse observée à partir d'une ligne Milliazeix—Theillet jusqu'aux abords du chemin Tingaud—Bordessoule ; et d'un jalon intermédiaire, visible dans le lit d'un ruisseau, à l'amont de sa traversée par le chemin de Gandichoux à la Roche.

En lame mince, ces volcanites correspondent en majeure partie à des tufs à cristaux et lapilli : éclats de quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite flexueuse (fraîche ou chloritisée) ; éléments lithiques de taille et nature variées : laves rhyolitiques aphyriques ou porphyriques, andésites altérées ; matrice hétérogène à nombreux petits éclats de quartz et de feldspaths, plages à texture de microponce ou à écharde divitrifiées, à tendance sphérolitique ou à fluidalité localement bien marquée suggérant pour ces tufs une origine ignimbritique.

A 250 m à l'Est de la carrière de Tingaud, affleure un faciès de lave : phénocristaux de quartz et minéraux ferromagnésiens remplacés par des chlorites et du carbonate (probablement d'anciens pyroxènes) et de biotite chloritisée ; mésostase microcristalline feldspathique mais séricitisée, à quartz, chlorite (matérialisant la fluidalité), apatite aciculaire et nombreux oxydes de Fe et Ti.

Une carrière abandonnée, en bordure de la N 687 à l'ENE de Tingaud fournit, par contre, des données sur la microtectonique et la stratification locale de ces tufs. De direction NE, fortement pentées NW, ces roches montrent des stries senestres qui traduisent l'influence des compressions NW-SE et E-W, tandis que des failles inverses (à pendage Est et Ouest) indiquent des décrochements senestres.

Plus au Sud, à l'Est et au Nord-Est de Grégottier, les contacts des tufs restent non visibles. Les affleurements du château de la Rochette à la D 19, annoncent le grand panneau de tufs de la région de Rochemaud (coupure Pontgibaud) où la mise en place en recouvrement est nette.

Des tufs rhyolitiques auraient été rencontrés, sous 13 m d'argiles sableuses tertiaires, au Nord-Est de Grégottier, proche des affleurements de tufs.

Volcanites associées. Les travaux liés au nouveau tracé de la route D 687, entre Tingaud et Milliazeix montrent, vers l'Est, un passage graduel entre les « tufs » et des faciès plus franchement volcaniques.

h2y⁴. **Granodiorites associées aux tufs viséens.** Ces panneaux ont été observés au Sud du Sillon houiller. Cette association est probablement d'origine tectonique.

Volcanisme stéphanien

h5p. **Rhyolites et trachytes.** Trois affleurements de roches volcaniques ont été observés :

— l'un, rhyolitique, altéré, blanchâtre, d'extension métrique sur le chemin de Vernadel à la D 62 ;

– deux affleurements de trachyte ; l'un, en gisement de direction concordante à celle des grès conglomératiques à 1 km au SSW de la Peize, exploité par grattages : il s'agit d'une roche altérée, litée, grise à tâches rouilles, vacuolaire, à biotite ; l'autre, à l'Est du hameau de Chazal, également exploité, dont les relations avec les grès du secteur sont masquées par une couverture de colluvions à éléments de socle.

Ensemble volcano-sédimentaire stéphanien

h5C. **Conglomérats.** Des conglomérats à galets de socle et de roches volcaniques acides (rhyolite, dacite), dessinent une frange diminuant d'importance depuis le chemin de Vernadel à la George, jusqu'à la D 110 ; ils ne se manifestent que par des galets plus ou moins altérés dans une matrice argileuse claire. Des jalons de même nature étendent leur domaine sur environ 300 m à l'Est de la D 110.

h5A1. **Argilites et siltites du mur avec assises de charbon subaffleuran-tes (cha).** Mis à part quelques affleurements de dimensions métriques à plurimétriques dont la position en lisière ouest du sillon (vers le lieu-dit « les Fayes » au Nord de Gouttières) laisse supposer qu'il s'agit d'équivalents de cette subdivision, les observations les plus complètes ont été effectuées sur le matériel de fouilles en tranchées et de sondages effectués dans le cadre de l'inventaire national des ressources charbonnières.

Le sondage de la George, implanté à proximité de la bordure ouest du Sillon, dans une zone très tectonisée recoupe des terrains subverticaux : à la base, on observe 15 m d'alternance de grès feldspathiques plus ou moins grossiers remaniant des niveaux d'argilites (schistes des anciennes descriptions) noires carbonées, surmontées d'argilites noires plus ou moins gréseuses et de grès à matrice argilo-carbonée (grès « nougat ») ; dans la partie supérieure, on note la prédominance de niveaux d'argilites remaniées et la présence fréquente de grès et conglomérats à matrice argilo-carbonée.

Le sondage du Tout, également situé près de la bordure ouest du Sillon, montre une série sensiblement différente : les niveaux détritiques forment des ensembles assez puissants et réguliers à dominante alternativement fine ou grossière. Deux niveaux charbonneux situés à la base et au sommet s'intercalent dans des séries à dominante argilo-gréseuse.

Les séries lithologiques de ces deux sondages correspondent à deux types de faciès illustrant bien l'évolution individuelle des îlots subsidents.

Au Tout, la sédimentation est régulière avec prédominance des bancs grès-conglomératiques épais représentant d'anciens faciès fluviaux d'énergie moyenne, entrecoupés de niveaux argilo-carbonés et de veines de charbon caractérisant des faciès fluviolacustres à lacustres. Les contacts entre bancs sont nets et on ne voit ni ravinement, ni remaniement des niveaux sous-jacents.

A la George, ce sont les faciès fins argileux et carbonés qui sont les plus fréquents, avec présence de niveaux particuliers de grès et conglomérats à matrice argileuse. Il est difficile, compte-tenu de la tectonisation intense et des structures chaotiques de discerner nettement la part des phénomènes

synsédimentaires dus à l'instabilité du matériel (les grès « nougats » résulteraient de la mise en place de coulées boueuses à forte densité).

h5GC. Grès feldspathiques grossiers à conglomératiques. De la D 18 E-D 90 (Saint-Julien-la-Geneste à Saint-Gervais-d'Auvergne) jusqu'à la latitude du Teilhot, deux bandes de grès grossiers à graveleux, localement conglomératiques, à galets polygéniques (socle, roches volcaniques acides), feldspathiques, indurés, soulignent topographiquement des structures plissées dont les axes principaux sont plus ou moins obliques sur les bordures du Sillon.

La ligne des affleurements de la Peize à la George est surtout grésoconglomératique. Dans les carrières creusées dans ces grès, on observe principalement un ensemble grésopélitique (10 m de puissance) en bancs décimétriques avec les éléments les plus grossiers à la base et des débris charbonneux argileux vers le sommet. Cette série est interrompue par une masse de grès blancs feldspathiques contenant des galets hétérogéniques, en bancs plurimétriques sans stratification nette, à débris charbonneux plus ou moins remaniés. Des conglomérats identiques à intercalations de grès fins et d'argilites plus ou moins carbonées sont retrouvés dans le hameau de la Peize (direction subméridienne, pendage 45° Ouest).

h5A2. Argiles et siltites du toit. Elles ont été différenciées dans le même secteur que le précédent et plus particulièrement entre le Teilhot et la George où dépressions et croupes WSW-ENE correspondent, les premières à des affleurements discrets de siltites plus ou moins gréseuses et argileuses avec minces horizons carbonés, les secondes à des grès feldspathiques dominants plus ou moins grossiers. Les affleurements sont rares et de qualité médiocre (niveaux en dressants avec fauchage des têtes, altération, etc.).

h5G. Grès feldspathiques indifférenciés. Au Nord des routes D 18 E et D 90, les formations superficielles, peu épaisses, masquent un ensemble de grès feldspathiques affleurant mal, altérés et plus ou moins cohérents, jaunâtres ; de telles conditions ne permettent pas d'en esquisser la structure. Ces grès renferment localement (fossé Est de la D 110, en face du lieu-dit « la gare » de Gouttières) un horizon conglomératique polygénique.

ci h5. Cinérites. De part et d'autre de la route D 90, à l'Est du carrefour avec la D 110, des roches dures, à grain fin, kaki, à délit en plaquettes avec interfaces à débris végétaux carbonés ont été différenciées : un grattage entre la route et le ruisseau la Sovolle, à hauteur de la cote 608 en fournit le seul affleurement (direction ENE, fort pendage Sud). Leur extension cartographiée est basée sur les débris résiduels et plus ou moins remaniés visibles dans les prairies et labours. Des roches identiques affleurent en bordure est de la D 110, à environ 1,8 km au Sud de la Peize (direction NE, pendage vertical).

