

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

ÉVAUX-LES-BAINS

pai

A.M. HOTTIN

ÉVAUX-LES-BAINS

La carte géologique à 1/50 000 ÉVAUX-LES-BAINS est recouverte par la coupure AUBUSSON (N° 156) de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Aigurande	Boussac	Montluçon
Guéret	ÉVAUX- LES-BAINS	Montaigut
St-Sulpice- les-Champs	Aubusson	St-Gervais d'Auvergne



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

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE ÉVAUX-LES-BAINS À 1/50 000

par

A.M. HOTTIN avec la collaboration de Y. GROS, P. MARTEAU, G. MARCHAND, G. MAURIN, G. DEBACQUE, J. CONSTANS, M. TURLAND, P. FREYTET

1991

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

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

- pour la carte: HOTTIN A.M., avec la collaboration de TOTAL Cie minière (1991) Carte géol.
 France (1/50 000), feuille Évaux-les-Bains (643) Orléans: BRGM. Notice explicative par HOTTIN A.M. et coll. (1991), 102 p.
- pour la notice: HOTTIN A.M., avec la collaboration de GROS Y., MARTEAU P., MARCHAND G., MAURIN G., DEBACQUE G., CONSTANS J., TURLAND M., FREYTET P. (1991) Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Évaux-les-Bains (643) Orléans: BRGM, 102 p. Carte géologique par HOTTIN A.M., avec la collaboration de TOTAL-Cie minière (1991).
- © BRGM, 1991. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN: 2-7159-1643-4

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
APERÇU GÉOLOGIQUE	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
ROCHES MÉTAMORPHIQUES : MIGMATITES	7
ROCHES ULTRABASIQUES MÉTAMORPHIQUES	14
ROCHES PLUTONIQUES	18
Leucogranites associés aux migmatites	18
Massif de Guéret	19
Massif de la Marche orientale Granites tardifs	27 28
ROCHES FILONIENNES	28
FORMATIONS SÉDIMENTAIRES, VOLCANOCLASTIQUES	
ET VOLCANIQUES	31
Viséen moyen	32
Viséen supérieur Stéphanien	33 42
Tertiaire et Quaternaire	42
FORMATIONS SUPERFICIELLES	45
LE BASSIN DE GOUZON	46
ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES. HISTOIRE GÉOLOGIQUE	49
GÉOMORPHOLOGIE	62
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	71
HYDROGÉOLOGIE	71
MATÉRIAUX DE CARRIÈRES	73
GÎTES MINÉRAUX	74
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	82
ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES	82
BIBLIOGRAPHIE	85
DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES	90
AUTEURS	90
ANNEXE: ANALYSES CHIMIOUES	91

INTRODUCTION

La feuille Évaux-les-Bains se situe au Nord du département de la Creuse, dans la région de la Marche. La RN 145 reliant Montluçon à Guéret en traverse le tiers nord-ouest.

Les principales villes sont Évaux-les-Bains (30 km au Sud-Ouest de Montluçon), Chambon-sur-Voueize (au centre) et Chénerailles (au Sud-Ouest), chefs-lieux de canton, et Gouzon (35 km à l'Est de Montluçon).

Toute la feuille est drainée vers l'Est par la Tardes et ses affluents dont la Voueize. Le confluent de la Tardes avec le Cher se produit en bordure nordest de la carte (retenue d'eau de Rochebut, lieu-dit Chapelle-de-Saint-Marien).

Sur les deux-tiers occidentaux, les reliefs mous (400-500 m) de granités et migmatites à fort recouvrement d'altérites, sont drainés par un réseau hydrographique fortement colmaté par des alluvions et convergeant vers le bassin tertiaire de Gouzon (380-400 m) d'où émergent les buttes (:r 440 m) de rhyolites stéphaniennes.

Sur le tiers oriental (Est et Sud-Est de la carte), le réseau hydrographique de la Tardes et de ses affluents s'oriente plutôt NNE; les rivières sont encaissées de près de 100 m dans des reliefs de granités et de migmatites plus disséqués qu'à l'Ouest et culminant à 600 m au Sud de la carte. Sur les interfluves subsistent néanmoins les mêmes formations d'altérites que dans la partie ouest.

Sur le plan humain, cette région essentiellement agricole s'est fortement dépeuplée depuis le 19^e siècle, fournissant de la main-d'œuvre aux grandes villes (maçons de la Creuse, entre autres). Le seul point de fixation a été la région de Budelière-Chambon, après la découverte fortuite de l'or du Châtelet lors de la construction de la voie ferrée Ussel—Montluçon en 1898. L'exploitation de la mine d'or, commencée en 1907, s'est achevée en 1956 après avoir fourni environ 11 tonnes d'or. Dans son livre « Creuse secrète » R. Guinot décrit les incidences de cette exploitation sur l'environnement rural de la région.

Depuis le début des années 80, les prospections intensives de l'or ont repris (découverte du gisement de Villeranges par Total-Cie minière, travaux du BRGM au Châtelet).

Actuellement, il faut citer en 1987 la mise en exploitation de l'uranium dans la carrière de Grands-Champs (:r2km à l'Ouest de Gouzon).

Évaux-les-Bains, station thermale connue depuis les Gallo-Romains, fut prospère entre les deux guerres et connaît actuellement un regain d'activité.

Pour l'essentiel, l'activité de la région est basée sur l'élevage, sur quelques exploitations forestières et sur la pisciculture, avec un effort pour développer le tourisme rural.

APERÇU GÉOLOGIQUE

Les formations géologiques affleurant sur la feuille Évaux-les-Bains, située à l'Ouest du grand Sillon houiller, correspondent au domaine migmatitique et granitique de la Marche—Guéret, aux bassins viséens de Ladapeyre, Chambon-sur-Voueize et Château-sur-Cher, aux epanchements rhyolitiques stéphaniens, et au bassin sédimentaire éocène à quaternaire de Gouzon—Chaumaillat.

La dislocation de Chambon-sur-Voueize traverse la feuille d'Ouest en Est avec une direction NI 10° E. Elle se ramifie en un faisceau complexe au centre de la feuille.

Principales formations

• Roches métamorphiques. Au Nord de la dislocation de Chambon-sur-Voueize affleurent les migmatites de Lépaud, dont la diversité des faciès est liée d'une part à la lithologie originelle (termes ortho- ou paradérivés), d'autre part à l'intensité de l'anatexie (faciès de métatexites ou de diatexites).

Des roches ultrabasiques affleurent en petits massifs (dont le plus étendu est celui d'Auge) ou constituent des essaims de blocs au sein des migmatites.

En bordure méridionale des migmatites de Lépaud, un faciès porphyrique à biotite du granité de Guéret est fortement affecté par la dislocation de Chambon-sur-Voueize.

- Roches plutoniques. Le domaine granitique représenté au Sud de cette dislocation correspond à la bordure nord-est du massif de Guéret. Différents faciès pétrographiques ont été identifiés mais les conditions d'affleurement, et donc les données structurales trop ponctuelles, se sont révélées peu propices à une analyse géométrique des relations entre ces faciès ; en revanche, les données géochimiques et minéralogiques confirment l'existence de termes granodioritiques chimiquement proches de la lignée calcoalcaline, à côté des termes, prédominants, à affinité purement crustale.
- Formation sédimentaires et volcaniques. Dans les bassins de Lapadeyre, Chambon-sur-Voueize et Fontanières, le Viséen moyen n'est représenté que par la lentille calcaire du Chat-Cros (au Sud d'Évaux-les-Bains) ; le Viséen supérieur comprend essentiellement des formations volcaniques et quelques intercalations sédimentaires.

De nombreux microgranites filoniens (parmi lesquels le puissant dyke de Sannat) recoupent le granité de Guéret.

Les rhyolites stéphaniennes, qui apparaissent en fenêtres d'érosion dans les sédiments tertiaires et quaternaires du bassin de Gouzon, s'alignent parallèlement à l'accident de Chambon.

Les terrains tertiaires du bassin de Gouzon affleurent à la faveur de la carrière des Grands-Champs. De par l'intérêt de leurs minéralisations uranifères, ces formations ont été étudiées à partir de nombreux sondages.

Des sables quaternaires (exploités au Nord-Est de Gouzon) occupent le centre du bassin tertiaire.

Principaux accidents

La dislocation de Chambon-sur-Voueize correspond à un faisceau d'accidents ductiles appartenant à la zone de cisaillement Marche—Combrailles (ZCMC: Quenardel *et al.*, 1984; Lerouge, 1984), en relation avec la zone broyée sud-armoricaine. Elle est jalonnée par une zone de mylonites qui présente localement plus d'un kilomètre de puissance.

Des accidents subméridiens affectent le granite et les migmatites au Nord d'Évaux-les-Bains; c'est à la faveur de ces accidents que se sont mises en place les minéralisations aurifères du Châtelet.

Les grandes fractures NW-SE d'Auge, Villeranges, Huilat, Évaux et Fontanières sont jalonnées de filons de quartz.

Au Nord-Est de la carte, les migmatites sont affectées par l'accident orienté N 130° E de Richebœuf.

Des accidents orientés N 45° E affectent les granites et les migmatites : respectivement, failles de Rierette (rive gauche de la Tardes) et de Boullerand (Ouest de Bord-Saint-Georges).

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES MÉTAMORPHIQUES: MIGMATITES

 $M\zeta_{S}$. Métatexites à biotite, cordiérite, sillimanite, grenat, antiperthites, reliques de disthène. Dans le secteur de Lépaud (3N; cf. fig. 1), les métatexites alumineuses sont caractérisées par la présence (outre biotite, cordiérite et sillimanite) de grenat, plagioclase antiperthitique et reliques de disthène de très petite taille et blindées dans le plagioclase. La direction de leur foliation est d'environ N 120° E avec pendange très fort ($\simeq 70^{\circ}$) vers le Nord ou vers le Sud, mais au Sud de Gigoux s'observent des foliations subhorizontales; elles sont par ailleurs affectées par des accidents subméridiens qui réorientent localement la foliation dans cette direction.

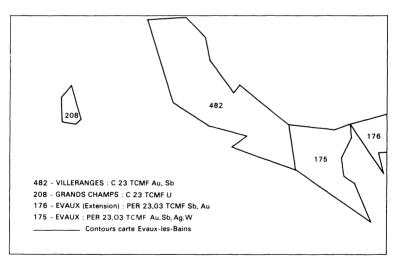
La paragenèse à disthène et plagioclase antiperthitique permet de considérer ces métatexites comme les témoins de l'épisode métamorphique silurien, dans le faciès granulitique de haute pression (Pin et Peucat, 1986).

Sur le plan lithologique, elles correspondent à des termes paradérivés.

 $\mathbf{M}\zeta_c$. Métatexites alumineuses à biotite, cordiérite et sillimanite. Ces roches d'aspect gneissique affleurent en panneaux d'importance variable au sein des diatexites à cordiérite (\mathbf{M}_c^2). On peut en trouver des restites décimétriques (montrant des directions de foliation variables) dans des faciès très anatectiques.

1 N	Auge 2 N	● Lépaud 3 N	4 N
1 S Gouzon	2 S	3 S Chambon-sur-Voueize	4 S Évaux-les-bains ●
5 N	6 N	7 N	8 N
5 S ● Chénérailles	6 S	7 S	Fontanières 8 S

Découpage de la carte pour le repérage des affleurements



Extension des permis de la compagnie TCMF

Fig. 1

Les panneaux les plus importants se situent dans les secteurs Vétisons—Bord-Saint-Georges et La Trimouille (2N), le long de la Voueize (Roche-Neuve et Moulin-de-l'Échaudé: 3S) et dans le secteur de Richebœuf (4N).

La foliation est généralement bien marquée malgré la présence de mobilisats quartzo-feldspathiques lenticulaires plus ou moins développés. Les niveaux gneissiques sont riches en biotite; la cordiérite, souvent pinnitisée, englobe la biotite et souvent de la sillimanite; les mobilisats sont constitués de quartz, plagioclase subautomorphe prédominant (oligoclase moyen) feldspath-K peu abondant fréquemment sous forme de taches envahissant le plagioclase, cordiérite en taches centimétriques, et muscovite secondaire.

Dans les panneaux importants, la direction de la foliation varie de N 75° à N 120° E; le pendage est subvertical, le plus souvent vers le Sud à l'Ouest de la feuille, alternativement vers le Nord ou vers le Sud, à l'Est; ces variations dans le sens du pendage sont liées à des déformations des plans de foliation et à la présence de plis.

δ. Amphibolite interstratifiée dans les métatexites. Un seul affleurement a été observé lors d'une baisse du niveau des eaux à l'extrémité de la « presqu'île » de Saint-Marien (4N). Elle se prolonge à l'Est sur la feuille Montaigut-en-Combrailles où elle a été mise à jour par les travaux effectués au barrage de Rochebut. Elle alterne avec des niveaux leucocrates d'affinité leptynitique. On aurait donc ici une association de type complexe leptyno-amphibolique.

Md. Diatexites claires à cordiérite. Les affleurements sont localisés à l'Est de la feuille: Nord-Est, Est et Sud de Budelière, secteur de Dorgues—La Denèche (4N). Ces roches renferment des panneaux de métatexites à biotite (La Denèche), des enclaves de serpentinites (Entraygues) et sont associées à des leucogranites d'anatexie. Macroscopiquement on observe des loupes biotitiques généralement contournées et des taches centimétriques ou des traînées de cordiérite déstabilisée dans un fond quartzo-feldspathique. Localement, elles ont un aspect presque granitique: le long de la voie ferrée au Nord de La Trimouille, près du ruisseau Budelière et au «Champ-du-Marteau» 200 m au Sud-Ouest de Termont (4N).

Ces roches représentent donc des termes très anatectiques que l'on peut rattacher soit aux migmatites à biotite M_b , soit aux diatexites sombres M_b^2 .

Mé. Diatexites sombres à cordiérite (aubussonites). Elles affleurent largement au Nord-Est de la feuille entre Lépaud et Budelière, dans la région du Châtelet, à l'Est de la Tardes et dans la région d'Auge.

Ce sont des aubussonnites très typées, de teinte bleue lorsqu'elles sont fraîches et virant au brun jaunâtre par altération ; la biotite est abondante, la cordiérite se présente en prismes ou en nodules de taille variable (souvent pluricentimétriques), en amas orientés ou disposés de manière équante. Elles renferment de nombreuses restites de gneiss ou de métatexites alumineuses, et sont souvent associées à des granites d'anatexie à biotite ou à des leucogranites à cordiérite et muscovite.

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe; la composition minéralogique est la suivante: plagioclase automorphe légèrement zoné (An35-An45), feldspath-K rare, quelques myrmékites, quartz, cordiérite prismatique rétromorphosée en chlorite et séricite constituant des amas avec du quartz et de la biotite orientée abondante, apatite, zircon et oxydes.

Mb. Migmatites à biotite (métatexites à diatexites). Ces roches, appartenant à l'ensemble des migmatites de Lépaud, sont abondamment représentées dans le quart nord-ouest de la feuille, entre Bord-Saint-Georges et l'accident de Chambon-sur-Voueize. De beaux affleurements sont visibles dans le secteur des Vétizons (1N), au bord du ruisseau du Pont-Chanté et au Sud-Est de l'Age-Vert (2N), au Nord de Montarux et au bord de la Voueize (3S), ainsi qu'aux environs du Chez (3S). Dans le quart nord-est, on en trouve à la sortie nord du pont suspendu (3N) et sur le chemin allant de La Denèche aux côtes de la Tardes (3S).

Macroscopiquement, ce sont des roches claires avec des lits biotitiques bien marqués alternant avec des niveaux quartzo-feldspathiques (métatexites), ou bien à structure nébulitique avec des loupes biotitiques disséminées dans un fond granitoïde (diatexites); localement, ce faciès leucocrate passe à un faciès enrichi en biotite (La Trimouille: 2N).