Une origine cinéritique pourrait être attribuée également à un petit affleurement de siltites quartzeuses très fines, gris verdâtre, situées au toit de la ride gréseuse traversée par la D 110 entre le point précédent et la Peize. Rappelons que d'anciens travaux de recherche de houille font référence à des niveaux de « gore » blanc associés aux veines de houille du secteur du Tout ; ces roches n'ont pas été retrouvées.

Diverses données complémentaires, fournies par sondages courts, démontrent l'existence de sédiments houillers :

- dans la zone de distension traversée par la route D 80 (sondage de Gandichoux), le tertiaire recouvre une succession de bancs décimétriques de grès graveleux (à éléments conglomératiques polygéniques) et d'argilites noires charbonneuses reconnue sur une quinzaine de mètres ;
- du Houiller sédimentaire a été reconnu sous quelques mètres de formations superficielles au NNW du château de la Rochette, à l'Ouest d'affleurements de tufs, prolongeant ainsi vers le Sud, quelques témoins d'argilites noires et grès observés depuis la hauteur de Tingaud jusqu'au Nord-Est de Grégottier dans lesquels d'anciens travaux de recherches de houille ont été retrouvés (tranchées). Notons la présence de débris carbonés dans les roches du complexe volcanique.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Les formations sédimentaires sont très peu développées sur cette feuille. Les plus diversifiées appartiennent à l'ensemble volcano-sédimentaire du Sillon houiller et ont été décrites dans le chapitre précédent.

Sédiments tertiaires

g. **Oligocène indifférencié. Sables argileux.** Il s'agit de formations argilo sableuses ou argileuses qui ont été attribuées à l'Oligocène par analogie avec celles que l'on trouve au Sud (feuille Pontgibaud). Un placage important se situe à l'Ouest de Villosanges.

Dans le Sillon houiller des sables argileux et argiles plus ou moins sableuses verdâtres ont été observés de manière quasi continue depuis la route de Saint-Priest-des-Champs au Theilhot jusqu'au Nord-Est de Grégottier. Ces faciès, reconnus par sondages, sont constitués également par des argiles blanches à bariolées et des grès dont le seul affleurement caractéristique (grès compacts) est visible entre les hameaux du Poirier et des Tours, juste à l'amont de la traversée, par le chemin, d'une petite rivière. Des horizons à galets ont été localement signalés. L'épaisseur, très variable, atteint localement une quarantaine de mètres (sondage de Grandichoux). A l'extrême Sud du Sillon Houiller il est probable qu'un petit lambeau d'Oligocène prolonge celui qui est représenté sur la feuille Pontgibaud.

VOLCANISME QUATERNAIRE

β 1. **Basanites (chaîne de la Sioule).** Les basanites affleurant au château d'Ambur et à Mazal appartiennent à la chaîne de la Sioule. L'étude pétrographique et géochimique de ces laves a fait l'objet de la thèse de J. Mendoza-Delgado (1972).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

R α γ . **Sables plus ou moins argileux à blocailles argileuses.** Sur certains versants du socle cristallin, en particulier à l'Est de Lébeaupun, s'observent

des concentrations plus ou moins aplanies d'arènes granitiques déplacées ou non, argileuses.

C.γ. Arènes de fond de vallon (peu ou pas transportées). Certains fonds de thalwegs sont occupés par des arènes peu transportées (épaisseur de 5,5 m près de la Salasse).

Cγ. Dépôts de versant. Les colluvions alimentées par l'ensemble des roches du Paléozoïque, métamorphiques et (ou) éruptives ont été regroupées sous la désignation Cγ : elles constituent le plus souvent des dépôts de pentes d'épaisseur variable (3,80 m au Sud de Gregottier).

C-F. Colluvions et alluvions indifférenciées. Ce sont des ensembles souvent bien délimités morphologiquement. Leur épaisseur semble très variable (1,30 m à 2,50 m au Nord-Ouest de Milliazeix). Les matériaux plus ou moins transportés, hétérogéniques, donnent de vastes plans humides et des « flats ».

Dans le secteur Teilhet—le Tout, les formations superficielles résultant de l'altération des sédiments carbonifères (grès, argilites, siltites) ont une épaisseur variant de 0 à 4,50 m.

C. Colluvions d'âge quaternaire. Ce sont des dépôts colluviaux polygéniques, alimentés par les divers matériaux et constituant des formations d'âge quaternaire. Les dépôts donnent des « terres mouillées », étendues marécageuses de nature argileuse.

Des colluvions argileuses verdâtres, souvent litées à blocs de quartz et de roches granitiques non classées constituant une plaine marécageuse à l'Ouest de Montel-de-Gelat, où elles se raccordent aux alluvions du ruisseau Raby et de ses affluents.

Les formations granitiques, métamorphiques et volcaniques s'altèrent en arène dont l'épaisseur est généralement inférieure à quelques mètres et qui conservent souvent la structure et la coloration de la roche-mère ainsi que des petits fragments de roche ou de minéraux de la roche-mère.

Cela permet une bonne densité d'observation, excepté pour les zones de pâturages. Ces zones aveugles n'ont donc pas été représentées sur la carte.

Fy-z. Dépôts récents et colluvions de fond de vallon. Il existe un contraste très net dans les deux tiers occidentaux de la carte où les rivières à débit peu important déposent des alluvions (mis à part le Cher en bordure de la carte et ses affluents au Nord qui creusent des gorges) et le tiers oriental où les grandes rivières coulent dans des gorges profondes et alluvionnent peu.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

ÉVÈNEMENTS MÉTAMORPHIQUES ET TECTONOMAGMATIQUES HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Ce chapitre a pour but de replacer le secteur de la feuille St-Gervais-d'Auvergne dans le contexte géologique et géodynamique du Massif central, en s'appuyant sur les travaux de cartographie, pétrostructurale, géochimie et géochronologie réalisés au cours de ces 15 dernières années.

Dans l'évolution orogénique polyphasée du Massif central, les idées actuelles (Ledru *et al.*, 1989) distinguent un empilement de nappes avec, de bas en haut :

- les complexes autochtones relatifs ;
- l'unité inférieure des gneiss ;
- l'unité supérieure des gneiss ;
- et les unités supérieures épizonales.

Dans ce modèle, les migmatites affleurant à l'Ouest du Sillon houiller appartiennent à l'unité inférieure des gneiss, tandis que les gneiss et migmatites situés à l'Est sont rapportés à l'unité supérieure (Ledru *et al.*, 1989).

Dans les deux cas, ces migmatites représentent une formation volcano-sédimentaire mise en place sur une croûte continentale juvénile, du Protérozoïque supérieur au Cambrien (Vidal *et al.*, 1970 ; Autran et Cogné, 1980) et impliquée dans le cycle orogénique varisque.

Durant la *période éovarisque* (500-395 Ma) une phase d'enfouissement de croûte continentale développe un métamorphisme de haute pression (événement majeur calé à 420 ± 10 Ma ; Pin et Peucat, 1986) ; dont des reliques de disthène ont été observées dans les métatexites affleurant au Sud (feuille Pontgibaud).

La *période médiovarisque* (395-340 Ma) correspond à une phase de collision continent-continent et à la mise en place des nappes principales. Il se développe un métamorphisme de type « barrovien », synchrone de l'acquisition d'une foliation régionale et accompagné d'un épisode anatectique ; ces événements sont représentés dans les migmatites et dans les granites d'anatexie (complexes de Guéret et de St-Gervais-d'Auvergne, granites associés aux migmatites).

L'anatexie a été datée à 356 ± 8 Ma (carrière du Puy du Roy à Aubusson ; Lebreton *et al.*, 1986) et le granite de Guéret à 356 ± 10 Ma (Berthier *et al.*, 1979). La mise en place du granite de St-Gervais-d'Auvergne apparaît comprise entre 355 à 335 Ma (Belin, 1983), débutant par le granite à biotite et cordiérite.

Les granites de St-Gervais-d'Auvergne présentent de grandes analogies avec les granites de Guéret : présence de types alumineux à biotite et cordiérite et de types à biotite seule, association avec une granodiorite à biotite et

amphibole. La différence réside dans la présence de faciès alumineux porphyriques dans le massif de Guéret et dans des relations apparemment différentes avec les anatexites à cordiérite : en bordure du massif de Guéret on peut noter la présence constante d'anatexites granitoïdes à cordiérite et un passage « progressif », alors que le complexe de St-Gervais est bordé par des granites alumineux à grain fin et bordure figée au contact des anatexites ; localement on observe néanmoins des panneaux d'anatexite à cordiérite.