Dans les métatexites, les niveaux quartzo-feldspathiques correspondent à des mobilisats et renferment fréquemment de la cordiérite. Le passage aux diatexites (par accroissement du degré anatectique) est très rapide et les deux types de roches coexistent souvent sur un même affleurement. Par ailleurs, on trouve fréquemment des métatexites à biotite au sein des métatexites alumineuses ($M\zeta_c$) avec lesquelles existent tous les termes de passage.

En lame mince, les niveaux ou loupes mésocrates renferment de la biotite; les mobilisats du quartz, de l'oligoclase subautomorphe, du feldspath potassique xénomorphe, quelques myrmékites, de l'apatite et du zircon. Outre la cordiérite, les mobilisats peuvent contenir du grenat (secteur du Chez).

Les métatexites à biotite ont une foliation dont la direction va de N 80 à N 100° E et un pendage vertical ou fortement penté vers le Sud à l'Ouest de la feuille. À l'Est, les panneaux qui apparaissent en restites dans les diatexites \mathbf{M}_c^1 ont un pendage fort, généralement penté vers le Nord (La Dunèche, Chèvechère : 3N et 4N).

Ces migmatites à biotite sont comparables à celles de la série du Chavanon (feuilles Ussel et Pongibaud) dont le chimisme rhyolitique à rhyodacitique indique une dérivation à partir de laves et de tufs plus ou moins remaniés.

Mγc. Anatexites granitoïdes à cordiérite, orientées. Ce faciès que l'on rencontre généralement (feuilles Pontgibaud et Saint-Gervais-d'Auvergne) au contact des aubussonnites et du granite de Guéret et en enclave dans ce dernier, affleure au Sud-Est et au Sud d'Évaux-les-Bains (secteurs des Terrades, Saint-Julien-la Genête, Puy-Aubrun et La Couture: 8N) et à l'Ouest

dans la carrière des Peyroux (5N) où il est affecté par une cataclase importante. Il est associé au faciès granodioritique orienté Myb. C'est une roche qui s'altère facilement et affleure mal. Macroscopiquement on observe de la cordiérite en petits cristaux automorphes orientés et de la biotite abondante, dans un fond quartzo-feldspathique jaunâtre à dominante de quartz et de plagioclase.

En lame mince: texture grenue hypidiomorphe orientée; plagioclase automorphe ± séricitisé; quartz en grandes plages étirées et recristallisées; rare feldspath-K xénomorphe; biotite, cordiérite, apatite et zircon.

Mγb. Anatexites granitoïdes à biotite, orientées. Ces roches sont associées aux anatexites granitoïdes Mγc. Macroscopiquement, elles sont orientées et hétérogènes, riches en biotite et sans cordiérite. En lame mince : texture grenue hypidiomorphe, plagioclase automorphe (oligoclase-andésine), feldspath-K xénomorphe rare, quartz en plages étirées polycristallines, biotite abondante incluant de nombreux zircons et apatite.

Données structurales sur les migmatites à cordiérite M_c^2 et $M\zeta_{^{\rm C}}$ dans les sondages du Châtelet

Sur les sondages carottés orientés recoupant les migmatites (et montrant fréquemment les différents faciès décrits à l'affleurement), la foliation des migmatites a été relevée et reportée dans un diagramme de Schmidt (Gros et al., 1989; fig. 2).

Le plus grand nombre de mesures correspond à une direction N 135°E avec pendage fort vers le Nord; les migmatites s'orientent également suivant des plans N 60°E et subméridiens à pendage subvertical.

Les axes de plis mesurés (fig. 3) correspondent à 2 directions : N 105° E à plongement faible (10°) vers le Nord, et N 135° à plongement 15° vers le Sud.

Principaux accidents affectant l'ensemble des migmatites

Les migmatites sont peu affectées par l'accident de Chambon-sur-Voueize, le contact avec le granite de Guéret se faisant en effet bien au Nord de cet accident.

Dans l'environnement de l'ancienne mine d'or du Châtelet, les migmatites sont affectées par des failles subméridiennes injectées de quartz minéralisé qui portent des stries horizontales indiquant un cisaillement dextre (affleurements situés dans l'épingle à cheveux de la D996). Dans les secteurs pauvres en affleurements (entre La Montenelle et La Chassagne), les structures mises en évidence par les campagnes de prospection géophysique se manifestent dans les labours par la présence de zones argileuses, de migmatites rubéfiées et de quartz carié.

Au Nord de Budelière, les migmatites sont affectées par un accident ductile et cassant dont la direction est de N 135° E.

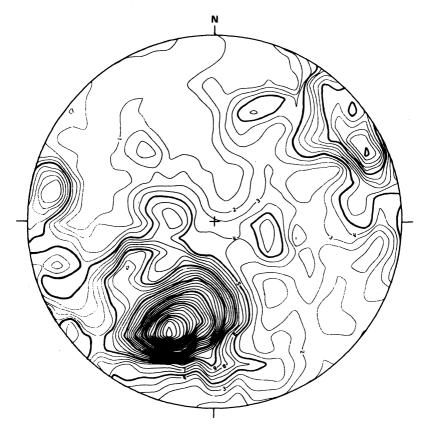


Fig. 2 - Filon Maurice, diagramme de densité des pôles de plans de foliation des migmatites (514 mesures)

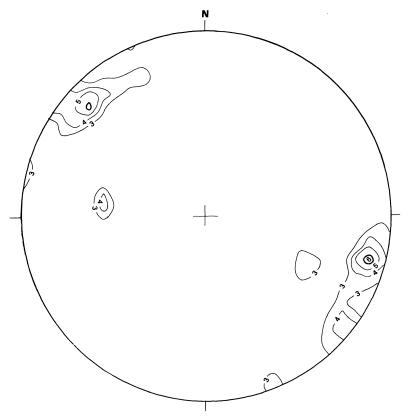


Fig. 3 - Axes de plis mesurés dans les sondages du Châtelet (projection Schmidt, hémisphère inférieur)

Au Nord de l'accident de Chambon, une faille identifiée en géophysique (dite faille de La Chatelaine) prolongerait la faille d'Évaux-les-Bains (direction NW-SE).

Enfin, les migmatites sont recoupées par les grands filons de quartz qui jalonnent les accidents d'Auge, Huilat et Villeranges.

ROCHES ULTRABASIQUES MÉTAMORPHIQUES

Roches ultrabasiques en massifs

- πΛ. **Péridotites** ± **serpentinisées**. Les roches ultrabasiques affleurent en deux massifs de dimension inégale : celui d'Auge (2N) et celui de Boullerand (2N, environ 3 km à l'WNW du précédent), de dimensions beaucoup plus réduites. À Auge, les roches affleurent dans une ancienne carrière et l'on trouve des blocs sub-en place dans les prairies avoisinantes ; à Boullerand, elles affleurent au bord du ruisseau coulant immédiatement au Sud-Est de Chez-Ritte. À l'emplacement du petit massif de Dorgues (4N) représenté sur la carte à 1/80 000, un seul bloc a été retrouvé dans des déblais de construction.
- Massif d'Auge. Signalé par Yang Kieh (1932), ce massif dessine une ellipse allongée NE-SW dans les anatexites. J. Ravier et M. Chenevoy (1979) ont décrit des contacts francs avec les migmatites encaissantes et, localement au moins, une auréole réactionnelle d'environ 1 m de puissance. Sur les bordures du massif on trouve des blocs encroûtés de silice. Une étude lithologique et minéralogique détaillée a été effectuée par E. Zappetini (1984) à partir des faciès affleurants et des échantillons de la collection de J. Ravier et M. Chenevoy.

Principaux faciès lithologiques magmatiques. Un rubanement magmatique primaire a été décrit comme généralement orienté parallèlement à l'allongement principal du massif, avec un pendage vers le Sud-Est. Il correspond à une alternance de lits de composition différente:

- grenatites: niveaux assez homogènes constitués presqu'exclusivement par des grenats riches en pyrope, avec minéraux opaques en film intergranulaire et chlorite et minéraux serpentineux tardifs. Localement, les grenats sont plus ou moins complètement remplacés par des amphiboles orthorhombiques;
- péridotites à grenat et spinelle (lherzolites): olivine, pyroxène, spinelle inclus dans le grenat ou bordé par celui-ci; auréoles de kélyphitisation fréquentes autour des grenats;
- péridotites sans grenat : à olivine, pyroxène et spinelle ; alternent avec les précédentes auxquelles elles passent progressivement ;
- amphibolites: hornblende pargasitique prédominante, associée à de faible quantités d'olivine, de pyroxène, de spinelle et de grenat.

Les analyses des principaux faciès sont données dans le tableau I (en annexe)

Minéraux constitutifs (analyses tableau II, en annexe). L'olivine à une composition variant de Fo 86,8 à Fo 87,2; le clinopyroxène est un diopside

alumineux (Al_2O_3 , atteint 3 %); l'orthopyroxène, rare, a été identifié mais n'a pu être analysé; le spinelle brun-rouge est riche en Fe et en Cr; le grenat a une composition constante Py = 57,7% - 60 %, Gr = 14,5 - 16 %, Alm = 21 - 24 %, UV = 1,35 - 2,4 %; l'amphibole est une hornblende paragasitique; magnétite, niquéline, chromite, millérite et heazlewoodite ont été identifiées.

Conditions P/T de formation et histoire du massif d'Auge. L'interprétation proposée par E. Zappetini (1984) s'appuie sur les données semi-quantitatives (diagrammes de stabilité des différents faciès) et sur les courbes de réaction entre minéraux.

La fig. 4 représente l'évolution P/T du massif d'Auge : corps de lherzolite situé à la limite des champs de stabilité des lherzolites à spinelle et des lher-

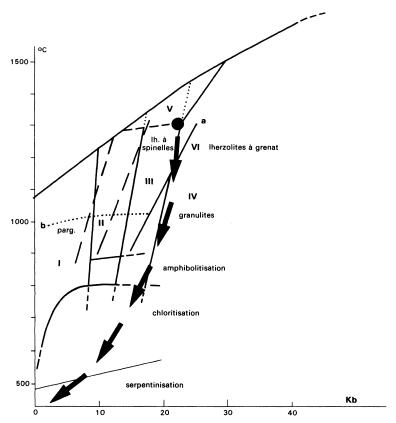


Fig. 4 - Représentation de l'histoire probable du massif d'Auge. (in E. Zappetini, 1984). Le diagramme a été établi d'après les données d'O'Hara (1967) et Holloway (1973)

zolites à grenat qui, par refroidissement à pression légèrement décroissante, entre dans le champ des granulites et continue son évolution par une étape d'amphibolitisation puis par une chloritisation et une serpentinisation finale. Les conditions de recristallisation de la péridotite (faciès granulitique) suggèrent pour le massif une mise en place à la base de la croûte continentale.

- **Massif de Boullerand.** Il semble constitué essentiellement de péridotites serpentinisées.
- Massif de Dorgues. Un seul échantillon a été retrouvé, mais non en place. Il présente un litage comparable au massif d'Auge, mais le grenat semble moins abondant et les niveaux amphiboliques prennent un développement plus important.

Roches ultrabasiques en essaims de blocs

Les roches ultrabasiques se présentent également en blocs épars que l'on peut trouver au hasard des labours. Citons Les Trimouilles, Grand-Cros et La Madeleine (4N), Le Boucherou (3N) et Boullerand au Nord du massif d'Auge (2N). Les « boules vertes », connues depuis le début de l'exploitation de la mine d'or du Châtelet et fréquentes dans les déblais (La Montenelle, Sud de Termont), sont des roches ultrabasiques altérées (listwaenites).

- πδ. **Ultrabasites à amphibole et plagioclase.** Près de Boullerand (Chez-Ritte), des boules pluridécimétriques non déformées sont constituées de grands cristaux d'amphibole pœcilitique incluant du plagioclase granoblastique (on tend ici vers une composition basique).
- π^{1-2} . **Ultrabasites à clinopyroxène et grenat.** Ce type correspond aux blocs de Grand-Cros; ils ont été trouvés dans un grand champ à l'angle de la route Budelière—pont suspendu et du chemin N-S menant à la borne 440 (environs de Vernude); ces blocs sont sub-en place, sur quelques mètres carrés, dans un environnement de leucogranites. L'examen en lame mince montre qu'il s'agit d'une clinopyroxénite à orthopyroxène, grenat, spinelle, amphibole tardive et rutile, comparable aux faciès de lherzolite du massif d'Auge.
- A. **Serpentinites.** Des blocs ont été trouvés en volantes dans le secteur de La Madeleine (Nord de Budelière).
- hy. A. Serpentinites hydrothermalisées (listwaenites). Les boules vertes trouvées dans les déblais de l'ancienne mine ont un diamètre variant de 10 à 50 cm. À La Montenelle, les boules sont surtout constituées de dolomite, quartz, fuchsite et spinelles chromifères. Dans les anciens déblais au Sud de Termont, ces boules d'ultrabasite ont subi une silicification intense laissant néanmoins subsister, de manière fantomatique, l'ancienne structure maillée. La plupart montrent par ailleurs une croûte centimétrique d'amphibole fibroradiée mais totalement chloritisée.

Ces ultrabasites sont fréquentes dans les sondages récemment implantés à La Montenelle (sur le trajet du filon aurifère appelé «Maurice»; fig. 5).

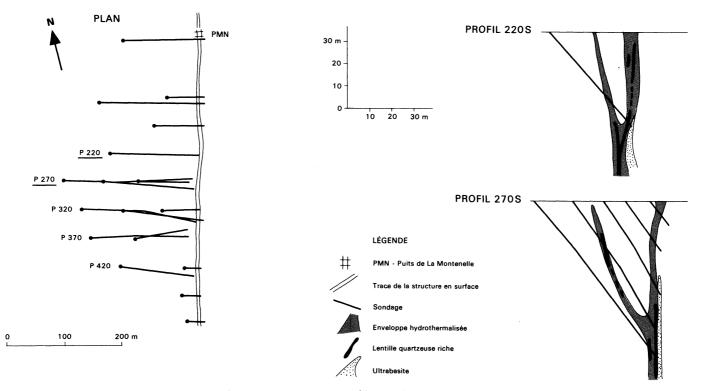


Fig. 5 - Ultrabasites associées au filon Maurice

Elles se présentent en boules centi- à décimétriques, avec auréole réactionnelle d'amphibole orthorhombique (asbeste), l'olivine et l'orthopyroxène étant remplacés par du talc. Elles constituent également des passées plurimétriques dans les anatexites ou dans le granite hydrothermalisé.

La minéralisation de ces listwaenites a été étudiée en détail par E. Marcoux (1990) et parallélisée avec celle des structures minéralisées aurifères (tableau 2, p. 81).

ROCHES PLUTONIQUES

Sur la feuille Évaux-les-Bains affleurent la partie nord-est du massif de Guéret, où l'on a pu identifier plusieurs types pétrographiques, et à l'extrême Nord-Ouest le granite de Chanon, appartenant au massif de la Marche. Par ailleurs, de nombreux leucogranites (en petits massifs ou filoniens) recoupent les migmatites.

Leucogranites associés aux migmatites

Ces leucogranites sont très répandus et, du fait qu'ils accompagnent souvent les filons de quartz aurifère du Châtelet, on leur a attribué une grande importance et ils ont fait l'objet d'une étude détaillée (Zappetini, 1984). Cependant, l'échantillonnage des sondages récents et l'étude plus approfondie des affleurements (en particulier dans le virage de la D 996, après la bifurcation de la route conduisant à la mine) montrent qu'il y avait eu confusion entre leucogranite et granite ou migmatite hydrothermalisée aux épontes des structures minéralisées, et qu'eux-mêmes n'étaient généralement pas affectés par l'altération hydrothermale liée à la minéralisation.

Ces leucogranites affleurent en filons (leur puissance est généralement inférieure au mètre) et plus rarement en petits corps. Certains renferment de l'andalousite, d'autres du grenat.

 γ_a^2 . **Leucogranites en petits corps** (Les Aussures et Le Chez: 4S; Le Sou: 2N). Aux Aussures c'est un granite à **andalousite** (γ_a^2) à grain fin, de teinte claire et légèrement jaunâtre. La biotite (millimétrique et localement orientée) prédomine; la muscovite est visible à l'œil nu. En lame mince: texture grenue légèrement hétérogranulaire; quartz xénomorphe, feldspath-K xénomorphe à tendance automorphe, plagioclase (oligoclase acide) faiblement zoné, myrmékites, biotite automorphe incluant du zircon, muscovite primaire et deutérique, andalousite en plages résiduelles dans la muscovite, associée à du feldspath-K et à du quartz, cordiérite peu abondante transformée en pinnite et gigantolite.

Au Sou, le granite est de grain moyen, avec rare biotite. En lame mince, texture et minéralogie sont comparables à celles du granite des Aussures.

Le leucogranite du Chez, quant à lui, se caractérise par la présence de **grenat** (γ_0^2) .

 γ^2 . Leucogranites filoniens. Ces filons de puissance réduite (centimétrique à décamétrique, parfois plurimétrique) ont une orientation générale NNE-SSW et un pendage fort. Il sont très abondants et, dans les zones altérées, on en retrouve de nombreux blocs dans les labours.

Parmi les plus importants, citons le filon de La Ribière (Est de Chambon), lenticulaire et de puissance inférieure à 2 m, encaissé dans les anatexites; celui des Bordes; celui du Doulaud (mis à jour par les travaux de la carrière), auquel sont associés des filons pegmatitiques centimétriques; celui de la D 996 (bifurcation vers la mine du Châtelet); et les filons subaffleurants ou affleurants à l'Ouest et près de Grand-Cros (4S).

Tous ces leucogranites ont en commun d'être des roches hololeucocrates beiges à rosées à texture équante, à grain fin (sauf dans les faciès pegmatitiques) et à muscovite visible à l'œil nu. En lame mince : quartz à contours crénulés souvent protoclastique, feldspath-K microperthitique incluant quartz et plagioclase et souvent pigmenté par de l'hématite, localement muscovitisé, plagioclase albitique séricitisé à tendance automorphe, myrmékites, muscovite primaire automorphe ou squelettique, muscovite secondaire (souvent associée à de l'andalousite), biotite très rare généralement chloritisée, andalousite fréquente dans les faciès pegmatitiques où elle est souvent altérée.

Les analyses chimiques de ces leucogranites sont données dans le tableau III (en annexe).

Massif de Guéret

 $\eta_a^{1.2}$. Diorite quartzique à amphibole et biotite. Les secteurs d'affleurement se situent d'une part aux environs du barrage de Bord (7N), d'autre part dans le secteur de La Chaussade-Blanche (3N). Pour le premier, l'environnement est constitué par la granodiorite à biotite $\gamma_b^{3.4}$ qui est par ailleurs recoupée par des filons de leucogranites et de pegmatites à muscovite ; la roche affleure sur une dizaine de mètres dans l'épingle à cheveux de la route menant à Bord-la-Roche et près de l'usine hydroélectrique. Pour le second, il s'agit de grosses boules affleurant dans les prairies, avec un encaissant de migmatites ; ces pointements sont dans le prolongement de ceux qui constituent l'extrémité méridionale d'un massif affleurant au Nord, sur la feuille Boussac (Quenardel *et al.*, 1991).

D'après leur composition minéralogique, ces diorites appartiennent à une lignée calco-alcaline. Elles sont comparables aux diorites du domaine de Boussac et de La Correspondance (au Nord) et aux diorites de Lavault-Sainte-Anne (feuille Montluçon, à l'Est) intimement associées à un granite d'anatexite de type Guéret.

Macroscopiquement, ce sont des roches sombres à amphibole aciculaire, de grain moyen à fin, orientées (sur la route de Bord) ou équantes (Chaussade-Blanche).

En lame mince : plagioclase automorphe zoné à cœur saussuritisé, quartz interstitiel, amas de biotite et d'amphibole (actinote montrant un cœur relique de hornblende brune), apatite, zircon, allanite et oxydes de fer et de titane.

Près de Lussat, une enclave microgrenue de diorite quartzique observée dans la granodiorite à biotite (γ_b^{3-4}) renferme : plagioclase automorphe zoné, quartz interstitiel, biotite, amphibole vert-brun aciculaire \pm chloritisée, pyroxène (ou olivine) transformé en chlorite et apatite. Par sa composition chimique (tableau IV, en annexe), cette enclave tombe dans le domaine calco-alcalin. L'amphibole est une hornblende tschermackitique (tabl. VI) et la biotite, peu alumineuse (Al₂O₃ = 15 %) et magnésienne (MgO = 14 %) se situe à la limite des domaines calco-alcalin et alumino-potassique (Nachit *et al.*, 1985; fig. 6 et tableau V, en annexe).

 $\eta\gamma_b^4$. Diorite quartzique à granodiorite orientée, à biotite. Ce faciès voisin de l'anatexite granitoïde à biotite $M\gamma_b$, affleure dans le même secteur que celle-ci (c'est-à-dire au centre-est de la feuille) mais dans l'ensemble il paraît plus homogène et mieux individualisé.

 $\gamma_0^{3.4}$. Granodiorite à monzogranite, biotite et cordiérite. Ce type équant affleure au centre-Ouest de la feuille, dans les régions de Saint-Chabrais et Saint-Julien-le-Châtel (5N, 6N et 6S). C'est un faciès relativement sombre, de grain moyen, non porphyrique, riche en plagioclase automorphe (0,5 à 0,7 cm), à biotite et cordiérite très abondante.

En lame mince: texture grenue hypidiomorphe, plagioclase automorphe zoné, quartz en plages polycristallines, feldspath-K localement automorphe et pœcilitique (inclusions de plagioclase et de biotite), myrmékites, cordiérite prismatique abondante incluant de la sillimanite, biotite, apatite et zircon.

La composition chimique (tableau IV) est celle d'une granodiorite assez riche en potassium. Dans les diagrammes représentatifs, ce faciès suit la tendance alumineuse.

Les biotites (tableau V) sont caractérisées par une teneur en Al₂ O₃ proche de 20 %, avec MgO de 9 %; dans le diagramme de Nachit *et al.* (fig. 6), elles tombent dans le champ des biotites des granites alumino-potassiques.

Les enclaves rencontrées sont de type hyperbiotitique avec ou sans cordiérite, ou à plagioclase et cordiérite.

L'anatexite granitoïde cataclasée, exploitée dans la carrière des Peyroux (5N), est enclavée dans ce faciès granodioritique.

 $\gamma_0^{3.4}$. Granodiorite à biotite orientée. C'est un faciès assez sombre représenté au Sud-Est de la feuille (entre Le Chat-Cros et Reterre : 8N et 8S), à l'Ouest du dyke de Sannat et au SSW de Gouzon (secteurs de Gouzougnat, Voueize et Pierrefitte).

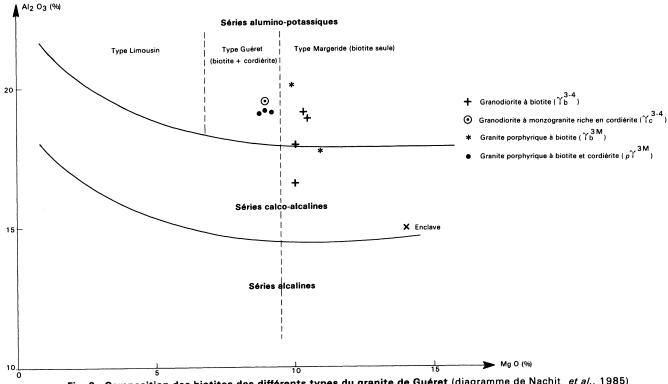


Fig. 6 - Composition des biotites des différents types du granite de Guéret (diagramme de Nachit et al., 1985)

Il s'agit d'une roche riche en biotite, homogène et orientée, de grain moyen avec des phénocristaux de feldspath-K très disséminés. Il n'y a jamais de cordiérite. Les enclaves sont microgrenues, à biotite ou à biotite et amphibole. En lame mince: texture grenue hypidiomorphe, souvent protomylonitique; plagioclase automorphe prédominant zoné (An $35 \rightarrow An42$), quartz généralement peu abondant recristallisé, feldspath-K xénomorphe pœcilitique (inclusions de biotite et plagioclase), biotite automorphe (> 10%), apatite et zircon, parfois de la muscovite secondaire.

Sur le plan géochimique (tableau IV), les teneurs en éléments majeurs (SiO₂ peu élevé, éléments cafémiques en proportion importante, alcalins modérés) placent ce faciès dans le domaine des granodiorites ; dans le diagramme de H. de La Roche et al. (fig.7), il se rapproche de la lignée calcoalcaline et en particulier des granites type Margeride, tendance confirmée par la composition des biotites (tableau V, fig. 6), moins alumineuses (Al₂O₃ = 18-19%) mais plus magnésiennes que dans le type précédent (MgO = 9,5%). Dans un faciès affleurant près de Lussat, les biotites peu alumineuses (Al₂O₃ \simeq 17% avec MgO = 10%) se situent dans le domaine calco-alcalin ; le granite renferme ici une enclave microgrenue à biotite et amphibole (tableau VI).

On ne dispose d'aucune mesure fiable de l'orientation; le seul résultat déduit des mesures de la susceptibilité magnétique, (fig. 8; Joyer, 1986) indique une direction de fluidalité magmatique de direction N 164° E avec un pendage de 40° vers le Nord-Ouest, ceci à l'Est du dyke de Sannat.

 γ_b^{3M} . Monzogranite à biotite, souvent porphyrique. Ce faciès affleure dans le secteur du Chauchet (6S et 7S), au bord de la Tardes (Le Bétoux : 6S) et dans le secteur de la dislocation de Chambon où, fortement affecté par le cisaillement ductile dextre de Chambon-sur-Voueize (qui s'est produit dans la zone de stabilité de la biotite), il prend l'allure d'un orthogneiss à foliation N 110°-130° E et pendage vertical.

C'est un granite à grain moyen (mais légèrement plus grossier que le précédent), assez riche en biotite automorphe et plagioclase, à phénocristaux de feldspath-K (1 à 1,5 cm). En lame mince : texture grenue hypidiomorphe monzonitique à tendance porphyrique ; plagioclase automorphe zoné prédominant (An21-An30), quartz \pm recristallisé, feldspath-K pœcilitique incluant plagioclases et biotites, apatite et zircon abondant.

Sur le plan géochimique (tableau IV), ce faciès diffère du précédent par des teneurs plus faibles en CaO et MgO mais plus élevées en K_2O . Dans le diagramme représentatif de la fig. 7, il se situe dans une position intermédiaire entre le domaine des granodiorites à biotite et celui des granites à biotite et cordiérite. La teneur en Al_2O_3 des biotites est variable (18 à 20 %) avec MgO $\geqslant 10$ %; les biotites du granite affleurant au Nord d'Évaux-les-Bains tombent à la limite des domaines alumino-potassique et calco-alcalin (fig.6).

Dans le secteur du Chauchet il présente une orientation planaire $\simeq N \, 11$ -0° E (avec pendage $\simeq 45$ ° vers le Nord) acquise lors de sa mise en

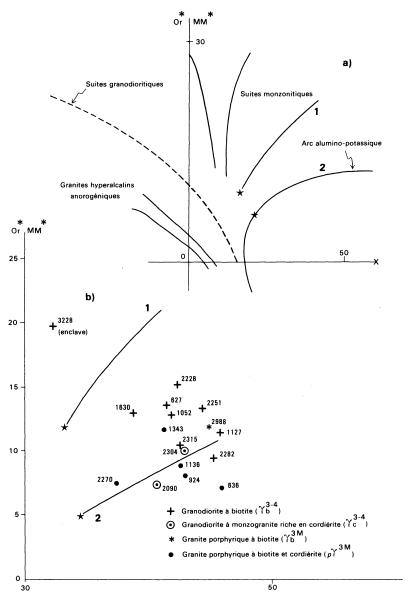


Fig. 7 - Position des différents types de granite de Guéret dans le diagramme de de La Roche *et al.*, (1980 b)

a) - les différentes suites; b) - détail des suites 1 et 2

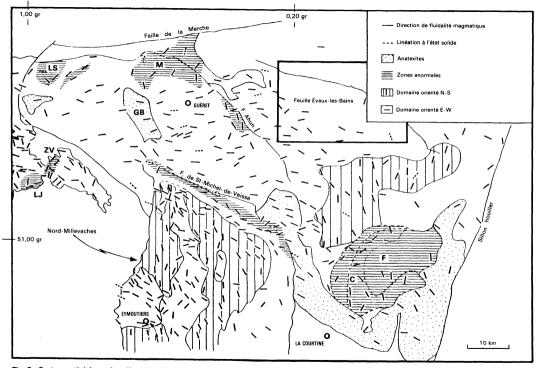


Fig. 8 - Carte synthétique des directions de l'écoulement magmatique (mesures terrain ou ASM) dans le massif de Guéret in 0. Jover (1986)

place. Les mesures d'anisotropie de la susceptibilité magnétique (Jover, 1986) indiquent une linéation magnétique de direction N86 à 105 °E, pendage de 47° et 40° vers l'Est; la foliation magnétique a une direction de N 123° à N 82° E et un pendage de 58 à 65° vers le Sud (fig. 8).

Au Nord-Ouest du Bétoux, à l'Ouest du Chauchet et au Nord-Ouest de Bujadoux (6S,7S) il est recoupé par de nombreux filons de pegmatites et d'aplites.

 $_{\rho}$ γ^{3M} . Monzogranite porphyrique à biotite et cordiérite; muscovite fréquente. Localisé dans la partie méridionale de la feuille, c'est un granite gris-bleu, orienté, relativement clair, à phénocristaux de feldspath-K atteigant 2 cm, subautomorphes et incluant des biotites; il renferme environ 5 % de biotite, de la cordiérite et parfois de la muscovite visible à l'œil nu.

Le faciès-type (250 m à l'Ouest de Peyrat-la-Nonière, à gauche de la D10: 6S) est à grain grossier. En lame mince: texture grenue hypidiomorphe porphyrique; plagioclase automorphe zoné, feldspath-K subautomorphe pœcilitique, biotite subautomorphe corrodée souvent en amas, ± chloritisée et chargée de nombreux zircons, cordiérite automorphe transformée en phyllosilicates d'aspect serpentineux associés à de la chlorite et à de la muscovite secondaire, muscovite primaire généralement accolée à la biotite, apatite et zircon. À Bonlieu (6S, au carrefour, sortie est du village), le quartz montre une tendance à l'automorphie.

La composition chimique (tableau IV) montre des teneurs élevées en silice et alcalins, et modérées en éléments cafémiques.

Les biotites (avec $Al_2O_3=19,5\,\%$ et MgO = 9 %) sont comparables à celles de la granodiorite $\gamma_c^{3.4}$.

Les enclaves sont de type alumineux, à biotite et cordiérite.

Le contact avec les granites γ_c^{3-4} et γ_b^{3-4} est marqué par une grande abondance de pegmatites et d'aplites.

Les mesures d'anisotropie de la susceptibilité magnétique (Jover, 1986) indiquent une direction de fluidalité orientée globalement E-W à N 110° E; la foliation magnétique a une direction et un pendange variables; les linéations magnétiques ont une orientation constante dans la partie ouest de la feuille (N 100 à N 122° E) avec un pendage W de 10° à 50° (fig. 8).

Comme pour l'ensemble du massif de Guéret, on observe donc une structuration commune entre les différents faciès du granite qui viennent d'être décrits et entre le granite et les anatexites.

 γ^{3M} . Monzogranite à biotite et cordiérite. Ce faciès affleure en bordure du granite porphyrique $\rho\gamma^{3M}$; il est à grain moyen, peu porphyrique et semble lardé de filons de pegmatites (que l'on trouve en abondance sous forme de « volantes »).

 $_{\mu}$ Y_C. Faciès microgrenu à cordiérite fréquente. Ce faciès porphyrique affleure au Sud du bassin de Fontanières (8N, 4S; particulièrement entre la gare et Le Mont et dans le secteur Vialleix—Chaumeix), ainsi que dans le hameau du Pradeau (6N, environ 1 km avant la Tardes).