Période éovarisque

Elle est marquée par des événements tectoniques et magmatiques importants :

- **Cisaillements ductiles dextres : de Marche—Combraille**, représenté par des mylonites bordant à l'Ouest les tufs de St-Maurice, dans le prolongement de la branche dite de Fontanières du faisceau de Chambon s/Vouèze (feuille Évaux-les-Bains) ; de **Ste-Christine** affectant le Nord du granite de St-Gervais-d'Auvergne et les gneiss et migmatites de la Sioule. Ces cisaillements, rapportés à la zone broyée sud-armoricaine se situent aux alentours de 330 Ma (Jegouzo, 1980 ; Belin, 1983).

- **Volcanisme et sédimentation du Viséen supérieur** : tufs, laves et microgranites de St-Maurice, tufs du Sillon houiller et des Ancizes.

- **Mise en place des microgranites filoniens** rapportée au Namuro-Westphalien (Ameil, 1963 ; Vennat, 1984).

- **Fonctionnement du Sillon houiller, volcanisme et sédimentation stéphanien**. Les études géologiques et tectoniques antérieures parmi lesquelles celles de Letourneur (1953) et Grolier et Letourneur (1968) il ressort que le Sillon houiller correspond à une fracture continue ayant fonctionné en décrochement senestre, avec un rejet horizontal de 70 km. Les études récentes concernant plus particulièrement les bassins de St-Éloy-les-Mines et de St-Gervais-d'Auvergne (Castaing, 1982 ; Bonijoly et Castaing, 1983) font le point sur le fonctionnement de ce grand accident.

L'analyse structurale a permis de différencier les phases tectoniques suivantes :

- *une première phase de compression N-S* d'âge fin Westphalien, responsable du jeu décrochant senestre du Sillon houiller à N 20° E avec décalage maximum de 70 km matérialisée par des mylonites dans les granites au Sud du Sillon, et dans les migmatites. Simultanément à ce jeu senestre cette phase engendre une fracturation à N 120-140° E en décrochements senestres ;
- *au Stéphanien A et B inférieur* le mouvement se poursuit mais des mécanismes de distensions locales se surimposent aux mouvements décrochants sénestres ; le réseau de fractures existant fonctionne en failles normales, individualisant ainsi des aires subsidentes qui piègent la sédimentation houillère précédée par un épisode volcanique basal ;
- *du Stéphanien B supérieur au Stéphanien C inférieur* la direction moyenne

de compression tourne en NW-SE ; cette compression qui s'exprime dans l'encaissant des bassins et dans leur remplissage correspond au début du plissement des sédiments houillers et entraîne le blocage de la sédimentation au Stéphanien B terminal ;

— *entre le début du Stéphanien C moyen et la base du Stéphanien C supérieur* une compression E-W provoque un serrage intense du Sillon houiller, un plissement des dépôts houillers d'âge stéphanien B et localement des contacts chevauchants du socle sur le Houiller ;

— *à la fin du Stéphanien C*, on assiste à un relâchement des contraintes ; la compression E-W est relayée par une distension N-S.

Cette compression E-W a, de plus, tendance à ouvrir les fractures préexistantes le long desquelles se mettent en place les filons de quartz. Ces rejeux favorisent le développement des composantes d'ouverture qui guident la minéralisation de la phase plombo-zincifère (la chronologie et la classification paragenétique des minéralisations sont données dans le chapitre « Gîtes minéraux ») dans le faisceau de Pontgibaud qui semble correspondre à un accident de second ordre vis-à-vis du Sillon houiller et de la faille de St-Sauves (fig. 5).

● **Mise en place des granites du Sillon houiller et du granite de Charensat.** Les granites du Sillon houiller, prolongeant au Sud le granite de Montmarault scellent la phase ductile du Stéphanien A et B. Ils sont affectés par les décrochements du Stéphanien C.

Il est probable que la mise en place du granite de Charensat, lui-même affecté par des décrochements subméridiens, soit contemporaine de celle du granite de Montmarault.

Période post-stéphanienne.

Vers 195 Ma se mettent en place les minéralisations à fluorine (secteur de St-Jacques-d'Ambur) et les filons de quartz, contrôlés par des fractures N 140 (Roche-d'Agout-Biollet) et N 30-40 (filons au Nord-Est de Tralagues, à l'Ouest du Sillon houiller).

Les dépôts oligocènes sont représentés au Sud du Sillon houiller (sables argileux) et par le petit placage situé à l'Ouest de Villosanges. A l'époque quaternaire (Holocène et début du Pleistocène) s'épanchent les basanites du château d'Ambur et de Mazal.

FRACTURATION

Domaine occidental

Système N 130°-N 150°. Bien représenté au Nord de la feuille, ces accidents peuvent correspondre au prolongement de la direction sud-armoricaine représentée au Nord-Ouest par l'accident de Chambon-s/Vouèze (feuille Évaux-les-Bains) (fig. 5) ; ils sont bien visibles en photogéologie et guident le réseau hydrographique (affluents de la Pampeluze à l'Ouest et de la Sioule à l'Est) ; accident de Pionsat-Gouttières et accidents limitant au Sud le bassin viséen de St-Maurice.

Système N-S ou subméridien. A l'Ouest, ces accidents sont fréquemment accompagnés de cataclasites et de silicifications (filon de quartz saccharoïde au N et NE de la Courtioux). Ils décalent les bordures du granite de Charensat avec phénomènes de silicification et d'altération hydrothermale. Près du Sillon houiller (région de May-Parinet notamment) ils s'accompagnent de silicifications locales et de filons de quartz discontinus. Ces accidents sont donc postérieurs à la mise en place du granite de Charensat et probablement contemporains des accidents N-S de type Châtelet (feuille Évaux-les-Bains).

Système N 20 à 30° E. Parallèle au Sillon houiller, cette direction est bien représentée dans le domaine occidental et notamment lorsqu'on se rapproche du Sillon houiller. Au Sud et à l'ENE de St-Julien-la-Geneste, ces accidents délimitent un panneau d'anatexites à cordiérite ; par ailleurs, selon cette direction, s'oriente un filon de quartz (cote 734, 1 km environ au Nord du moulin des Vestizous) auxquelles s'associent des roches métamorphiques à cordiérite et grenat ainsi que des blocs d'ultrabasites fortement rétrotransformés, et le long duquel on trouve encore des aurières. Comme les accidents N-S, ces accidents N 20° E sont probablement contemporains des accidents subméridiens de type Châtelet ; dans la région de la Vozelle, ils affectent une zone riche en aplites et en pegmatites et s'accompagnent de silicification (près de Praciaux) et d'altération hydrothermale (faciès riches en muscovite, souvent minéralisés).

Système N 40°-N 70°. Au Sud-Ouest de la feuille (les Raynauds-les Fougères) des mylonites silicifiées prolongent la zone reminéralisée de Mérinchal (feuille Felletin).

Domaine oriental

A partir de l'étude photogéologique réalisée par M. Jeambrun, J.M. Belin distingue :

Le faisceau de Saint-Priest : de direction N-S, il se greffe sur le Sillon houiller. Au Sud du massif, il détermine les rapports granites-anatexites. D'après la lithologie, il a fonctionné en décrochement senestre.

Le faisceau de Saint-Gervais—les Ancizes : a également fonctionné en décrochement senestre, avec tout du moins pour la partie sud, affaissement du compartiment oriental. Cette structure est à rattacher à la faille des Rioux (Negroni, 1981), elle-même en relation avec l'accident du faisceau filonien de Pontgibaud.

Moins marqués que les accidents subméridiens, existent néanmoins des failles importantes s'agencant autour d'une direction N 110°. Elles recourent le Sillon houiller et les accidents précédents. Les plus marquées sont la faille des Ouches, au Nord-Est de Saint-Gervais et la faille de Barthomivat au Nord de Saint-Priest. Plus au Sud, ces directions s'infléchissent en N 150°, elles recourent le Sillon houiller en décrochement senestre, la composante horizontale étant nette. Des fractures N 70° sont associées à ce système N 110°-150°.

Cette association de directions N-S et E-W détermine le tracé en baïonnette du réseau hydrographique.

Dans le massif granitique lui-même l'étude détaillée de la fracturation fait apparaître trois directions associées que l'on peut mettre en relation avec la mégafracturation ; il ressort en outre 2 directions adoptées par les circulations hydrothermales, N 20° pour les solutions porteuses de sulfures, N 70° pour les solutions de plus basse température (calcite, fluorine).

STRUCTURES CIRCULAIRES OBSERVÉES EN PHOTOGÉOLOGIE

Au cours de son étude de la photofracturation, M. Jeambrun a observé deux structures circulaires dont l'existence reste inexpiquée.