Macroscopiquement, les microgranites du Sud de Fontanières ressemblent à des granites fins verdâtres, alors que celui du Pradeau est très riche en biotite et peu porphyrique.

En lame mince, le faciès de Fontanières a une texture microgrenue et micropegmatitique porphyrique; en phénocristaux: quartz automorphe souvent polycristallin, plagioclase zoné, feldspath-K abondant, biotite, cordiérite prismatique pinnitisée; mésostase finement grenue à quartz, plagioclase, feldspath-K, biotite et cordiérite avec plages micrographiques (quartz et feldspath-K) interstitielles, apatite et zircon. Le faciès du Pradeau renferme de rares phénocristaux de feldspath-K pœcilitique, beaucoup de biotite, de la cordiérite pinnitisée et muscovitisée; la mésostase est un assemblage grenu fin de quartz et de feldspaths.

Par leur composition minéralogique et par leur gisement, ces microgranites semblent correspondre à des faciès tardifs subfiloniens du granite de Guéret; mais leur contact avec ce dernier n'a pas été observé, ni les limites de leur affleurement.

 γ_c^2 . Leucogranites planaires à biotite et cordiérite. Les principaux affleurements se situent 1 km à l'Ouest de Bégouneix et au Nord du Mas (7S). Ils sont d'ailleurs fréquents dans ce dernier secteur ainsi que dans la région d'Évaux-les-Bains où ils sont impliqués en même temps que le granite à biotite dans l'accident de Chambon; ils constituent des alignements mylonitiques clairs dans le secteur de Bord-le-Franc ainsi qu'au Nord (route de l'établissement thermal) et au Nord-Est d'Évaux-les-Bains (environs de la route de Baillier-le-Franc); on les rencontre ensuite moins déformés en allant vers le Nord (entre Champ-du-Mont et Baillier-le-Franc).

Macroscopiquement, ce sont des granites clairs de teinte beige, à grain fin, avec des phénocristaux de feldspath-K (< 1 cm) disséminés, biotite orientée et cordiérite en petits prismes (< 0,5 cm).

En lame mince: texture grenue hypidiomorphe à tendance porphyrique, protoclastique; minéralogie comprenant: quartz à tendance automorphe, plagioclase (albite-oligoclase) automorphe, feldspath-K à bordure pœcilitique (inclusions de quartz bulleux, tendance micropegmatitique), biotite automorphe, cordiérite rétromorphosée en muscovite et chlorite, muscovite primaire, apatite et zircon.

Dans la zone mylonitique de Chambon-Évaux-les-Bains, les leucogranites blastomylonitiques présentent une foliation de direction N 100° à N 130° E et un pendage vertical à stries horizontales. En lame mince, la roche montre des clastes de feldspath potassique, de plagioclase et de muscovite, dans une matrice intensément recristallisée à quartz en lanières et muscovite recristallisée orientée (affleurement situé au Nord du ruisseau de Biza: 4S).

Âge du granite de Guéret

Le granite de Guéret a été daté sur la feuille Guéret (méthode Rb/Sr; Berthier et al., 1979) à 356 \pm 10 Ma, âge comparable à celui des anatexites d'Aubusson. Le rapport initial 87 Sr/ 86 Sr (= 0,7058) relativement bas, implique une origine mixte par fusion crustale de la pile métamorphique, avec participation de matériel plus profond, confirmée par la présence dans le massif des diorites calco-alcalines et des faciès à biotite seule d'affinité calco-alcaline.

Massif de la Marche orientale

 $\gamma_C^{2.3}$. Granite de Chanon à biotite, muscovite et cordiérite. Ce granite, qui appartient au massif de la Marche orientale, affleure au Nord-Ouest de la feuille (1N). Il est en partie recouvert par des formations superficielles argileuses renfermant de nombreux blocs de quartz (issus du démantèlement d'un filon subméridien). On trouve cependant de beaux affleurements le long de la D 13 au Nord de Domeyrot, à l'Ouest de Lusignat (aux abords de la D40) et aux environs de Ventenat. Il est intrusif dans les anatexites à cordiérite et en contact tectonique avec le granite de Guéret par la dislocation de Chambon.

Une étude détaillée du granite de Chanon a été réalisée par J.C. Gauthier (1973).

Le faciès-type (région de Lusignat, $\simeq 1\,\mathrm{km}$ au Nord-Ouest de Montaguillaume, près du ruisseau de la Forêt) est beige clair et de grain moyen. Les phénocristaux de feldspath-K (taille $\leqslant 1\mathrm{cm}$) sont dispersés, la biotite est en quantité modérée ($<5\,\%$), la muscovite visible à l'œil nu et la cordiérite prismatique abondante.

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe, avec la composition minéralogique suivante : plagioclase automorphe à cœur saussuritisé, feldspath-K pœcilitique subautomorphe (inclusions de quartz bulleux, plagioclase et muscovite), quartz à tendance automorphe, biotite ± chloritisée, muscovite primaire, cordiérite prismatique, apatite, leucoxène et zircon, albite secondaire.

Des variations de ce faciès ont été observées localement :

- faciès très grossier donnant par altération une arène gravillonnaire, en limite de carte le long de la D 66;
- faciès très grossier et très porphyrique, 500 m à l'Ouest de Lusignat dans le virage de la D 40;
- faciès porphyrique très leucocrate, à l'Ouest de la D 66 sur la colline (point 475), le long de la D 13 (limite de carte) et le long de la voie ferrée. Les phénocristaux de feldspath-K pœcilitiques incluent, outre des plagioclases, de la biotite et de la muscovite, du quartz bulleux participant localement à des ébauches de micropegmatites. La biotite est rare, la muscovite abondante. À ce faciès sont souvent associées des aplites.

Les données géochimiques (Gauthier, 1973) font apparaître une tendance silico-potassique (tableau IV).

Il faut signaler que, plus au Nord, cet auteur décrit des faciès à albite et tourmaline traduisant une évolution métasomatique induite par des intrusions leucogranitiques postérieures.

Granites tardifs

 γ_{mb}^2 . Leucogranites à biotite et muscovite. Au Nord-Est d'Évaux-les-Bains, dans la région de Champ-du-Mont on trouve, subaffleurants, des leucogranites plus ou moins orientés mais non déformés et associés à des pegmatites et aplites à tourmaline. En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe; composition minéralogique: quartz, feldspath-K, plagioclase acide (albite-oligoclase), biotite ($\simeq 2$ %), muscovite primaire et deutérique, andalousite, cordiérite pinnitisée.

Ces leucogranites, non affectés par l'accident ductile d'Évaux-les-Bains bien que très proches de celui-ci, semblent donc pouvoir se rattacher aux leucogranites tardifs affleurant à l'Est sur la feuille Montaigut-en-Combraille (Desthieux, 1980).

ROCHES FILONIENNES

P. Pegmatites (et aplites associées). De nombreux filons d'aplites et de pegmatites (souvent à tourmaline) recoupent le granite de Guéret. Ils sont particulièrement abondants au Sud-Ouest et au centre de la feuille, où ils sont associés au granite à biotite et cordiérite $\gamma^{\rm 3M}$. Il s'associent également au granite porphyrique à biotite $\gamma^{\rm 3M}_{\rm ph}$ (secteur du Chauchet: 6S, 7S) ainsi qu'aux leucogranites tardifs $\gamma^{\rm 2mb}_{\rm mb}$ subaffleurants à l'Est d'Évaux-les-Bains.

Dans le secteur du Châtelet, des filons d'aplite (très leucocrates, souvent à grenat) recoupent les antatexites et le granite. Leur orientation mesurée dans les sondages est de N 30° E.

 $_{\mu}$ γ. Microgranite granophyrique grossier. Cette roche très fraîche, de couleur grise et blanche, affleure en carrière au Sud de la feuille (La Valette, 1 km au Nord de l'étang du Genêt: 8S). On observe des phénocristaux de plagioclase, feldspath-K et quartz pouvant atteindre 1 cm et des biotites (1-2 mm) dans une mésostase très finement grenue qui, en lame mince, présente une texture granophyrique de grain grossier. La muscovite en touffes est fréquente, et localement apparaissent des amas de chlorites vermiculées, traduisant une manifestation hydrothermale.

Ce microgranite particulier peut être rattaché soit au dyke de Sannat (dont il serait un faciès particulier), soit au microgranite grossier de Fontanières.

 $_{\mu}$ $\gamma \rho$. Microgranites rhyolitiques. Ils correspondent à la «microgranulite elvaïque» de L. de Launay. Ces filons, souvent très nets dans la topographie,

ont une puissance réduite à quelques mètres mais leur longueur peut atteindre 5 km. Leur orientation générale est N 130° E comme l'alignement des lambeaux viséens. On les trouve à l'Ouest de la feuille (1S): Nord-Ouest de Jardon, gare de Parsac et Chez-Auvert au Sud de Gouzon.

Ce sont des roches teintées en rose; seuls des quartz globulaires sont visibles à l'œil nu. En lame mince: phénocristaux (taille 1/2 mm) de quartz automorphe à inclusions de plagioclase et muscovite, et de plagioclase (An 0,5) parfois de feldspath-K (Parsac) dans une mésostase microgrenue à réseau de quartz et feldspaths (orthose prédominante), muscovite en fin quadrillage interstitiel, apatite, hématite et épidote.

 $ρ_μ$ γ. **Microgranites porphyriques. Dyke de Sannat.** C'est le type de microgranite (*l.s.*), le plus répandu, équivalent des anciens « porphyres quartzifères » ou « porphyres pétrosiliceux à pâte micropegmatitique » de L. de Launay (1902). Cet auteur a en effet publié une étude pétrographique et géochimique très détaillée des « roches éruptives carbonifères de la Creuse » et distingué un grand nombre de variétés. G. Bazot (1970) résume cette étude, discute la nomenclature et propose une classification simplifiée tenant compte du fait que, pour les différentes variétés, les caractères texturaux sont influencés par la puissance des filons. Nous avons limité les descriptions qui suivent à quelques types qui vont de ce microgranite porphyrique aux microdiorites quartziques.

Les affleurements de microgranite porphyrique sont localisés au Sud de l'accident de Château-sur-Cher qui interrompt brusquement le dyke de Sannat. Dans le quart nord-est de la feuille, quelques filons ont été observés.

La puissance des filons est très variable, du mètre à plusieurs kilomètres pour le dyke de Sannat. Leur orientation est de N 20-N 30° E. Dans le cas de ce dernier, on peut se demander s'il s'agit d'un dyke unique ou d'un réseau extrêmement serré de dykes localement coalescents. En effet, à la faveur de troncs d'arbres arrachés ou de fossés, on observe souvent des fragments du granite encaissant; ces enclaves sont particulièrement abondantes au Nord-Est du dyke; au Sud, il semble « s'effilocher » en petits dykes. Les lignes de crête apparaissant en photographie aérienne ont été représentées sur la carte.

Le faciès moyen est un microgranite rose saumon, équant, à cassure esquilleuse, avec phénocristaux de quartz globulaire, de feldspaths alcalins et de chlorite; mésostase micropegmatitique, à quartz, orthose, chlorite, muscovite, hématite en pigmentation.

Tous les termes de passage existent avec les microgranites monzonitiques (Les Rieux : 8N) et avec les rhyolites filoniennes (Bazot, 1970). Les analyses chimiques sont données dans le tableau VII (en annexe).

Dans la partie nord (bois d'Évaux—rio de la Pêcherie, au Sud du Chat-Cros et le long de son affluent le ruisseau de Peyraubert), le microgranite est affecté par une altération hydrothermale et par une silicification intenses. Ces phénomènes sont également bien développés le long du ruisseau de Chaumazelle (colline de microgranite très silicifié au Nord de Chaumazelle) où le faciès originel semble correspondre à un microgranite rhyolitique comparable à celui de Sannat et différent du microgranite grossier à cordiérite (décrit avec le granite de Guéret) de Fontanières. Mais seules des analyses chimiques (traces et terres rares en particulier) permettraient de trancher. Les relations entre le dyke de Sannat et le microgranite de Chaumazelle n'apparaissent pas à l'affleurement.

 $μγ^4$. Microgranodiorites. Deux affleurements ont été trouvés dans la région de Fontanières: immédiatement au Nord en allant vers la station d'épuration, et à l'Est (au Nord des Écures). Ce sont des roches à phénocristaux de quartz, plagioclase, et biotite chloritisée dans une mésostase localement granophyrique à quartz, plagioclase, feldspath-K, chlorite, muscovite II, apatite et oxydes de fer et titane.

Au Sud de Termont (4S), parallèlement à une structure minéralisée, on trouve une microgranodiorite beige rosé, porphyrique.

Au bord et dans le lit de la Méouze (rive droite, côte d'Amy : 3S) : affleurement d'un faciès très porphyrique verdâtre.

 $_{\mu}\eta^{1-2}$. Microdiorites quartziques. Ces roches constituent des pointements localisés: 1,5 km à l'Est de Sannat dans le virage de la D 24, au NNE de La Valette (8S) au bord du ruisseau la Montagne; Le Mas (7N, 2 km au Sud de Tardes); Mongarnon (7S, 2 km à l'Ouest de Sannat).

Ce sont des roches gris verdâtre à roses: phénocristaux de plagioclase, rare quartz et biotite, dans une mésostase à lattes de plagioclase, biotite, localement amphibole vert-brun, quartz et rare feldspath-K interstitiels.

- v. Lamprophyres. Ces roches sont fréquentes dans les labours, mais il s'agit toujours d'observations ponctuelles. Il en existe quelques affleurements : environ 700 m à l'Ouest de Courbanges (7 N). C'est une roche noire à biotite altérée abondante disposée de façon équante, nombreux xénocristaux de quartz, minéraux ferromagnésiens (pyroxènes) chloritisés, et mésostase très altérée à microlites de feldspaths séricitisés; au Sud-Est du hameau Le Doulaud, roche à texture «trachytique». Ces faciès filoniens peuvent être considérés comme les équivalents intrusifs du volcanisme stéphanien affleurant dans les bassins du Nord du Massif central. Ils ont été recoupés par le sondage profond de Sancerre-Couy où ils ont été datés à 292 Ma (K/Ar sur biotites; Hottin et Calvez, 1988).
- Q. **Quartz.** Des filons de quartz importants recoupent les granites et les migmatites. Par ailleurs, les blocs de quartz sont fréquents dans les labours, mais il est souvent impossible de reconstituer le tracé des filons si l'on ne dispose pas de données géophysiques (comme ce fut le cas pour la partie de la feuille couverte par le permis TCM).

L'étude des filons minéralisés sera abordée dans les chapitres « Données chronologiques et structurales » et « Ressources minérales ».

Les grands filons de *quartz stérile blanc* adoptent plusieurs directions privilégiées:

- subméridienne 20° E: près de Montaguillaume, recoupant le granite de Chanon à l'Ouest; à l'Est de Villeranges (parallèle au ruisseau de la Planche: 3N); au Nord-Ouest et à l'Ouest de Riérette (3S);
- N 110° E à l'Ouest du Sou (2N);
- N 135°-140° E : La Nourrice (au Sud d'Auge) que l'on retrouve plus au Sud entre la Viergne et la Tardes (il n'y a pas d'affleurements) ; Huilat—Montarux—Villeranges (affleure au bord du ruisseau et dans le bois immédiatement à l'Ouest de Villeranges) ; étang de Comaux—Est de Lajaumont ; D 993 au Sud-Ouest de Thaury (des granites silicifiés affleurent en bord de route) ; filons d'Évaux (visible dans le secteur du bois du Chez) et de Fontanières, ce dernier se prolongeant, toujours avec la même direction, par les filons de Saint-Maurice près de Pionsat et de Biollet (feuille Saint-Gervais-d'Auvergne).
- N 45° E, parallèle à la Tardes à l'Est de Riérette (3S).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES, VOLCANOCLASTIQUES ET VOLCANIQUES

Sur la feuille Évaux-les-Bains, ces formations sont encastrées dans des bassins délimités par les accidents ductiles du faisceau de Chambon-sur-Voueize.

À l'Ouest de la carte, les terrains viséens représentés dans le secteur de Passelat, de Chatemergue et de Grand-Varaine, appartiennent au bassin de Ladapeyre; ils sont en contact tectonique avec le socle granitique, intrudés par les rhyolites stéphaniennes et recouverts par l'Oligocène du bassin de Gouzon.

Au centre, le bassin de Chambon-sur-Voueize apparaît comme une juxtaposition tectonique de panneaux : initialement encastré entre les accidents du faisceau de Chambon, il a été découpé par des accidents tardifs de directions NW-SE et méridienne.

Au Sud-Est, le bassin de Château-sur-Cher, représenté dans le secteur Saint-Julien-la-Genête—Fontanières, est limité par les accidents de Château-sur-Cher et de Fontanières et compartimenté par des failles tardives E-W.

Des petits bassins très étroits, toujours délimités par les accidents ductiles, constituent des relais entre les bassins de Chambon et de Fontanières. Leur identification a été le fait des travaux de prospection de Total-Cie minière. Les bassins viséens représentés sur Évaux-les-Bains ont en effet été l'objet de prospections intensives pour or : bassin de Passelat (BRGM), de Chambon et de Fontanières (TCM). Les formations volcanoclastiques et volcaniques connues dans ces différents bassins appartiennent au Viséen supérieur; le Viséen moyen n'est représenté que dans la carrière du Chat-Cros (8N).

Les formations tertiaires et quaternaires sont représentées dans le bassin de Gouzon et constituent quelques lambeaux avoisinants (Les Forges et Riotat au Sud, Thelines et Montaguillaume au Nord du bassin).

Viséen moyen

Calcaire (affleurement du Chat-Cros). La carrière du Chat-Cros est située sur la route joignant Saint-Julien-la-Genête à la D 19 par Les Rieux, $15\,\mathrm{m}$ avant le pont (x=610,2; y=127,4). Elle fut ouverte pendant la dernière guerre (pour matériaux d'empierrement) mais actuellement elle est envahie par une abondante végétation;

G. Bazot (1970) donne un historique de l'étude de cet affleurement (décrit pour la première fois par P. Jodot en 1930) et une description lithologique, pétrographique et micropaléontologique détaillée des différents faciès.

La lentille calcaire s'étend sur une quinzaine de mètres de long et 7 m de puissance. Les tufs du Viséen supérieur reposent sur le calcaire. Ce contact, penté de 50° vers le Nord-Est et de direction N 125° E, apparaît comme discordant sur le litage (direction N 170° E, pendage 35° vers le Nord-Est) donné par quelques passées charbonneuses très diffuses associées à de la pyrite. Cependant, aucun poudingue ni microconglomérat ne marque le contact, ce qui tend à prouver que le dépôt des tufs a suivi de près l'exondation de la lentille. Localement, le contact est diffus (le calcaire renferme de nombreux éléments volcaniques) et l'ensemble est fracturé par du carbonate tardif.

Macroscopiquement, ce sont des calcaires gris bleuté à noirs, biochimiques, oolitiques et à accidents charbonneux.

Le calcaire du Chat-Cros a d'abord été attribué au Viséen inférieur (Julien, 1896; Jodot, 1930). M. Lys (1968) décrit une microfaune du Viséen moyen, en accord avec B. Mamet (1968) qui décrit ultérieurement (1970) une faune caractéristique de la zone 9, du Tournaisien final d'Eurasie (Spinoendothyra, des Lituotubella et Paraendothyra identifiées en France pour la première fois). La recherche de conodontes par C. Gigot (1984) a permis d'identifier, dans les calcaires du sommet, des espèces compatibles du Dévonien moyen au Mississipien supérieur (Polygnathus, Panderodella, Hindeodina, Ligonodina ou Lonchodina), mais malheureusement ces espèces n'autorisent pas une datation précise.

Le calcaire du Chat-Cros présente, selon P. Jodot, une certaine analogie micropaléontologique avec le «faciès Sablé» du bassin de Laval, avec la lentille calcaire de Tremontkopf dans les Vosges et avec des calcaires du Morvan; en ce qui concerne ces derniers, les conglomérats dinantiens du

secteur de Perrigny-sur-Loire (au Sud-Est de Bourbon-Lancy) renferment des fragments de calcaires à conodontes du Famennien supérieur—Tournaisien, mais aussi à conodontes remaniés de l'Emsien (Delfour et Gigot, 1985).

Conditions de dépôt. La présence de plagioclases et de feldspaths-K dans la fraction détritique (Bazot, 1980) témoignent d'un héritage du socle.

Dans les niveaux supérieurs, la présence de galets et de roches volcaniques indique que la sédimentation calcaire a été contemporaine des émissions volcaniques, au moins dans ses derniers stades. Les galets de quartzites sont les équivalents des niveaux sédimentaires existant à la base du Viséen supérieur dans le bassin de Ladapeyre.

Les tufs du Viséen supérieur (représentés par une microbrèche) se sont déposés directement dans le milieu qui était une lagune périodiquement envahie par la mer.

Viséen supérieur

cal. **Calcaire.** Répartis sporadiquement et d'extension toujours réduite, les calcaires sont interstratifiés dans les tufs et les niveaux gréseux associés. Deux affleurements sont connus sur la feuille.

Lentille du moulin de Villeranges (x = 600.9; y = 133.7). Observée dans un puits ouvert en 1910, elle constitue le substratum d'une passée anthracifère, d'une puissance de quelques mètres. C'est un calcaire subcristallin gris bleuté, biochimique, pyriteux, à rares débris de crinoïdes. Les éléments détritiques sont des grains de quartz et de la leverriérite, minéral d'altération des feldspaths et des micas en milieu humique, dont la présence, selon G. Bazot, suggère que les émissions volcaniques étaient contemporaines du dépôt des calcaires.

Lentille des Gravières (x = 612,7; y = 124,1), le long de la voie ferrée. D'une puissance visible de 80 cm et affleurant sur 4 m de longueur, elle est interstratifiée dans les tufs volcaniques. C'est un calcaire bleuté, impur, où la fraction détritique est représentée par des argiles et des grains de quartz sédimentés au sein d'une matrice calcaire. L'étude pétrographique n'a pas révélé de microfaune, ni d'oolites, mais une grande abondance d'oxydes de fer.

cha. **Charbon.** Dans les bassins viséens de la Creuse, quelques gisements de charbon suffisamment importants ont donné lieu à des exploitations temporaires pendant les deux dernières guerres. Sur la feuille Évaux-les-Bains, un seul gisement a été exploité, celui de Villeranges (rive gauche de la Voueize, environ à 1 km de la D 55: 3S); la localisation exacte et la description du gisement sont données par G. Bazot (fig. 9) qui en a fait par ailleurs une étude pétrographique détaillée dont nous donnons ici quelques extraits:

« Au pont de Bredeix, un peu en deçà de la route qui mène au hameau de « Villeranges, une centaine de mètres après le croisement de la route de « Lajaumont, les déchets d'exploitation sont difficiles d'accès ; ils sont en

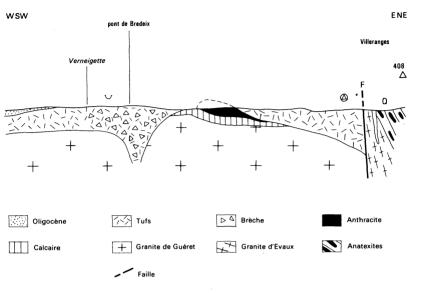


Fig. 9 - Localisation et gisement de l'anthracite de Villeranges (Creuse), - /n G. Bazot (1970)

« grande partie envahis par la végétation. On y trouve des débris de schiste « houiller et des houilles très cendreuses, mêlées à des morceaux de calcaire « biochimique noirs très pyriteux... Il ne faut, bien sûr, accorder aux « remontées d'exploitation qu'une valeur d'indice mais on peut supputer « que les niveaux houillers reposent sur les calcaires et sous les tufs. On ne « rencontre en effet aucun débris volcanique tant de tuf que de brèche, ni « aucun niveau gréseux ou pélitique comme on en connaît à la base du bas- « sin de Ladapeyre.

« Le sommet de la lentille charbonneuse affleure le long de la route de Vil-« leranges, 70 m après le croisement sous la brèche volcanique et les tufs à « chlorite du moulin . »

La structure de la lentille charbonneuse était la suivante : schistes charbonneux, avec alternance rythmique de lits massifs de schistes argileux et de houille brillante plus ou moins évoluée dans laquelle sont irrégulièrement distribuées des matières argileuses. Dans les lits de houille, des fragments de fusinite et de micrinite massives sont inclus dans la collinite.

Des tissus ligneux fossilisés ont été obsevés dans un niveau de schiste à leverriérite.

La présence de leverriérite et la proximité de la brèche d'explosion (au pont de Bredeix) démontrent, selon G. Bazot, que les émissions volcaniques eurent lieu alors même qu'une sédimentation de type houiller, lagunaire, s'était déjà installée. Le charbon est du type anthracite maigre.

Des formations charbonneuses d'importance moindre ont été découvertes lors des travaux de prospection minière (BRGM et TCM): dans le secteur de Passelat (1N), environ 100 m au Nord du ruisseau du moulin Meymat, des tranchées ont recoupé un niveau d'argile charbonneuse (extension $\simeq 1,2$ km, puissance variant de 10 m à 2 m vers l'Est). En rive gauche de la Méouze (3S, environ 1,5 km au Sud de Thaury), affleurement de roches d'aspect charbonneux, associées à des tufs; en lame mince on peut observer de la matière organique carbonée en flammèches et imprégnant plus ou moins le tuf.

Dans les tufs du Chat-Cros, un niveau anthracifère a été reconnu; A. Julien (1896) a identifié *Bornia transitionis*, fixant la limite supérieure du dépôt au Viséen supérieur.

cg. **Grès, silts et conglomérats.** Ces faciès sédimentaires recoupés par les différents sondages effectués dans le bassin de Villeranges (Total-Cie minière), sont observables surtout sur la bordure ouest du bassin, en discordance sur le socle granitique; leur puissance atteint une centaine de mètres (fig. 10).

Le levé systématique des différents sondages a permis de distinguer (Boiron, 1987):

- des conglomérats gris sombre à noirs, compacts, renfermant des galets de quartz arrondis de plusieurs centimètres dans une matrice abondante;
- des grès grossiers à fins, gris, à éléments quartzeux millimétriques (quartz polycristallins). Des fractures à remplissage de carbonate témoignent de circulations post-dépôt;
- des faciès silteux noirs, compacts, finement lités et constitués essentiellement de quartz et de phyllites.

Un conglomérat à éléments quartzeux affleure près de la carrière du Chat-Cros, dans le lit du ruisseau.

tr h2. **Tufs volcaniques.** Les tufs connus dans les bassins de Passelat, Chambon et Fontanières, sont essentiellement des tufs volcaniques qui constituent le faciès prédominant. Dans le bassin de Chambon, à Villeranges, ils atteignent une épaisseur considérable puisqu'un sondage carotté (TCM) de 500 m n'a pas atteint le socle granitique.

Macroscopiquement, leur aspect varie peu, si ce n'est un changement de couleur dû à l'altération hydrothermale. Ce sont des roches massives, compactes, gris-vert, virant au beige lorsqu'elles sont altérées. La taille du grain varie de 1 à 3 mm.



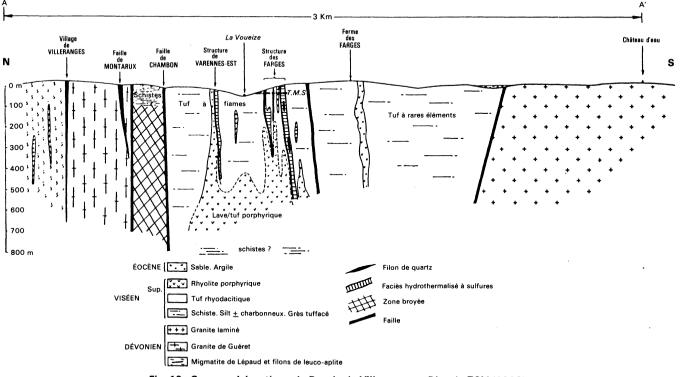


Fig. 10 - Coupe schématique du Bassin de Villeranges. - D'après TCM (1990)

En revanche l'examen microscopique révèle une certaine variété selon la nature et la taille des phénocristaux, la texture de la matrice, la présence ou non de lapilli.

• Tuf à cristaux. Ce faciès dépourvu de lapilli a été observé dans les bassins de Chambon et de Fontanières.

Dans le bassin de Chambon (3S): nombreux affleurements le long de la D 993 entre Chambon et Thaury, à l'WSW de Maurissat, en rive droite de la Verneigette, 500 m au Sud de La Chaud (Les Gravailles) et dans une carrière ouverte en contrebas de la route de Lajaumont.

Dans le bassin de Fontanières (7N et 8N): à environ 700 m au Sud du village, au Sud-Ouest du Breuil (rive droite du ruisseau Chaumazelle) et dans le secteur de Frédeval (Nord-Est de Fontanières).

L'échantillon relativement frais de Gravailles est une roche verdâtre à patine grise, finement grenue, dans laquelle on distingue des feldspaths millimétriques, des quartz volcaniques et de la biotite mordorée. En lame mince: quartz automorphes ou en éclats, plagioclases séricitisés ± brisés (localement associés en gloméroporphyres avec du quartz), biotites ployées et décolorées, dans une mésostase cryptocristalline; localement, des plages feldspathiques lobées, monocristallines et séricitisées, sont cloisonnées par du carbonate et des phyllites, ou bien on observe des plages pyroclastiques fluidales cryptocristallines très riches en éclats, ou encore des plages chloriteuses à quartz bulleux (pseudo-ponces?). Le feldspath-K peut être présent en phénocristaux et/ou dans la mésostase (par exemple au Sud de La Piècedes-Arbres, bassin de Chambon, ou au Sud-Est de Fontanières).

• Tufs à cristaux et lapilli. C'est le faciès prédominant dans les trois bassins. Le tuf lui-même est tout à fait comparable aux tufs à cristaux : la matrice montre féquemment des plages sphérolitiques, des échardes dévitrifiées fantomatiques, des amas de chlorites vermiculées (représentant probablement d'anciennes ponces) et des pseudo-fiammes à texture axiolitique ; toutes ces textures sont très estompées par la dévitrification et par l'altération hydrothermale.

La taille des lapilli n'excède jamais quelques millimètres, mais leur nature est extrêmement variable: laves porphyriques dacitiques ou rhyodacitiques, tufs comparables à la matrice, microgranodiorites et granophyres, granites à biotite.

Quelques affleurements:

- bassin de Passelat—Ladapeyre. Le long de la D 13, à environ 100 m du pont sur le ruisseau du moulin Meymat (1N), en rive droite de ce ruisseau, au Nord du Grand-Varaine, aux environs de Thélines et 500 m à l'Est du Bois-Vert. Les éléments prédominants sont des laves porphyriques à mésostase floconneuse et des granophyres; dans la mésostase ont été observées des pseudo-fiammes, des échardes fantomatiques et des plages chloriteuses incluant du quartz bulleux;
- bassin de Chambon. Sur la route d'Aubusson, aux environs de Thaury : laves dacitiques prédominantes.

Au bord de la Voueize, au Sud de La Chaud : laves vitreuses et porphyriques.

À l'Est de Varennes (bord de la Voueize), au Nord du pont de Bredeix, et aux Trois-Fétus (route de Varennes) : éléments de laves et de tufs à cristaux.

Route d'Aubusson, 1 km à l'Ouest de Chambon : éléments de microgranodiorite.

Sentier allant de Bord-Mongeaud au Crouyer-Sauvage (au Sud de Chambon): laves dacitiques dans une matrice fluidale avec microponces dévitrifiées à chlorite.

Aux Farges et à l'Ouest de Maurissat (au Sud de la Voueize) : éléments granitiques fréquents ;

- bassin de Fontanières. Les Gravières : laves vitreuses riches en feldspath-K, \pm porphyriques, dans une matrice de tuf à chlorite sphérolitiques, et à inclusions de quartz bulleux.