L'une est située à l'Est de Courdemanges dans le domaine occidental ; elle dessine un ellipsoïde dont le grand axe mesure environ 1,25 km et le petit axe environ 1 km. L'autre, double, apparaît à l'Est de Ste-Christine avec un diamètre d'environ 1 km, autour des hameaux de Beaumont et Langlade.

RESSOURCES DU SOUS-SOL

HYDROGÉOLOGIE

Hydrographie

Le territoire de la feuille Saint-Gervais-d'Auvergne est constitué de séries granitiques et cristallophylliennes dont la nature est peu perméable. Un placage très enclavé de Viséen métamorphisé existe à Saint-Maurice-près-Pionsat, tout aussi peu perméable.

Le caractère de la feuille est d'être traversé par la grande cassure du Sillon houiller, largement ouverte et orientée N 20°. Les principales directions linéamentaires sont encore assez regroupées, de subméridiennes à direction N 20°. Il apparaît cependant d'autres fortes lignes de fracture, la mieux représentée étant la dislocation de Sainte-Christine dans le quart Nord-Est de la feuille, de direction N 140.

Comme dans les pays de socle, le chevelu hydrographique est extrêmement resserré, et la plupart des grands thalwegs empruntent, au moins par tronçons successifs, les trajets des grandes cassures. Certains grands linéaments, soulignant une ligne de crête, apparaissent comme des axes de réalimentation de part et d'autre desquels prennent source une multitude de ruisselets :

- axe Saint-Maurice-près-Pionsat (N 140) — Biollet — les Tuilleries
- axe Dontreix (N 210) — les Tromps.

La dislocation houillère, qui est une zone basse de la topographie, joue aussi ce rôle, générant les sources et infléchissant les hauts thalwegs des ruisseaux.

La région de Saint-Gervais-d'Auvergne apparaît comme un môle granitique culminant à + 740 m, et donnant cours à de nombreux écoulements : dans ce quart est de la feuille, les thalwegs s'orientent à l'Est, depuis le ruisseau de Braynant empruntant la dislocation de Sainte-Christine, jusqu'à la Sioule, qui fait un coude accusé vers l'Est au droit des Fades.

Le pays apparaît morphologiquement contrasté de part et d'autre du Sillon houiller (ligne Grégottier—Gouttières).

Le tiers est de la feuille apparaît comme une région granitique plus homogène et moins cassée que la partie ouest. De grandes rivières y surimposent leurs gorges profondes et très contournées ; les profils ne sont pas stabilisés et ces rivières n'alluvionnent pas. L'habitat y est encore groupé en agglomérations d'une certaine importance tels le complexe Saint-Georges-de-Mons—les Ancizes—Comps au Sud, ou les bourgs de Saint-Priest-des-Champs et Saint-Gervais-d'Auvergne, plus au Nord.

A l'Ouest, et pour les deux tiers de la feuille, la fracturation du socle est plus intense, les ruisseaux de grand débit se font rares et l'habitat est très dispersé : il y a peu de communes importantes, mais de très nombreux écarts, difficiles à desservir. C'est le paysage des Combrailles, pays boisé (forêt de Drouille, bois de Pionsat) semé de petites dépressions marécageuses qui ont incité à la création de multiples retenues jusqu'à réalisation de quelques unités de très grande superficie : Étang-Neuf, étang de Vergne-la Bouesse, étang de Chancelade au SSW de Charensat. Cet étang de Chancelade, particulièrement vaste et aéré, est un plan d'eau privé à vocation piscicole.

Hydrologie

Les rivières principales apparaissant sur la feuille sont la Sioule et le Sioulet, qui se rejoignent au droit des Ancizes, lieu-dit pont du Bouchet.

Géologiquement, il y a eu capture de la Sioule dont le trajet était certainement beaucoup plus rectiligne au Miocène ; elle empruntait le thalweg actuel de la Miouze (feuille Pontgibaud) et avait une orientation sensiblement NNE de Pontgibaud à Ebreuil (feuille Gannat). Depuis ce temps, à l'emplacement du Sillon houiller, le couloir a été déblayé de ses formations oligocènes par l'érosion qui a profondément surcreusé la vallée du Sioulet ; cette rivière drainait la surface de l'ancien synclinal houiller dont le fond se trouve partiellement mis à nu à l'heure actuelle. La Sioule s'est donc déversée dans cette région voisine de son trajet primitif, mais d'altitude inférieure.

Du fait de ce détournement, son cours a plus que doublé de longueur depuis le Miocène ; la rivière subit une méandrisation profonde dès la sortie de Pontgibaud (hors secteur). Beaucoup de méandres, visibles depuis sa pénétration sur la feuille à la Chartreuse, sont dus au fait que la rivière vient

buter contre de nombreux filons de microgranites d'orientation subméri-dienne, qu'elle doit longer avant de parvenir à les contourner.

Les barrages hydroélectriques, qui sont fréquents sur le cours de la Sioule, sont au nombre de deux dans le cadre de la feuille Saint-Gervais.

Le barrage de Queuille et la centrale qui est dans son emprise ont été construits en 1905. Le plan d'eau amont est déjà considérable et l'élargisse-ment de la rivière se fait sentir jusqu'au méandre de Murat-Queuille, qui par sa forme quasi parfaite reste une curiosité géologique et touristique.

Le viaduc ferroviaire des Fades, le plus haut de France (132 m), enjambe la vallée et à son proche amont a été créé en 1968 le barrage des Fades-Bes-serve, qui est un ouvrage-poids en enrochements. Une conduite directe de 1 800 m de long alimente la centrale des Sagnolles située à 3,5 km en aval dans le méandre des Garachons.

La retenue créée par le barrage des Fades fait sentir son influence jusqu'à la latitude de Saint-Jacques-d'Ambur, à l'extrême sud de la feuille. Le plan d'eau reçoit de nombreux ruisseaux affluents (Chalamont, Colis...), inclut la zone de confluence des deux rivières et a suscité la création de la base nauti-que du Bouchet et du site aménagé VVF de Confolant sur le Sioulet.

La Sioule, aux Fades-Besserve, a un bassin versant naturel de 1 300 km² et son débit moyen annuel est de 21 m³/s ; les pointes de crue ont pu atteindre 71 m³/s.

On citera encore les rivières de Pampeluze et surtout du haut Cher, qui drainent la partie ouest de la feuille et coulent vers le Nord. Le Cher est, à cet endroit, proche de ses sources situées non loin de Mérinchal, sur la feuille Aubusson.

Hydrogéologie

L'hydrogéologie est celle des pays de socle où le ruissellement prédomine ; la tectonisation intense et l'érosion due à l'âpreté des condi-tions climatiques, ont favorisé l'arénisation superficielle et la fissuration des terrains. Failles et filons quartzeux ou microgranitiques peuvent constituer des drains préférentiels, le long desquels les eaux viennent à résurgence. Ces circulations qui peuvent être profondes empruntent parfois des circuits hydrothermaux complexes donnant des sources minérales.

Les nappes d'arène sont constamment utilisées pour l'AEP de nombreu-ses petites communautés. Les captages gravitaires généralement rudimen-taires, ne donnent que des débits assez faibles de l'ordre de 1 à 5 l/s. Par exemple, les anciennes sources captées qui alimentaient autrefois Pontau-mur, et qui ont été reprises par le syndicat intercommunal d'AEP du Sioulet, donnent un débit global de l'ordre de 2 l/s.

Le complexe sidérurgique des aciéries des Ancizes utilise l'eau du SIAEP Sioule et Morge et possède des installations de recyclage d'eau industrielle.

L'épaisseur moyenne des arènes ne doit pas être très importante ; lorsqu'elles sont associées à une circulation filonienne ou fissurale, les zones d'arénisation peuvent constituer un réservoir naturel ne possédant malgré tout qu'une assez faible capacité de régulation.

Les eaux du socle, sur la feuille Saint-Gervais, sont généralement de bonne qualité, peu minéralisées, légèrement acides et agressives, protégées par un environnement favorable, resté naturel et peu pénétré.

Sources minérales

Les sources minérales sont connues par les ouvrages anciens, car aucune d'entre elles ne fait l'objet d'une exploitation à l'heure actuelle. Les sources apparaissent plus rares que sur la feuille avoisinante Aigueperse.