Près de La Chassagne (bord du ruisseau Chat-Cros); éléments pseudoperlitiques de quartz microcristallin à cloisons de feldspath-K, laves dacitiques microlitiques ou vitreuses, tufs pseudo-perlitiques et tufs fluidaux à petits éclats.

br h2. Brèches volcaniques

• Brèche du pont de Bredeix (3S); bassin de Chambon. Deux carrières ont été ouvertes dans une roche volcanique bréchique, au carrefour de la D 55 et de la route de Lépaud. Un faciès tout à fait comparable affleure également dans le bois situé en rive sud de la Voueize, immédiatement au Sud du transformateur de Villeranges. Les affleurements ont une extension limitée (0,25 km² au pont); cette brèche recouvre à l'Est le petit gisement d'anthracite de Villeranges.

Macroscopiquement, on observe des éléments chloriteux ovoïdes ou flammés, mesurant 1 à 6 cm, souvent orientés (dans le bois, l'orientation mesurée correspond à N 295° E avec un pendage SW d'environ 45°), dans une matrice gris verdâtre à aspect de tuf typique.

En lame mince, les « éléments » correspondent à des concentrations chloriteuses (la chlorite prouvant cristalliser en sphérolites) incluant des plagioclases séricitisés, des quartz volcaniques et des biotites chloritisées; à la chlorite sont associés du quartz (souvent bulleux), du carbonate, de l'épidote et du leucoxène.

La matrice a une composition de tuf pyroclastique: quartz corrodé, plagioclase, feldspath-K, biotite chloritisée dans un fond riche en carbonate et chlorite; les agglomérats de plagioclases sont fréquents.

Des éléments de ce tuf sont eux-mêmes repris dans la matrice. On n'observe aucun fragment de socle ni de roche sédimentaire. La structure de cette brèche est donc proche de celle d'un tuf à éléments ponceux, mais l'aspect morphologique très particulier de cette roche et sa localisation bien limitée autorisent à la considérer comme une brèche d'explosion, à l'emplacement des bouches d'émission des tufs.

• Microbrèche du Chat-Cros (8N). Dans cette carrière, les calcaires du Viséen moyen sont surmontés par une microbrèche à éléments de granophyres, de laves variées, de tufs vitreux très fins et de fragments sphéroli-

tiques dans une matrice à feldspath-K. Ces éléments ont des contours lobés, preuve qu'ils n'étaient pas encore consolidés au moment de leur dépôt.

 t_l h2. **Tufs à cachet lavique.** Lorsqu'il est peu ou pas altéré, ce faciès se distingue des tufs s.s. par un aspect macroscopique plus compact et plus homogène, qui est confirmé par l'examen microscopique; c'est ce que l'on désignera sous le terme de « faciès lavique homogène ». En revanche, il existe un faciès hétérogène qui semble marquer le passage aux brèches.

• Faciès lavique fluidaux homogènes. Existent dans les bassins de Chambon et de Fontanières. Le type en a été pris sur la route de Villeranges, juste avant l'ancien puits de mine.

Macroscopiquement on distingue des biotites millimétriques et des plagioclases altérés. En lame mince : phénocristaux de plagioclase séricitisé, de biotite chloritisée et de pyroxènes chloritisés dans une mésostase dévitrifiée fluidale et phylliteuse.

Ce faciès-type offre de nombreuses variations: abondance des éclats de feldspaths (500 m au Nord de la station de pompage des Bordes), texture microlitique (entre Le Crouyer-Sauvage et Bord-Mougeaud, première maison de Chambon sur la route d'Évaux-les-Bains), mésostase chloriteuse à quartz bulleux, fantômes d'orthopyroxène (bord de la Voueize au Sud de Villeranges) et de grenat (secteur de Passelat).

- Faciès laviques hétérogènes. Ces faciès, très diversifiés, semblent passer progressivement à des tufs ; il est souvent difficile d'identifier les structures volcaniques typiques du fait de l'altération hydrothermale. Quelques exemples :
- lave bréchique affleurant à proximité d'un terme de passage aux tufs (avec alternances de laves vitreuses et de passées tuffacées à cristaux) au bord de la Voueize, 300 m à l'Est de Varennes;
- lave à mésostase dévitrifiée très fine alternant avec des passées floconneuses (route de Villeranges, à 250 m du croisement avec la D 55);
- lave présentant localement des éléments ponceux fantomatiques (tendance ignimbritique), environ 250 m du pont de Bredeix sur la D 55.

Ces faciès peuvent être considérés comme des termes de passage à la brèche du pont de Bredeix.

αh2. **Laves (andésites).** Les affleurements de laves vraies sont rares dans le Viséen en général. Un seul a été rencontré dans le bassin de Fontanières, au Sud de Bourgnonnet (au début du sentier allant du ruisseau Chat-Cros à ce hameau). C'est une roche vert sombre, homogène, montrant un débit N 110° E avec pendage faible vers le Sud.

En lame mince: texture microlitique fluidale et porphyrique; quartz rhyolitiques, plagioclases ± séricitisés, biotites décolorées incluant du leucoxène; mésostase à microlites de plagioclase orientés, feldspath-K interstitiel, quartz tardif, biotites partiellement décolorées, leucoxène, apatite et sulfures. C'est donc une rhyodacite fluidale.

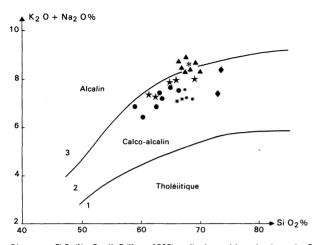


Diagramme Si $O_2/Na_2O + K_2O$ (Kuno, 1968) appliqué aux séries volcaniques des Combrailles et aux séries choisies comme référence.

- Tufs viséens de Villeranges.
- * Rhyolites viséennes de Villeranges.
- Rhyolites stéphaniennes des Combrailles.
 - Rhyolites de l'unité du tuf Picard (Bertaux et Rubiello, 1981).
- * Rhyodacite de l'unité de Brou (Sider, 1985).
- * Rhyodacite Coranzuli Argentine (Aniel, 1987).

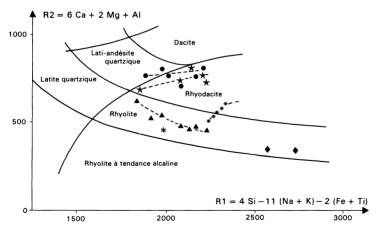


Diagramme R1-R2 (de La Roche, 1980) appliqué aux séries volcaniques des Combrailles et aux séries de références. Les symboles sont les mêmes que ceux utilisés dans la figure ci-dessus.

Fig. 11 - In M.-C. Boiron

h2μγ⁴. **Microgranodiorites porphyriques.** Ce sont des roches filoniennes de couleur verte en général. Dans le bassin de Passelat, elles sont subaffleurantes environ 500 m à l'Ouest et au Sud-Ouest du Bois-Vert; en limite de carte, à l'Ouest de La Loubaude, on les trouve en volantes dans les prairies de la Brande.

Dans le bassin de Chambon, elles forment la colline surplombant la D915, immédiatement au Sud de la carrière du Doulaud.

Leur texture est microgrenue localement granophyrique, porphyrique. En phénocristaux : feldspath-K incluant des plagioclases automorphes, plagioclases séricitisés, rares quartz dragéiformes entourés d'une frange dévitrifiée, biotite chloritisée, orthopyroxène remplacé par de la chlorite. Mésostase : microlites de plagioclase altéré, feldspath-K, quartz interstitiel, chlorite, apatite et oxydes.

hap. Rhyolites filoniennes. Ces rhyolites, intrusives dans les tufs pyroclastiques, sont fréquentes dans les 3 bassins: dans le secteur de Passelat, elles affleurent dans le virage de la route Passelat—Lusignat; dans le bassin de Chambon, la rhyolite des Farges affleure à l'Est de ce hameau (fig. 10); au Sud de la D 915 entre Chambon et la carrière de Doulaud; enfin, dans le bassin de Fontanières, la rhyolite du Breuil présente une direction NW-SE.

Macroscopiquement, ce sont des roches dures, compactes et de teinte gris-bleu lorsqu'elles sont fraîches.

En lame mince: phénocristaux de quartz (atteignant 5 à 10 mm), de feldspath-K, d'albite, de biotite chloritisée; mésostase dévitrifiée sphérolitique à quartz et feldspath-K prédominants, albite et mica blanc.

Composition chimique des tufs et des laves du Viséen supérieur

Les analyses chimiques (Bazot 1970, tuf du Chat-Cros; Boiron 1987, tufs de Villeranges) montrent que les tufs ont des compositions de rhyodacites et que leurs teneurs en alcalins les placent dans le domaine des lignées calco-alcalines (tableau VIII en annexe, et fig. 11); ils s'intègrent dans l'ensemble des volcanites du Nord-Est du Massif central et ils sont particulièrement proches des rhyodacites carbonifères du Lyonnais. Par leurs teneurs en éléments en traces, ils présentent des affinités avec le granite de Guéret. La présence de grenat et de pyroxènes a été interprétée comme une preuve de leur origine profonde (Blanc, 1968).

Conditions thermodynamiques de cristallisation et dynamique des tufs viséens

La température (1 100°) et la pression (700 bar) déterminés par G. Bazot (1970), correspondant à la mise en place des « tufs anthracifères », sont dans les limites admissibles pour un volcanisme explosif de type nuées ardentes.

Les observations microscopiques (existence de fluidalités, de microponces et d'échardes fantomatiques), l'importance du volume émis, l'absence de classement et le chimisme, permettent d'envisager un mode d'émission sous forme d'ignimbrite, décrit par ailleurs à l'Est du Sillon houiller dans les tufs de Gannat—Les Ancizes et Pontgibaud (Vennat, 1982). Il faut toutefois remarquer qu'à l'affleurement, on n'a jamais observé de prismation.

Stéphanien

À l'affleurement, le Stéphanien n'est représenté sur cette feuille que par des rhyolites; mais des sédiments datés du Stéphanien ont été recoupés par les sondages réalisés dans le bassin de Gouzon (BRGM - SCUMRA; fig. 12) et il est possible qu'un affleurement argilo-gréseux situé à l'Est de Gouzon puisse être rapporté au Stéphanien.

h5G. Roches sédimentaires: grès prédominants. Reconnus en sondage sur quelques mètres et datés par palynologie, ce sont des grès plus ou moins grossiers, arkosiques, avec localement des intercalations de petites veines de charbon. Ils sont localisés dans la partie nord du bassin de Gouzon. Il faut signaler toutefois un petit affleurement possible à l'Ouest des rhyolites de Puy-Haut: entre la route de Réville et le chemin conduisant au sondage S5, le sol des champs est argilo-sableux, avec alternance de larges bandes plus ou moins caillouteuses et d'autres argilo-sableuses grises. Dans le fossé même du chemin affleurent des limons grisâtres avec très localement des passages à rhyolite disloquée, sans doute subaffleurante (M. Turland, comm. pers.).

h5p. Rhyolites. Les rhyolites stéphaniennes affleurent le long d'une ligne orientée parallèlement à l'accident de Chambon: à l'Ouest elles apparaissent à la faveur de fenêtres d'érosion de l'Éocène (d'Ouest en Est: Passelat, Bois-du-Puy au Nord de La Celle-sous-Gouzon, La Corade, Puy-Haut et étang de Landes), et à l'Est elles recoupent le granite de Guéret au château de Villemoleix.

Les collines de rhyolites culminent à 440 m à Puy-Haut (l'altitude de l'Éocène est d'environ 380 m) et à 450 m au château de Villemoleix. Dans une ancienne carrière (bois de Reville à l'Ouest de Puy-Haut), les indices de coulées sont évidents et la prismation est bien conservée. Macroscopiquement, ces roches de teinte claire, beige ou légèrement rosée, sont très cohérentes, parfois vacuolaires et montrent des phénocristaux millimétriques de quartz globulaire, plus rarement d'orthose.

En lame mince (échantillon prélévé dans le lambeau de La Corade): phénocristaux de quartz globulaire ou bipyramidé (parfois en éclats), de feldspaths séricitisés (plagioclase prédominant et orthose) et de biotites décolorées exsudant des oxydes ferro-titanés; mésostase sphérolitique quartzofeldspathique, avec zircon, vacuoles à remplissage de quartz et d'opaques. G. Bazot (1970) a observé des indices de fluidalité dans la pâte de la rhyolite de Passelat.

Sur le plan géochimique, ces rhyolites se classent dans le domaine alcalin et hyperalcalin (Bazot et Boiron, 1987; tableau IX, en annexe). Elles diffèrent des rhyolites viséennes par une composition plus siliceuse et plus

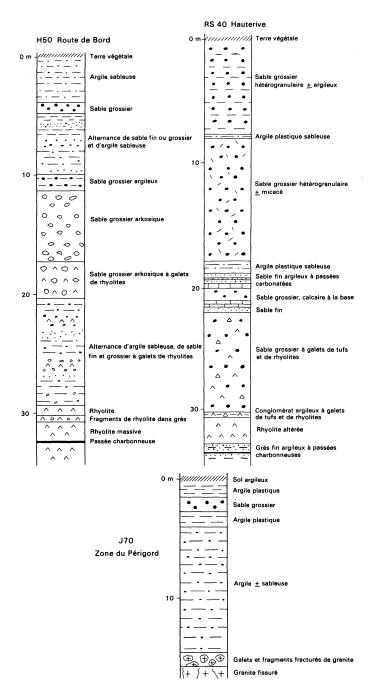


Fig. 12 - Coupes de sondages dans le bassin de Gouzon (sondages SCUMRA)

potassique. Les teneurs en éléments en traces montrent des convergences, sinon des parentés, avec les microgranites alcalins du dyke de Sannat (ce qui est d'ailleurs concrétisé par une analogie de faciès macroscopique).

L'âge de ces épanchements, déterminé par la méthode Rb/Sr sur roches totales et biotites, est de 286 et 288 \pm 8 Ma (G. Bazot) avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,709. Cette datation est en accord avec une observation de P. Vincent au Sud de Château-sur-Cher (feuille Montaigut-en-Combrailles, à Brégiroux) où un faciès, qui semble correspondre à une base de coulée, repose directement sur les tufs viséens.

Les données géophysiques concernant ces rhyolites et l'étude des affleurements (Bazot, 1970) révèlent une structure en éventail liée à un mode d'extrusion fissural.

Tertiaire et Quaternaire

es. **Éocène. Sables et argiles.** L'Éocène, à l'affleurement et en sondages (fig. 12), présente des différences lithologiques dues probablement à des variations de faciès.

Au Nord du bassin, la série atteint 60 m d'épaisseur, avec des arkoses, grès, microconglomérats à la base, silts et argiles au sommet, coiffés par des sables grossiers. La base a été datée de la limite Cuisien—Lutétien.

Au Sud-Ouest, 25 à 30 m de sables arkosiques ou argileux avec argiles bariolées constituent la série éocène.

Au Sud-Est, sur 15 à 30 m d'épaisseur, ce sont des grès argileux à la base qui sont surmontés par un épais niveau argileux à passées gypsifères locales.

- IV. Sables quaternaires de Gouzon. Cette formation se situe au centre du bassin de Gouzon. Une sablière est en exploitation à la sortie est de Gouzon (elle est visible depuis la N 145). Une ancienne sablière existe le long de la D 997, au Nord de Gouzon, face à la tuilerie.
- G. Bazot décrit une coupe relevée dans la sablière de la sortie est, où l'on observe de bas en haut: socle granitique, argiles bariolées, sables grossiers beiges et verdâtres à blocs de granite atteignant 20 kg, sables grossiers blancs, sables noirs manganésifères et titanifères, niveau ferrugineux rubané, sables grossiers ferrugineux et micacés à intercalations limonitiques et stratifications entrecroisées, sables fins micacés blancs à stratification fine et intercalations de lits sableux verts. Dans la carrière de la D 997, cet auteur a pu observer des dépôts soliflués et des niches de nivation dans les sables blancs supérieurs, attestant de l'empreinte glaciaire du Quaternaire. Il donne également une étude pétrographique et granulométrique des sables de la carrière est (on y rencontre des fragments de migmatites et des nodules de granites de Guéret et de la Marche).