On citera :

- la source du Prat à 2 km à l'Est de Biollet, jaillissant du granite, dont l'eau très gazeuse dépose de l'hydroxyde ferrique. Coordonnées moyennes : $x = 628,90$; $y = 110,45$; altitude + 655 ;
- les sources du hameau du Buffévent, à 3 km au Sud de Saint-Priest-des-Champs, qui étaient au nombre de 5 à 7 : sources Colis, Germaine, Massiol, du Pavillon et puits la Garenne, source Baisle, ... Elles jaillissent du granite sur les deux rives du ruisseau de Colis près du pont de Sauvanet. Coordonnées moyennes : $x = 632,78$; $y = 108,45$; altitude + 590.

Aménagement hydraulique

- Centrale hydroélectrique de Queuille - 1905 (origine)

4 turbines

Hauteur de chute : 25 m

Conduite forcée - débit de l'eau : $45 \text{ m}^3/\text{s}$

Puissance : 8 800 kW

Production : 30 millions kW/an

- Centrale hydroélectrique des Sagnolles - 1968

1 turbine

Hauteur de chute : 76 m + une cheminée d'équilibre

Conduite forcée - débit de l'eau : $46 \text{ m}^3/\text{s}$

Puissance : 28 900 kW - 63 000 volts

Production : 96 millions de kW/an.

GÎTES MINÉRAUX

Localisation et caractéristiques des secteurs minéralisés

Le Sillon houiller, qui traverse la feuille Saint-Gervais-d'Auvergne selon un axe NE-SW, la divise en deux parties inégales.

Dans la partie est, et plus particulièrement dans le coude formé par la Sioule, se rencontrent des filons de quartz à mispickel-pyrite, comme par exemple Chez Saby ou les Farges ; des filons de galène argentifère dans une gangue de quartz comme par exemple Vitrac 2 et des filons essentiellement quartzeux et localement barytiques, avec parfois un peu de galène comme par exemple Chambounet, Fontmartin ou la Feuillade ; certains de ces filons ont une gangue largement fluorée comme par exemple Vitrac 3. Cet ensemble de filons appartient au faisceau minéralisé de Pontgibaud et forme ici une zone de transition entre le secteur principal, situé plus au Sud sur la feuille Pontgibaud et le secteur de Châteauneuf-les-Bains situé plus au Nord sur la feuille Aigueperse.

En bordure du Sioulet, avant son confluent avec la Sioule, se rencontrent des filons de fluorine, avec éventuellement quelques sulfures (galène, chalcopryrite, blende, ...) ; ce sont les filons des Isserts—la Barre et de Confolant—la Chazotte qui représente l'extrémité nord-ouest du filon de Martinèche situé plus au Nord sur la feuille Pontgibaud ; ils constituent la partie septentrionale du secteur fluoré de Saint-Jacques-d'Ambur.

Au Sud-Ouest de Saint-Gervais, des travaux récents, effectués par le BRGM, ont mis en évidence à la Fauvieille et à Chabassières des minéralisations qui remplissent de discrètes fissures ou sont diffuses dans le granite encaissant. Ces minéralisations à cassitérite, mispickel, pyrite, chalcopryrite correspondent à une paragenèse de type « départ acide » associée à un faciès localement plus évolué du granite de Saint-Gervais et fortement hydrothermalisé, avec localement une tourmalinisation intense dans les zones minéralisées. Pour J.M. Belin (1983) il apparaît que l'essentiel des dépôts minéralisés se soit effectué dans un réseau de fractures, accompagné par une dissémination latérale plus ou moins marquée ; en outre, l'origine du cuivre est peut-être à rechercher dans des roches basiques associées, en profondeur, au granite porphyroïde (?), la présence de telles occurrences étant possible vu la nature « mixte » du granite.

Dans la partie à l'Ouest du Sillon houiller, la seule originalité est due à la présence de la puissante structure siliceuse de Roche-d'Agoux (décrite par de Launay, 1901), suivie de façon discontinue sur près de 30 km d'extension selon un long croissant partant au Nord de Saint-Maurice-de-Pionsat pour venir mourir au Sud, quelque 1,5 km à l'Ouest de Villosanges. Cette grande structure hypersilicifiée et son cortège de petites fractures satellites renferment des traces de minéralisation. Celles-ci sont de deux types : soit à mispickel et (ou) pyrite sur gangue de quartz, comme par exemple les Échalières, Loradoux, les Rivières, les Déjets ou Laurière ; soit à barytine et quartz avec, éventuellement, des traces de galène, pyrite, blende et minéraux d'uranium, comme par exemple les Arméniens, Chabassière ou Montaudot.

Dans l'angle sud-ouest de la feuille se trouve le petit indice de quartz à stibine du Pouyal qui est un satellite de l'alignement antimonifère NE-SW de Mérinchal dont les principaux gîtes se trouvent plus à l'Ouest sur la feuille Aubusson.

Au total, la feuille Saint-Gervais-d'Auvergne comporte une trentaine de gîtes minéraux ou d'indices. Plusieurs firent l'objet de travaux de reconnaissance, parfois même poussés, mais aucun n'a jusqu'à ce jour débouché sur une exploitation durable, aucun gisement n'a encore été trouvé sur cette feuille. Mais des recherches sont toujours en cours, principalement pour l'or et l'uranium, tout le long de la grande structure hypersilicifiée de Roched'Agoux et de ses satellites, ainsi que dans le secteur de Saint-Gervais, sur les parties les plus évoluées du monzogranite.

Les paragenèses

Compte-tenu du caractère ténu de leur minéralisation, peu de ces gîtes ont fait l'objet d'une étude métallogénique détaillée. Cependant, on peut les regrouper par secteur et par nature des éléments dominants. Par analogie avec les études faites sur l'ensemble du faisceau filonien de Pontgibaud (Bouladon *et al.*, 1964 ; Négroni, 1981), on peut classer ces minéralisations en 4 groupes paragenétiques (tableau IV).

Filons à mispickel et pyrite. Ce sont des minéralisations de haute température où, comme dans le filon de Chez Saby, on peut rencontrer : *mispickel*, *pyrite*, *marcasite*, *chalcopyrite* (A), *stannite*, *bismuthinite*, *Bismuth natif*, *tétraédrite*, *blende* (R à F) dans une gangue exclusivement quartzeuse pouvant également renfermer des traces de *galène* et *jamesonite*, *bournonite* (R à F).

Les expressions les plus précoces de ce groupe, plus proches de la phase pneumatolytique que de la phase hydrothermale que nous venons de décrire, se rencontrent à la Fauvieille où la cassiterite est abondante en fins cristaux et la molybdénite fréquente alors que l'on n'y trouve aucune trace de galène ou de sulfo-antimoniure.

Filons à galène argentifère. Ils sont rares dans la région de Saint-Gervais pourtant proche de celle de Pontgibaud. Un des trois filons voisins et plus ou moins parallèle que l'on peut rencontrer sur la rive droite de la Sioule, au Nord de Vitrac, fait partie de ce groupe, ainsi que ceux de Mouly, plus au Nord, et de Riberolles à l'Ouest du Sillon houiller. La paragenèse-type comporte : *pyrite*, *marcasite* (R à F), *chalcopyrite* (F à A), *tétraédrite*, *blende* (F), *galène* (AA), *bournonite*, *pyrargyrite* (F) dans une gangue à quartz (A), *barytine* (F).

Malgré les travaux de recherches effectués sur ces filons, aucun ne renfermait de quantité de minerai suffisante pour être mis en exploitation.

Filons de fluorine. Ce sont les filons des Isserts et de la Chazotte en bordure du Sioulet et le filon n° 3 de Vitrac. Ces filons fluorés renferment une variété et une proportion de sulfures plus grande que la plupart des filons de ce type qui, dans la région, en sont parfois totalement démunis. La paragenèse-type de groupe comporte : *pyrite*, *marcasite* (F), *chalcopyrite* (A), *tétraédrite*, *blende* (F à A), *galène* (A), *quartz*, *barytine* (F à A), *fluorine* (AA) avec parfois des carbonates.

Filon de stibine. Le petit indice du Pouyal présente une paragenèse à antimoine classique, mais la minéralisation est peu abondante. Dans une gangue uniquement quartzreuse, on peut voir : *pyrite* (R), *berthièrite* (R), *stibine* (A).

Chronologie, origine et âge des minéralisations

Dans l'épisode à haute température qui est responsable de la genèse des filons à mispickel-pyrite, il convient de distinguer 2 phases. Une phase précoce à cassitérite qui est à la Fauvieille directement liée aux ultimes évolutions magmatiques du granite de Saint-Gervais, et dont les principaux éléments qui la constituent (Sn, As, Fe, Mo, Bi, Cu) sont issus du granite. Considéré comme un diverticule du granite de Guéret à l'Est du Sillon houiller, le granite de Saint-Gervais aurait un âge d'environ 350 Ma.

La phase suivante, à température encore élevée, voit le dépôt des minéralisations à mispickel, pyrite, chalcopryrite comme à la Chabassières auxquelles viennent ensuite s'ajouter d'abord timidement, Zn, Pb, Sb comme Chez Saby où l'on voit apparaître des traces de blende, galène et sulfosels. Comme l'a démontré l'étude des isotopes du Pb dans la région de Pontgibaud (Marcoux et Picot, 1985) l'origine de ces éléments est à rechercher dans les formations métamorphiques encaissantes.

Peu après, et à température sensiblement plus basse, mais selon le même processus de mobilisation des éléments dans les terrains encaissants par des fluides hydrothermaux, dont le granite serait le moteur thermique, se produit l'épisode à Sb qui donne les faibles minéralisations à stibine du Pouyal.

Dans des conditions de température moyenne comparables et vraisemblablement à la même époque, commence la formation des filons plomboargentifères où le mispickel est généralement absent, la pyrite et la chalcopryrite de plus en plus subordonnées alors que la blende est plus fréquente et que la galène, qui renferme généralement les minéraux d'argent (ex. pyrargyrite), devient abondante. L'étude des isotopes du Pb montre que le Pb de ces galènes est beaucoup plus radiogénique d'où une origine plus magmatique que dans le premier cas, due à une percolation dans un matériel granitique. Mais sur la feuille Saint-Gervais-d'Auvergne les conditions géochimiques du milieu semblent moins favorables et l'hydrothermalisme local n'aboutit jamais à des concentrations de minerai aussi importantes que dans le secteur de Pontgibaud.

L'âge de ces épisodes métallogéniques mésothermaux à Sb et à Pb n'est pas encore identifié de façon précise, nous ne pouvons que les qualifier de tardifs par rapport à l'épisode épithermal précédent mieux situé dans le temps.

Le dernier épisode correspond au dépôt de la barytine et de la fluorine par des solutions hydrothermales de basse température. Quand celles-ci empruntent des fractures minéralisées antérieurement, elles remobilisent partiellement les éléments déjà déposés pour donner une nouvelle génération de minéraux de taille généralement plus grande, associés à la barytine et

à la fluorine comme c'est le cas aux Isserts, à la Chazotte, à Vitrac et à Riberoles ; mais souvent ces solutions utilisent des fractures nouvelles et sont exemptes de sulfures. Les éléments Ba et F ont une origine essentiellement plutonique, ils proviennent du lent lessivage des constituants majeurs du granite (feldspath, apatite, ...).

Par analogie avec les régions voisines du Massif central où ce phénomène est bien daté, on attribue un âge de 195 Ma à la formation des filons fluorobarytiques, ce qui rend cet épisode métallogénique nettement distinct ; différent des épisodes précédents dont les minéralisations appartiennent, elles, au cycle hercynien.

CARRIÈRES

Les carrières faisant l'objet d'une exploitation mécanique, sont celles de Tournobert (au Sud-Ouest des Ancizes) dans les granites d'anatexie, et du Pont de Courteix, le long de la D 4 dans les anatexites à cordiérite et dans le granite à biotite. D'autres carrières, ouvertes dans le granite sont exploitées par intermittence et souvent à usage « local » : à l'Ouest Beaublange, Villemaloux, Beauretour, Charron (le long de la D 988), Vergheas, Étang-Neuf, Marmetoux, Villosanges, Mayoux et Theillet, Fougereix, Puy Pelat, Sauvolle et Lafayette, au NW et au SE de Gouttières, Sud de Queuille ; la carrière abandonnée de la Rochette dans les mylonites silicifiées ; dans les microgranites, il faut citer celles de Villosanges (au Nord et au bord de la D 60) et de Grammaze.

Tableau I – Analyses BRGM des granites et anatexites granitoïdes (massifs de Guéret et Charensat, granites bordant le Sillon houiller).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
n° Ech	51	52	999	1457	1509	1609	1692	1710	1900	8	148	1580
x	617,45	618,20	624,05	618,30	615,25	617,25	616,20	613,95	618,35	619,30	636,00	615,25
y	2 100,55	2 099,60	2 112,70	2 113,60	2 106,90	2 102,50	2 100,45	2 104,75	2 116,80	2 100,90	2 101,90	2 108,55
SiO ₂	66,16	68,78	67,44	68,19	70,17	63,80	64,46	63,19	68,58	70,44	68,17	67,46
Al ₂ O ₃	15,04	15,62	15,43	15,40	14,48	15,65	16,37	15,90	15,26	14,51	15,44	16,17
Fe ₂ O ₃	0,45	1,38	0,46	0,65	0,40	0,88	1,02	1,05	2,03	0,82	0,70	0,59
FeO	3,52	3,37	2,73	2,73	2,91	4,02	3,55	3,62	1,25	2,84	2,48	3,88
MgO	1,80	1,78	1,72	1,40	1,21	2,89	1,92	2,80	1,73	1,36	1,28	1,92
CaO	2,10	0,72	1,84	1,57	1,09	2,08	2,25	3,29	1,38	0,57	1,45	0,96
Na ₂ O	2,36	1,63	2,68	2,84	2,40	2,99	3,14	2,55	2,61	1,86	3,94	1,92
K ₂ O	4,28	4,11	4,73	4,18	4,29	4,35	4,00	4,78	4,41	3,95	4,09	4,68
TiO ₂	0,62	0,57	0,52	0,49	0,51	0,81	0,67	0,83	0,39	0,49	0,41	0,59
MnO	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,05	0,04	0,04	0,09
P ₂ O ₅	0,23	0,12	0,19	0,18	0,08	0,23	0,28	0,36	0,17	0,10	0,16	0,08
P. feu.	2,10	0,65	1,19	1,05	1,11	1,10	1,10	0,47	1,88	1,87	1,38	1,29
Ba (p.p.m.)	500	564	416	336	749	754	275	798	324	438	280	524
Sr (p.p.m.)	84	143	214	122	70	126	96	246	132	78	94	80

Tableau I – (suite)

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
n° Ech	2580	1037	1449	1907	938	937	1253	1250	2239	1890	49	1160
x	615,25	625,05	622,05	617,40	627,50	628,20	629,25	629,60	630,15	614,90	624,75	628,20
y	2 108,55	2 111,90	2 110,05	2 108,50	2 104,50	2 104,70	2 110,70	2 110,45	2 111,35	2 106,10	2 102,05	2 111,45
SiO ₂	65,87	66,95	77,20	73,89	66,12	73,03	66,88	70,65	63,03	70,14	73,18	68,72
Al ₂ O ₃	16,22	16,58	12,24	14,69	15,76	14,14	15,67	14,94	16,28	14,83	13,32	14,90
Fe ₂ O ₃	0,74	0,49	1,13	1,02	0,93	0,91	0,59	0,74	0,81	1,93	0,27	0,69
FeO	3,66	2,37	0,60	0,65	2,87	0,86	4,06	1,58	3,88	1,10	1,65	2,40
MgO	2,63	0,59	0	0,38	1,96	0,40	1,73	0,80	2,54	1,28	0,45	1,32
CaO	1,92	1,76	0,41	1,03	0,98	0,46	2,37	0,99	3,18	1,49	0,84	1,55
Na ₂ O	2,63	2,95	2,13	2,80	3,38	3,04	3,01	3,15	2,54	2,85	2,47	2,79
K ₂ O	3,93	5,96	4,89	4,51	5,18	4,62	4,79	5,04	4,72	4,54	4,82	4,61
TiO ₂	0,63	0,42	0,10	0,12	0,59	0,17	0,61	0,35	0,83	0,45	0,16	0,49
MnO	0,07	0,03	0,03	0,04	0,06	0,03	0,07	0,03	0,06	0,05	0,04	0,05
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,07	0,12	0,19	0,20	0,19	0,15	0,26	0,29	0,10	0,14
P. feu.	1,03	0,68	0,74	0,69	1,19	1,61	0,64	0,71	0,62	0,93	1,43	1,01
Ba	417	361	91	286	477	169	562	345	808	425	154	423
Sr	94	72	—	—	171	64	166	142	231	147	54	114

1-2-5-9 : Monzogranite à biotite et cordiérite γ^3M (massif de Guéret) ; 3-4 : Monzogranite à biotite prédominante γ^3_B (massif de Guéret) ; 7 : Granodiorite orientée à biotite γ^4_B (massif de Guéret) ; 8 : Granodiorite à biotite et hornblende γ^4 (massif de Guéret) ; 10-12-13 : Anatexites granitoïdes à cordiérite $M\gamma c$ (massif de Guéret) ; 11 : Granite à grain fin associé aux anatexites γ^{2-3} (massif de St-Gervais-d'Auvergne) ; 14 : Granite grossier à biotite γ^3 (massif de Charensat) ; 15 : Faciès microgrenu de bordure de (2) γ^3 (massif de Charensat) ; 16 : Aplite (massif de Charensat) ; 17-19-20 : Monzogranite porphyrique à biotite $\gamma^3_B H$ (Sillon houiller) ; 18 : Aplite associée à $\gamma^3_B H$; 21 : Granodiorite à biotite et hornblende ($\gamma^4_A H$) (Sillon houiller) ; 22 : Aplite associée à γ^3 ; 23 : Microgranite en petit massif $g\gamma$; 24 : Microgranite filonien $\mu\gamma$.