Dans la carrière éocène des Grands-Champs, une datation palynologique récente (Farjanel, 1987, inédit) a révélé la présence, dans un niveau ligniteux supérieur, de débris libéro-ligneux (pollen d'herbacées, de *Pinus, Salix, Ulmus* et *Quercus*, aquatiques et terrestres), indiquant un âge pléistocène supérieur à holocène. Il est donc possible que des lambeaux de Quaternaire affleurent ponctuellement, en différents points du bassin de Gouzon.

L'étude détaillée du bassin de Gouzon fera l'objet d'un chapitre particulier (voir plus loin).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

- Arènes. Sous cette rubrique ont été regroupées les arènes issues de la désagrégation des granites et des migmatites. Généralement, elles n'ont pas subi de déplacement. En effet, les labours (malheureusement peu fréquents dans cette région d'élevage) permettent le plus souvent d'identifier la roche en place par la couleur de l'arène. Par extension, les secteurs couverts de prairie ont été inclus dans cette formation.
- A. Altérites argileuses. Il s'agit de zones plates dans lesquelles prédominent les terrains argileux avec des blocs de quartz et de leucogranites. C'est certainement une variante des altérites arénacées, les leucogranites localement hydrothermalisés pouvant donner naissance à des argiles. On en observe également dans le secteur de Passelat, en recouvrement de rhyolites stéphaniennes.
- HQ. **Zones d'épandage de blocs de quartz.** Ces aires d'épandage proviennent de la désagrégation des filons de quartz et de leurs épontes hydrothermalisées.
- Fz. Alluvions actuelles ou subactuelles. Constituées de limons, sables, galets et graviers, ces alluvions sont généralement recouvertes de prairies.
- C. Colluvions diverses des fonds de vallon, à argiles, limons, sables et galets.
- X. **Déblais miniers.** Les haldes sont localisées dans l'environnement de l'ancienne mine d'or du Châtelet. On peut y trouver, outre des migmatites à divers stades d'altération et différentes variétés de quartz, des boules de roches ultrabasiques carbonatisées, silicifiées (listwaenites) et ± imprégnées de fuchsite, méritant de figurer dans une collection minéralogique.

Citons celles du talus de La Montenelle (haldes du Puy-Maurice), des bords de la Voueize (rive droite, face à la mine), du puits du Sémaphore (entre la voie ferrée et la portion N-S de la Voueize au Nord du viaduc), de Termont (au bord du ruisseau de Budelière).

À l'emplacement de la mine même, le long de la Voueize, existent des tas de résidus de flottation (« terres blanches ») ou de calcination (« terres rouges ») du minerai, renfermant des réserves d'or ($\simeq 2$ tonnes).

LE BASSIN DE GOUZON

Le bassin de Gouzon couvre environ 50 km²; il est allongé suivant la direction armoricaine NW-SE sur 13 km; sa largeur atteint au maximum 7 km. La topographie est peu prononcée (370 à 380 m en général). Il est limité au Nord par une ligne de fractures à mylonites affectant le granite à biotite bordant au Sud les migmatites de Lépaud, et par le granite de Chanon. Au Sud, à l'Ouest et à l'Est, ce sont le granite de Guéret et localement les tufs viséens qui le limitent. Dans le bassin, les rhyolites stéphaniennes culminant à 440 m apparaissent en fenêtres d'érosion, et des grès stéphaniens ont été reconnus par sondages.

Rappels historiques

- L. de Launay (1921) signale des veines de gypse près de Bancheraud (à l'Est de Gouzon) et envisage pour ce bassin une origine lacustre.
- M. Deschamp (1960) considère que les formations de Gouzon sont équivalentes aux formations du « Sidérolitique » du Cher et leur attribue un âge « tongrien ».
- J. Mergoil (1962) propose une origine détritique à partir du granite pour les sables, et des anatexites pour les argiles.

Depuis le début des années 60, le lambeau de Chaux-Maillat (feuille Guéret) puis le bassin de Gouzon ont été reconnus par plus d'une centaine de sondages (SCUMRA, DDA, MINATOME, BRGM) (fig. 12) qui ont permis d'établir la stratigraphie, de dater la série et de reconstituer la paléogéographie du bassin. En 1970, G. Bazot, s'appuyant sur les données des sondages, avait élaboré une cartographie des faciès (sables et argiles) qui fut complétée par les données TCM.

Enfin C. Gross (1984) a étudié la sédimentologie et la géochimie des minéralisations uranifères.

Chronologie. Cadre géodynamique

• Au **Stéphanien**, probablement en liaison avec le fonctionnement décrochant de la faille de Château-sur-Cher, ce sont des épanchements de rhyolites (datées à 286 Ma par G. Bazot, 1970) qui se mettent en place dans toute la partie nord du bassin de Gouzon. Ils y forment des reliefs à l'affleurement (buttes de Puy-Haut, du Breuil, du Bois-du-Puy, secteur de Passelat et de Barbeyrat plus à l'Est) ainsi que le substratum des séries sédimentaires éocènes.

Les plus anciens dépôts succédant aux rhyolites, ou localement interstratifiés dans les coulées, ont été reconnus par sondages entre le socle d'anatexites et les buttes rhyolitiques. Profonds de 3 m près de Reville, à 60 m dans le secteur du bois du Rateau, ils sont constitués de grès plus ou moins grossiers parfois arkosiques et de petites couches de charbon. Les déterminations palynologiques (Apiculatisporites saetulosus, Spinosporites spinosus, Cordaitina, monosaccates variés) effectuées par J.J. Châteauneuf et G. Farjanel (1982), confirment l'âge stéphanien de ces sédiments dont l'épaisseur reste inconnue mais ne dépasse pas 12 m dans les sondages.

- Les dépôts carbonifères localisés ainsi entre le socle et les buttes rhyolitiques indiquent l'existence d'un étroit bassin de sédimentation, que l'on peut rapprocher des bassins d'effondrement stéphaniens de type «pullapart» connus dans le Massif central (Sillon houiller, Blanzy,...). La puissance des dépôts y est cependant beaucoup plus faible, mais il est problable que l'érosion en a fait disparaître une grande partie.
- À l'Éocène se dépose un ensemble détritique sur une aire beaucoup plus large que celle des formations stéphaniennes.

D'après l'étude des données de sondages (logs et isohypses du toit de substratum), trois unités structurales sont distinguées, auxquelles correspondent des lithofaciès sensiblement différents (Marchand, 1983, 1984).

On note tout d'abord une forte dissymétrie entre la zone nord, occupant l'emplacement de la gouttière stéphanienne, et les zones ouest et sud, pratiquement séparées l'une de l'autre par les reliefs rhyolitiques et par une remontée du socle granitique au Nord de Gouzon.

Cette zone septentrionale est affectée par quelques accidents transverses NE-SW, plus ou moins décrochants, ayant eu une activité synsédimentaire mais aussi plus tardive.

L'épaisseur des sédiments tertiaires y est maximale, dépassant souvent 60 m entre le bois du Rateau et Reville alors que plus à l'Est, dans le secteur de Varennes, elle est moindre (20 à 40 m).

La série est constituée de bas en haut d'arkoses à intercalations microconglomératiques, de grès et sables fins, d'argiles plastiques et de silts, et d'une formation sableuse supérieure atteignant 10 m au bois du Rateau (Turland, 1987). Les matériaux détritiques sont très peu triés et on note, au sein de ces dépôts ocre, verdâtres ou bruns à lie-de-vin, des horizons à encroûtements ou nodules calcaires, ainsi que des traces de terriers, racines et fentes de dessication.

Dans la zone ouest, aux environs de Grands-Champs et Rognollet, la tôpographie du substratum est moins prononcée et les dépôts ne dépassent pas 25 à 30 m d'épaisseur. Ces variations faibles sont dues à des failles synsédimentaires à l'origine de petites dépressions orientées NW-SE.

La série est relativement grossière, arkosique et sableuse à argileuse, organisée en séquences de type fluviatile évoluant de sables gris verdâtre, où la matière organique est assez abondante, à des niveaux argileux bariolés à traces de racines. Dans le diverticule du bois de la Corée situé au Nord-Ouest du bassin, ainsi que dans les placages résiduels sur le socle au Sud de Gouzon (environs de Pierrefitte, Les Forges), les sédiments tertiaires ne dépassent pas 20 m d'épaisseur et sont essentiellement sableux.

Enfin, au Sud-Est du bassin, la zone du bois des Landes forme une assez vaste unité qui contient sur une épaisseur de 15 à 30 m, de bas en haut:

- une série sablo-argileuse à traces végétales;
- un épais niveau argileux bariolé, plus ou moins bréchifié par des cristallisations de sel et des effets de dessication, et intercalé localement de passées gypseuses.

• Au **Quaternaire** se déposent les sables de Gouzon. La présence de dépôts tourbeux à microflore d'herbacées et d'arbres d'âge quaternaire (Pléistocène supérieur à Holocène) dans le secteur de Grands-Champs, vient d'être récemment signalée.

Données analytiques

• Datation de la série tertiaire (Châteauneuf et Farjanel, 1982). Dans la zone nord, un sondage situé au bois du Rateau a recoupé des niveaux organiques entre 56 m et 57,5 m. Leur contenu microfloristique est riche, composé de spores d'hépatiques et de ptéridophytes (Azolla, Retitriletes, Echinatisporites, Gleicheniaceae). La microflore arbustive, rare en pourcentage, est composée de Sapotaceae, Juglandaceae (Subtriporopollenites constans), Cupuliferae, Chenopodiaceae, Ulmaceae, Ephedraceae, Nyssaceae, Bombacaceae (Bombacacidites sp.) et Myricaceae (Plicapollios cf. pseudoexcelsus).

Ces marqueurs typiques de l'Éocène inférieur à moyen, ainsi que leur association à caractère climatique chaud, évoquent un âge à la limite Cuisien supérieur—Lutétien inférieur.

Au Sud du bassin, zone de Grands-Champs, un sondage a livré à 27,5 m une microflore à champignons, lichens, mousses et fougères abondants (Azolla et Phycopeltis), où la fraction arbustive est très peu représentée (Sapotaceae, Ephedraceae, Juglandaceae). La signification de cette microflore est identique à celle du sondage précédent. On note par ailleurs, dans les deux cas, la présence constante de spores remaniées du Stéphanien sousjacent.

• Minéralogie des sédiments détritiques tertiaires (Marchand, 1983, 1984). Le tableau suivant montre les différences quantitatives entre les constituants détritiques selon les zones:

	Quartz	Feldspaths-K	Plagioclases	Argiles
Grands-Champs	34,4	26,4	9,0	28,2
Zone nord	22,3	21,6	6,0	26,3
Bois des Landes	18,6	18,8	4,2	53,2

La zone de Grands-Champs est riche en quartz et en feldspaths; le rapport Q/F est faible, voisin de celui du granite qui borde ce secteur, et indique le caractère peu évolué du matériel détritique. Les proportions relatives de quartz et d'argiles reflètent bien l'organisation séquentielle de cette zone.

Dans la zone nord, les proportions de quartz et de feldspaths sont plus faibles que précédemment, et les matériaux sont plus évolués. La présence d'encroûtements carbonatés indique un milieu d'accumulation en zones basses, très calme, où se développent des formations pédologiques.

La prépondérance de la phase argileuse dans laquelle se développent des horizons gypsifères, s'affirme dans la zone du bois des Landes où le matériel est beaucoup plus mature.

Le cortège des minéraux argileux, smectites, illite et kaolinite essentiellement, reflète en partie cette différenciation par zones: les smectites sont plus abondantes dans le secteur du bois des Landes que dans celui des Grands-Champs, et le cas est inverse pour la kaolinite sauf dans la série supérieure gypsifère du bois des Landes. La zone nord se place dans une position intermédiaire.

Paléogéographie du bassin de Gouzon à l'Éocène

L'étude sédimentologique et microfloristique permet de reconstituer dans ses grandes lignes l'aspect et l'évolution du bassin de Gouzon au cours de l'Éocène.

Après une décharge détritique assez grossière, concernant surtout les secteurs ouest et nord, une formation fluviatile à éléments gréso-conglomératiques, organisée en chenaux avec dépôts argileux de fin de séquence pratiquement exondés, se maintient dans la zone de Grands-Champs.

Les sédiments peu matures témoignent d'une érosion active puis d'un transport court à partir des granites de bordure, et les argiles à smectite de l'installation de sols de climats tropicaux.

Des sédiments plus matures, fins et argileux, se déposent au centre et au Nord du bassin, dans un milieu de plaine d'épandage. Le matériel non trié, sans organisation séquentielle, présente des bioturbations et des fentes de retrait où se concrétionnent les nodules carbonatés d'origine pédologique. Il s'agit d'une zone basse d'accumulation avec des conditions hydromorphes, dans laquelle les associations palynologiques révèlent un milieu humide à végétation subaquatique, aquatique ou palustre assez luxuriante. L'arrière-pays est constitué d'une steppe arbustive très clairsemée. Le climat chaud est à saisons sèches bien marquées.

Enfin, dans le Sud-Est du bassin, se déposent surtout des argiles de décantation auxquelles sont associées tardivement (Éocène supérieur) des niveaux évaporitiques indiquant un net déficit hydrique.

La sédimentation éocène du bassin de Gouzon se rattache donc tout à fait à celle observée dans un cadre régional (séquence du Velay, bassin de Lys-Saint-Georges, série de la Brenne, bassin de Ladapeyre) à la même période.

ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES. HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique des terrains représentés sur la feuille Évaux-les-Bains, dans le cadre de la partie nord du Massif central (tableau 1) a été reconstituée par différentes approches: description des paragenèses métamorphiques dans les migmatites, étude des relations migmatites-granites, des structures magmatiques et postmagmatiques des granites, études structurales réalisées à toutes les échelles dans le cadre des travaux de prospection minière (bassins de Villeranges et de Gouzon et ancienne mine d'or du Châtelet, respectivement par TCM et BRGM) aussi bien à l'affleurement que sur les carottes de sondages.

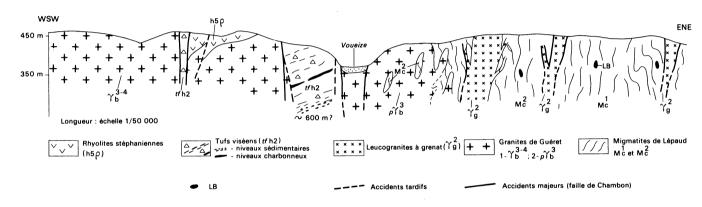


Fig. 13 - Coupe interprétative au niveau de Chambon-sur-Voueize

La chronologie proposée s'intègre dans les grandes synthèses régionales réalisées à ce jour pour l'ensemble du Massif central, d'un point de vue tectonique, métamorphique et magmatique.

Le schéma structural et la coupe interprétative de la fig. 13 sont destinés à visualiser cette chronologie.

DU PRÉCAMBRIEN SUPÉRIEUR AU PALÉOZOÏOUE

Une formation volcano-sédimentaire (pélites, grauwackes et laves) à l'origine des migmatites de Lépaud, se met en place sur une croûte juvénile appartenant à la marge continentale du Nord du Massif central. L'âge de cette formation est connu indirectement par les datations effectuées sur les orthogneiss recoupant les formations leptyno-amphiboliques de Sud-Bretagne et Limousin (540 à 430 Ma; Vidal et al., 1970; Autran et Cogné, 1980).

CYCLE TECTONO-MÉTAMORPHIQUE VARISQUE

Cette formation a été impliquée dans l'évolution orogénique polyphasée du Massif central. Les schémas proposés depuis une dizaine d'années (Bard et al., 1980; Matte et Burg, 1981; Santallier, 1983; Autran, 1984; Matte, 1986; Ledru et al., 1989) subdivisent le cycle varisque en 3 périodes (éo, médio- et néovarisque).