Tableau II - Analyses des granites du massif de St-Gervais-d'Auvergne (In J.M. Belin, 1983. Moyennes).

	Granite à biotite n = 14					Granite à biotite et cordiérite n = 23				
	\bar{X}	σ	cv	Xm	XM	\bar{X}	σ	cv	Xm	XM
SiO ₂	66,69	0,95	1,42	65,20	68,60	69,79	1,22	1,75	67,40	72,90
Al ₂ O ₃	15,54	0,38	2,45	15,00	16,10	15,17	0,37	2,44	14,70	16,10
Fe ₂ O ₃	0,88	0,22	25,00	0,65	1,30	0,78	0,17	21,79	0,45	1,04
FeO	2,67	0,13	4,87	2,61	2,90	1,63	0,40	24,54	0,58	2,39
MgO	2,14	0,14	6,54	1,80	2,30	1,22	0,29	23,77	0,50	1,70
CaO	1,89	0,46	24,34	1,15	3,00	1,00	0,32	32,00	0,20	1,65
Na ₂ O	3,45	0,31	8,98	3,00	4,00	3,49	0,15	4,30	3,20	3,80
K ₂ O	4,32	0,40	9,25	3,30	4,80	4,48	0,30	6,70	3,80	5,10
TiO ₂	0,64	0,08	12,50	0,50	0,75	0,42	0,12	88,57	0,30	0,70
MnO	0,05	0,01	20,00	0,04	0,06	0,04	0,01	25,00	0,01	0,06
H ₂ O ⁺	1,37	0,40	29,20	0,80	2,10	1,41	0,36	25,53	0,51	2,12
H ₂ O ⁻	0,07	0,09	128,57	0,00	0,23	0,07	0,09	128,57	0,00	0,27
Ba	604	123	20,36	350	785	513	88	17,15	365	670
Li	81	19	23,46	55	110	82	22	26,83	35	155
Rb	186	18	9,68	165	220	200	16	8,00	165	230
Sr	276	52	18,84	215	385	165	29	17,67	100	240
Pb	37	3	8,11	32	42	39	4	10,26	30	46
Zn	64	8	12,50	55	79	55	10	18,87	32	84
Cu	10	3	30,00	7	16	6	2	33,33	2	12

Granite porphyroïde n = 7

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
\bar{X}	67,60	15,17	1,19	2,18	2,27	2,08	3,33	4,91	0,33	0,05	0,75	0,17
Xm	65,50	14,50	0,99	1,45	1,80	2,65	1,40	4,80	0,40	0,04	0,23	0,04
XM	69,80	15,80	1,14	2,69	2,80	3,50	3,00	5,25	0,70	0,05	1,00	0,23

en p.p.m	Ba	Li	Rb	Sr	Pb	Zn	Cu
\bar{X}	749	70	212	312	46	56	9
Xm	555	45	195	250	40	54	6
XM	900	105	225	395	50	58	14

Leucogranites (localisation in J.M. Belin, 1983)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Tot.
43	72,30	14,00	0,36	0,58	0,45	0,52	4,00	4,70	0,10	tr.	0,61	0,12	98,74
44	75,30	14,00	0,50	tr.	0,18	0,40	3,70	4,50	0,10	tr.	0,51	0,00	99,19
45	74,40	14,30	0,64	0,14	0,30	0,40	4,20	4,10	0,10	0,01	0,48	0,02	99,09

en p.p.m	Ba	Li	Rb	Sr	Pb	Zn	Cu	F	D.I.
43	205	20	170	95	78	14	2	≤200	91,61
44	≤100	15	275	30	32	4	10	350	93,34
45	≤100	10	195	45	50	12	17	≤200	92,75

Tableau III - Analyses BRGM des biotites (moyennes). Formule structurale calculée sur 24 (O,OH).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	51	52	1509	1120	1457	873	999	1091	1419	838	1692	1613
SiO ₂	35,40	36,68	36,08	35,86	35,50	36,27	36,25	36,03	36,28	36,36	36,23	36,22
Al ₂ O ₃	19,41	19,64	19,35	19,86	18,88	18,83	18,73	18,86	18,42	17,99	19,07	14,84
FeO	21,31	18,07	19,77	18,41	17,82	18,86	17,63	17,49	16,91	17,18	18,56	16,68
MnO	0,04	0,14	0,14	0,25	0,23	0,23	0,23	0,28	0,18	0,27	0,22	0,16
MgO	7,23	8,98	7,49	8,46	8,98	9,51	10,44	10,01	10,71	10,90	9,76	13,38
TiO ₂	3,97	3,49	4,30	3,10	2,98	3,44	2,73	2,92	3,19	3,18	3,24	3,91
K ₂ O	9,38	9,50	8,94	9,63	9,23	9,68	9,80	9,84	9,87	9,61	9,43	8,45
Na ₂ O	0,19	0,05	0,17	0,15	0,14	0,22	0,13	0,24	0,15	0,22	0,09	0,11
H ₂ O	3,98	4,03	3,99	3,98	3,91	4,02	4,00	3,99	0,04	3,99	4,02	3,93
Total	100,96	100,64	100,25	99,75	97,68	101,13	99,95	99,77	99,83	99,68	100,62	97,77
Si	5,33	5,45	5,42	5,40	5,45	5,40	5,44	5,42	5,44	5,46	5,40	5,53
Al	3,45	3,44	3,42	3,52	3,41	3,31	3,31	3,34	3,25	3,18	3,35	2,67
Fe	2,69	2,24	2,48	2,32	2,29	2,35	2,21	2,20	2,12	2,16	2,31	2,13
Mn	0,05	0,02	0,02	0,03	2,97	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02
Mg	1,62	1,99	1,68	1,90	2,05	2,11	2,33	2,25	2,39	2,44	2,18	3,04
Ti	0,44	0,39	0,48	0,35	0,34	0,38	0,31	0,33	0,36	0,36	0,36	0,45
K	1,80	1,80	1,71	1,85	1,81	1,84	1,88	1,90	1,89	1,84	1,79	1,64
Na	0,05	0,01	0,05	0,04	0,04	0,06	0,04	0,07	0,04	0,06	0,02	0,03
Total	15,41	15,34	15,26	15,43	15,43	15,50	15,55	15,55	15,53	15,54	15,44	15,53

Tableau III – (suite)

	13	14	15	16	17
	1609	1070	1710	938	1229
SiO ₂	37,13	37,33	36,93	36,22	35,82
Al ₂ O ₃	15,88	14,62	14,04	14,41	14,25
FeO	17,51	17,71	18,09	20,31	21,02
MnO	0,27	0,21	0,18	0,33	0,35
MgO	12,35	11,69	12,48	11,67	10,79
TiO ₂	3,51	4,00	3,60	3,43	4,01
K ₂ O	9,48	8,98	9,60	8,77	8,23
Na ₂ O	0,12	0,11	0,10	0,08	0,11
H ₂ O	4,01	3,95	3,93	3,91	3,88
Total	100,32	98,64	98,99	99,17	98,58
Si	5,55	5,67	5,63	5,55	5,54
Al	2,80	2,62	2,52	2,60	2,60
Fe	2,19	2,25	2,31	2,61	2,72
Mn	0,03	0,03	0,02	0,04	0,05
Mg	2,75	2,65	2,84	2,67	2,49
Ti	0,39	0,46	0,41	0,40	0,47
K	1,81	1,74	1,87	1,72	1,62
Na	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Total	15,57	15,45	15,64	15,62	15,52

1 : Anatexite granitoïde à cordiérite $M\gamma_c$ (massif de Guéret).

2-4 : Monzogranite à biotite et cordiérite γ^3M (massif de Guéret).

5-11 : Monzogranite à biotite γ^3_b (massif de Guéret).

12-13 : Granodiorite sombre orientée à biotite γ^4_b (massif de Guéret).

14-15 : Granodiorite à biotite \pm hornblende γ^4 (massif de Guéret).

16 : Monzogranite porphyrique à biotite γ^3_bH (Sillon houiller).

17 : Granodiorite à biotite et hornblende γ^4_aH (Sillon houiller).

Pour les analyses des minéraux du massif de St-Gervais-d'Auvergne, se reporter à la thèse de J.M. Belin.

Tableau IV - Les paragenèses.

Classement		Minéraux métalliques																Gangue					
Groupe	Gisements	Cassitérite	Mispickel	Pyrrhotite	Pyrite	Marcasite	Chalcopyrite	Molybdenite	Stannite	Bismuthinite	Bi natif	Tetraédrite	Blende	Berthierite	Stibine	Galène	Jamesonite	Bournonite	Pyrrargyrite	Quartz	Barytine	Fluorine	Carbonates
à Mispickel-pyrite	La Fauvieille La Chabassières Chez Saby	●	●●	●	●●	●●	●●	●	●	●	●●	●	●●				●			●●	●●		
à galène	Riberolles Vitrac 2 Chambonnet		●		●●	●	●●					●	●●			●●		●	●	●●	●●		
à fluorine	Les Isserts Confolant-la- Chazotte Vitrac 3				●		●●					●	●			●●			●	●●	●●	●●	●
à stibine	Le Pouyal				●									●	●					●			

Légende: ● rare (R); ● peu abondant, mais fréquent (F); ● abondant (A).

BIBLIOGRAPHIE

- AMEIL M. (1963) — Les tufs viséens et les microgranites de la région de Manzat (Puy-de-Dôme). D.E.S., Paris-Sud.
- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) — La zone interne de l'orogène varisque à l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne 2^e C.G.I., Paris, *in* Colloque C6 : Géologie de l'Europe, p. 90-111.
- BARBARIN B., BELIN J.M. (1982) — Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien « Saint-Gervais - L'Hermitage » (Massif central Français) *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, p. 1 377-1 380.
- BAZOT G. (1970) — L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif central français. La couverture oligocène et les ressources thermales minérales. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand 178 p.
- BELIN J.M. (1983) — Le massif de St-Gervais-d'Auvergne (Massif central français). Évolution d'un ensemble granitique composite. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.
- BERTHIER F., DUTHOU J.L., ROQUES M. (1979) — Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif central) ; âge fini-dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types. *Bull. BRGM*, 2^e série, Section I, n° 2, p 59-72.
- BOIS J.P., JEAMBRUN M. (1983) — Région de St-Gervais-d'Auvergne. Rapport de fin de première campagne. Rapport BRGM 83 SGN 039 AUV.
- BONIJOLY D., CASTAING C. (1983) — Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord*, T. CIII, Séance du 10 juin 1983, p. 187.
- BOULADON J., PÉRICHAUD J.J., PICOT P., SAINFELD P. (1964) — Le faisceau filonien de Pontgibaud (Puy-de-Dôme) *Bull. BRGM*, n° 1, p. 1 à 41.
- CASTAING C. (1982) — Inventaire des ressources nationales de charbon. Gîtologie prévisionnelle des charbons dans le NE du Massif central et ses prolongements sous couverture sédimentaire. Rapp. BRGM 82 SGN 326 GEO.
- DEBON F., LE FORT P. (1982) — A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Trans R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 73, 135-49.
- DE la ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980 a) — A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and majorelement analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29 (1980), pp. 183-210.

- DE la ROCHE H., STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980 b) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélation géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sc. de la Terre*, tome XXIV (1980-81), n° 1 pp. 5-121.
- DELAUNAY L. (1901) – Le décrochement quartzeux d'Évaux et Saint-Maurice (Creuse). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 2° semestre, T. CXXXIII, n° 26, p. 1 258-1 260.
- FRIEDEL G. (1918) – Étude sur le bassin de la Bouble et le périmètre de recherche de la Croizette. Doc. inédit Serv. Mines. Clermont-Ferrand (archives).
- GROLIER J. (1965) – Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif central français. La série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier). Thèse d'État, Clermont-Ferrand.
- GROLIER J. (1971) – Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif central français : la série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier). *Mém. BRGM*, n° 64.
- GROLIER J., LETOURNEUR J. (1968) – L'évolution tectonique du Grand Sillon houiller du Massif central français. C.R. XXIII. Int. Géol. Cong., vol. 1, p. 107-116.
- JEGOUZO P. (1980) – The South Armorican Shear Zone *J. Struct. Geol.* v. 2, n° 1/2, p. 39-47.
- JOVER O. (1986) – Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevalles (Massif central français) : Analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse, Nantes, 164 p.
- JULIEN A. (1896) – Le terrain carbonifère marin de la France centrale. p. 1-303.
- LEBRETON N., DUTHOU J.L., GROLIER J.L., MEYER G., TREUIL M. (1986) – Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse, pétrographie, composition, âge). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, T 303, série II n° p. 1 557-1 562.
- LEDROP P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRANA., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1989, (8), t. V, n° 3, pp. 605-618.
- LETOURNEUR J. (1953) – Le Grand Sillon houiller du plateau central français *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LI, n° 238, 236 p. 52 fig., 1 pl. h.t.
- MAMET B. (1970) – Sur une microfaune tournaisienne du Massif central (moulin du Chat Cros, Creuse) *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 110-111.

MARCOUX E., PICOT P. (1985) — Les minéralisations de Pontgibaud, une approche complémentaire par la géochimie isotopique du plomb et les paragenèses. *Chron. Rech. Min.*, n° 481, p. 27-37.

MARTIN D. (1980) — Étude structurale, pétrologique et gîtologique de la série du Chavanon (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 132 p.

MENDOZA-DELGADILLO J. (1972) — Pétrographie et géochimie des laves de la Sioule (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.

NACHITH., RAZAFIMAHEFAN., STUSSI J.M., CARRON J.P. (1985) — Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, Série II, n° 11, p. 813- 818.

NEGRONI J.M. (1981) — Le district de Pontgibaud. Cadre géologique. Évolution structurale et métallogénique. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 191 p.

VENNAT G. (1982) — Un exemple de relations volcanisme-plutonisme : chronologie, pétrologie. Dynamisme d'un complexe volcano-plutonique dans la région de Gannat-les-Ancizes (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand, 155 p.

VIALLEFOND L., BOUDET H. (1978) — Massif central (zone L). Feuilles St-Gervais-d'Auvergne et Pontgibaud. Résultats analytiques. Inv. G.M.X./G.C.A. 041. BRGM.

VIDAL P., COGNÉ J., BONHOMME M. (1970) — Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale : la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadonien et hercynien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Série D, vol. 271, p. 1 737-1 740.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Aubusson* n° 156 : — 1^{re} édition (1902) par L. de LAUNAY,
— 2^e édition (1965) par F.H. FORESTIER.

Feuille *Gannat* n° 157 : — 1^{re} édition (1894) par L. de LAUNAY,
— 2^e édition (1934) par G. GARDE
— 3^e édition (1966) par P. LAPADU-HARGUES.

Feuille *Ussel* n° 165 : — 1^{re} édition (1905) par L. de LAUNAY,
— 2^e édition (1965) par M. ROQUES.

Feuille *Clermont* n° 166 : — 1^{re} édition (1887) par A. MICHEL-LÉVY,
— 2^e édition (1909) par A. MICHEL-LÉVY,
A. LACROIX, P. GLANGEAUD et J. GIRAUD,
— 3^e édition (1939) par G. GARDE et L. GLANGEAUD,
— 4^e édition (1962) par P. LAPADU-HARGUES
et A. RUDEL.

Cartes géologiques à 1/50 000

Feuille *Montaigut-en-Combraille* n° 664 (1980) par F. DESTHIEUX.

Feuille *Guéret* n° 642 (1986) par F. BERTHIER.

Guide géologique régional. « Massif central » par J.M. PERLONGO, A. DE GOER de HERVÉ, 2^e édition (1978). Masson éditeur.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Auvergne, Campus universitaire des Cézeaux, 24, av. des landais, 63170 Aubière. Pour la partie ouest de la feuille (département de la Creuse), il faut s'adresser au Service géologique régional Limousin, 4, cours Bugeaud, 87000 Limoges ou d'une façon plus générale, au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

La notice a été coordonnée et rédigée par A.M. HOTTIN, ingénieur-géologue au BRGM, avec la collaboration de :

- J.J. PÉRICHAUD, ingénieur-géologue au BRGM, pour les gîtes minéraux.
- J.P. BOIS, ingénieur-géologue au BRGM, pour le Sillon houiller.
- D. D'ARCY, ingénieur-hydrogéologue au BRGM, pour l'hydrogéologie.