Période éovarisque (500 à 395 Ma)

Cette période est marquée par une phase d'enfouissement de croûte continentale et océanique qui développe un métamorphisme de haute pression dont l'événement majeur est calé à 420 \pm 10 Ma (Pin et Peucat, 1986) d'après les datations effectuées dans le Lyonnais, dans le Haut-Allier et dans le complexe leptyno-amphibolique de Marvejols.

Les reliques de disthène observées dans les métatexites à grenat et antiperthites de Lépaud, ainsi que les faciès de grenatite à disthène décrits par J. Ravier et M. Chenevoy (1979) dans la carrière d'Auge (mais non retrouvés), témoignent de cet épisode métamorphique haute pression dans les migmatites affleurant sur la feuille.

Période médiovarisque (395-340 Ma)

À l'échelle du Massif central, cette période correspond à une phase de collision continent-continent et à la mise en place des nappes principales.

C'est aux tout premiers stades de cette collision que ce serait produite l'injection tectonique des écailles de roches ultrabasiques, la croûte amincie à l'Ordovicien constituant un site favorable pour la mise en place de ces copeaux mantelliques. En effet, la composition minéralogique (lherzolites à spinelle et grenat riche en pyrope) et l'évolution proposée par C. Zappeţini

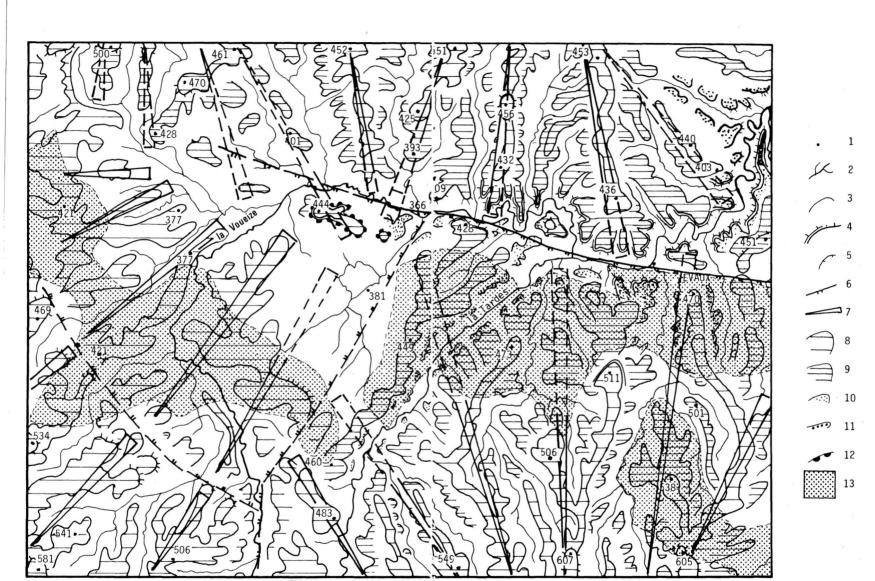


Fig. 15 - Esquisse géomorphologique de la feuille Evaux-les-Bains

1 - point coté; 2 - hydrographie; 3 - haut de versant convexe-concave; 4 - versant à corniche ou convexité sommitale bien marquée (un trait : < 50 m); 5 - ressaut sur une surface; 6 - faille à regard ou rejeu récent; 7 - glacis topographique; 8 - basse surface; 9 - surface emboîtée dans la basse surface (équivalent de la "gouttière" des feuilles Guéret et Aigurande); 10 - premier replat en contrebas de la gouttière; 11 - terrasse alluviale; 12 - versant d'érosion différentielle; 13 - extension d'une roche particulière, la granodiorite à biotite.

- 55

Tableau 1. – Reconstitution schématique des événements géologiques.

		Ma	Événements tectoniques et métamorphiques régionaux	Sédimentation	Magmatisme	Manifestations tectono- métamorphiques
	Quaternaire	1,6	Compression subméridienne ouvrant les fractures N-S.	Dépôts pleistocènes à holocènes (sables de Gouzon).		Venues thermominérales (Évaux-les-Bains).
	Pliocène	5				
	Miocène	23				
	Oligocène					
	Éocène sup.		Compression pyrénéenne subméridienne. Jeu en failles inverses de l'accident de Chambon.			Chevauchements du socle sur l'Éocène (bassin de Gouzon).
	Éocène inf.	53	a racional de Chamboon	Formations argilo-sableuses		1 2000 (outsin to course).
	Paléocène	65		uranifères de Gouzon.		
	Crétacé	100	Distension.			Rejeux en failles normales.
	Permien	290	Distension N-S Dépôts continentaux dans les bassins.			
		С	Compression E-W → Jeu en faille inverse du Sillon houiller.			
			· .	Sédimentation stéphanienne.	Lamprophyres?	ouverture des fractures → filons de qz. Rejeux cassants. Encastrement des bassins viséens.
			Compression NW-SE → Décrochements senestres. → Jeu dextre de l'accident de Chambon.		Épanchements rhyolitiques.	• Rejeux des accidents subméri- diens et de l'accident de Cham-
	Stéphanien	В	Compression N-S → Jeu senestre du Sillon houiller.			bon. Ouverture des bassins stéphaniens.
٦	Westphalien	A 305	Compression NNE-SSW Rejeu des accidents de Chambon en faille inverse senestre.		Microgranites filoniens.	Bretelles dans les structures minéralisées.
ı		ارا	Failles inverses N70-N120E			• Faille N-S d'Évaux-les-Bains
QUE			Décrochements dextres subméridiens.		Leucogranites	• Faille N-S de Chambon. • Accidents du Châtelet. Mise en place de la minéralisation auri- fère.
AKIS	Namurien	320	Raccourcissement NE-SW, jeu ductile senestre (Marche occidentale).			
NEOVARISQUE	Viséen	335 Sup Moy	Raccourcissement NNW-SSE à NW-SE →	Charbon, grès silts, cal	caires, brèches, tufs et la Granite de Chanon	aves. Calcaire du Chat-Cros
-		Inf	Cisaillement ductile dextre (zone à biotite).			Mylonites du faisceau de Cham- bon-sur-Voueize.
SOUE	Tournaisien	356	Granitisation Anatexie régionale - Verticalisation de la foliation.		Granites de Guéret (Rb/Sr).	Anatexites de Lépaud.
MEDIOVAKISQUE	Dévonien	380	Collision continent-continent, mise en place des nappes principales. Métamorphisme barrovien (datation Couy). Développement d'une foliation régionale subhorizontale. Injection tectonique d'UB mantelliques.			Gneiss à biotite, sillimanite et grenat en restites dans anatexites. Massif d'UB (Auge).
7		395				
EUVARISQUE	Silurien	440	Enfouissement de croûte océanique et continentale. Métamorphisme HP.			Reliques de disthène dans anate- xites de Lépaud. Grenatites à disthène (Auge).
EOVA	Ordovicien	500	Amincissement de la croûte.			
	Cambrien			Dépôt des séries volcano-sédimentaires (pélites-tufs-laves?)		
		600	,	= protolite des migma- tites.		
	Briovérien	650		107_		

(1984) pour le massif d'Auge, sont comparables à celles des ultrabasites du Limousin (Maillet et al., 1984). Cependant, l'évolution proposée montre que ces ultrabasites sont passées par un stade granulitique de haute pression et, par ailleurs, J. Ravier et M. Chenevoy (1979) ont décrit des grenatites à disthène dans la carrière d'Auge; il y aurait donc des analogies entre ces ultrabasites et celles qui, en Limousin, sont associées à des éclogites à disthène (+ omphacite) et dont la signification géodynamique pose un problème (Maillet et al., 1984).

Durant cette période se développe un métamorphisme de type «barrovien» à moyenne pression et moyenne à forte température, synchrone de l'acquisition d'une foliation régionale, à l'origine subhorizontale. Le métamorphisme majeur est notamment daté à 380 Ma (méthode ³⁹Ar/⁴⁰Ar; Costa et Maluski, 1988) au Nord du Massif central; à l'Ouest de la feuille Évaux-les-Bains (carrière du Puy-du-Roy à Aubusson), les anatexites à cordiérite ont été datées à 356 Ma (Rb/Sr; Le Breton, 1986) et le granite de Guéret (différents faciès affleurant sur la feuille Guéret) également à 356 Ma (Rb/Sr; Berthier *et al.*, 1979).

Sur la feuille Évaux-les-Bains, les migmatites de Lépaud (en particulier les faciès de métatexites) montrent une foliation dont la direction va de E-W à N 120° E et un pendage généralement fort (70° à subvertical) vers le Sud ou vers le Nord. La verticalisation de la foliation, ainsi que les inflexions du pendage, peuvent être attribuées à l'anatexie ou à des plis qui, étant donné l'éloignement et la mauvaise qualité des affleurements, n'apparaissent pas à l'échelle kilométrique.

Le contact des migmatites avec un faciès porphyrique à biotite (γ_b^{3M}) du granite de Guéret se situe au Nord du faisceau de Chambon-sur-Voueize. Il n'a pas été observé à l'affleurement ni dans les nombreux sondages carottés réalisés dans l'environnement de la mine d'or du Châtelet, mais il est marqué par une imbrication des faciès de migmatite et de granite (passées granitiques dans les migmatites, enclaves de migmatites dans le granite) et, au Sud de ce faisceau, par la présence de faciès d'anatexite granitoïde ($M\gamma_c$) et de granodiorite à biotite orientée ($M\gamma_b$ et γ_b^{3-4}), habituels dans les zones de contact granite-anatexites.

D'après les données structurales, orientation des biotites observées dans le granite à biotite $\gamma_{\rm b}^{\rm SM}$ et mesures d'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) (Jover 1986), le granite de Guéret affleurant sur Évaux-les-Bains se situe dans un domaine orienté E-W à NW-SE (fig. 8). Les linéations magmatiques déduites des mesures d'ASM, portées par des plans peu pentés, indiquent pour le granite une mise en place syncinématique, dans un contexte de chevauchement identique à celui qui affecte la pile métamorphique de l'Ouest du Massif central au Dévonien (Jover, 1986 ; Burg et Matte, 1978). Par ailleurs, la concordance des structures observées ou déduites de l'ASM dans les migmatites et le granite, suggère une co-structuration de l'ensemble (fig. 8).

Les données isotopiques (rapport initial 87 Sr/ 86 Sr = 0,7058) ainsi que la présence au sein du massif de faciès granodioritiques d'affinité calco-

alcaline, imposent que la fusion anatectique de la pile métamorphique ait été accompagnée d'une participation de matériaux d'origine profonde ; ceci est en accord avec les observations et avec les conclusions de G. Sabourdy et P. Tempier (1982) dans la région de Crocq au Sud-Est d'Évaux (feuilles Felletin et Pontgibaud).

Période néovarisque (350 à 290 Ma)

Cisaillements ductiles dextres antéviséens de Marche—Combrailles : le faisceau de Chambon-sur-Voueize

Cette zone de cisaillement représente la continuation vers l'Est des cisaillements sud-armoricains (Barbarin et Belin, 1982; Jegouzo, 1980; Lerouge, 1984).

• Différents accidents appartenant à ce faisceau :

- faille de Chambon-sur-Voueize s.s.: orientée WNW-ESE, elle limite au Nord le bassin de Chambon et est relayée à l'Est d'Évaux (Chambonchard, Saint-Pardoux, feuille Montaigut-en-Combrailles) par la faille d'Arpheuilles; des accidents parallèles délimitent de petits bassins au Sud de Chambon;
- faille de Château-sur-Cher: orientée NW-SE, elle prend naissance dans le prolongement des rhyolites stéphaniennes de Puy-Haut, limite au Sud le bassin de Chambon et à l'Est le Nord du bassin de Château-sur-Cher (de Barbeyrat au Nord de Fontanières);
- faille de Ladapeyre: orientée WNW-ESE, elle limite au Sud le bassin viséen de Ladapeyre (à l'Ouest sur la feuille Guéret), représenté à l'extrémité nord-ouest de la feuille Évaux par les tufs de Passelat;
- faille de Fontanières : orientée NW-SE, elle borde au Sud le bassin de Château-sur-Cher, affleurant au Nord de Fontanières.
- Déformation le long de l'accident de Chambon-sur-Voueize. Sur la feuille Évaux-les-Bains, la déformation liée à la faille de Chambon se marque par le développement de mylonites qui affectent le granite porphyroïde à biotite de Guéret sur une épaisseur importante (hectométrique à kilométrique). Dans les mylonites s'observent des plans de microcisaillement (C), accompagnés d'une schistosité mylonitique (S). Les plans (C) sont subverticaux, orientés de N 110° à N 130° E et porteurs d'une linéation d'étirement subhorizontale. De beaux affleurements sont visibles d'Ouest en Est dans les secteurs suivants: Chantegrue, Baleyte, Villeranges, Les Granges, carrière de Doulaud, virages de la D915 (côtes de Biza), Bord-le-Franc, Bord-la-Roche et dans les ruisseaux N-S affluents de la Tardes.

Dans le secteur de Villeranges et au Nord-Est d'Évaux-les-Bains, les plans (C) subverticaux s'orientent N 110° à N 120° E et la linéation d'étirement plonge de 20 à 30° vers l'Ouest. Au Nord de Gouzon (Chantegrue) affleurent des ultramylonites. Dans la carrière du Doulaud et à l'Est de Chambon le long de la D 993, les plans (C) ont une direction N 130°E, la linéation d'étirement plonge de 10° vers l'Ouest, les plans (S) ont une direction N 90°E.

Les relations plans (C)-plans (S) ainsi que la dissymétrie des queues de cristallisation de part et d'autre des phénoclastes, caractérisent un cisaillement ductile dextre, en relation probable avec un raccourcissement régional NW-SE. La mylonitisation s'est effectuée dans la zone de stabilité de la biotite (Gros, 1984; Lerouge, 1984).

- Déformation le long des failles de Château-sur-Cher et de Fontanières. Ces accidents sont jalonnés de mylonites et de brèches dans lesquelles on peut mesurer une direction de schistosité mylonitique (au Sud-Est de Saint-Julien-la-Genête, direction N 145° E, subverticale) mais pour lesquelles on ne peut identifier de jeux décrochants.
- Âge des cisaillements ductiles. Le granite de Guéret (356 Ma) est affecté par ces accidents; il en est de même pour le granite de Chanon (faciès à biotite, cordiérite et muscovite) dont la mise en place est synchrone du fonctionnement de l'accident. Par contre, les granites de Marche occidentale datés du Namuro-Westphalien ne sont pas affectés. À l'Est, sur la feuille Montaigut-en-Combrailles, F. Desthieux (1980) a pu observer les tufs du Viséen supérieur reposant sur les mylonites liées à ces accidents; les tufs viséens eux-mêmes ne sont pas affectés. On peut donc attribuer au raccourcissement NW-SE, à l'origine de ces cisaillements, un âge tournaisien à viséen inférieur, compatible avec celui du cisaillement sud-armoricain.

Volcanisme et sédimentation viséens

Les formations sédimentaires du Viséen moyen (calcaires du Chat-Cros) et volcano-sédimentaires du Viséen supérieur, comblent les dépressions formées le long des cisaillements antérieurs et constituent les bassins principaux de Ladapeyre—Passelat, Chambon-sur-Voueize et Fontanières—Château-sur-Cher, ainsi que les petits bassins très encaissés situés au Sud de celui de Chambon.

Mise en place des microgranites filoniens

Dans cette région du Massif central, ces microgranites sont considérés comme namuro-westphaliens.

Il faut remarquer que ces filons sont très abondants au Sud des accidents de Chambon mais beaucoup plus rares au Nord. Par ailleurs, le «grand dyke» de Sannat apparaît comme tronqué par l'accident de Chambon. Nous verrons plus loin que ce phénomène peut être attribué à des rejeux postviséens de cet accident.

Accidents subméridiens et mise en place des minéralisations aurifères du Châtelet (fin du Westphalien-Stéphanien inférieur)

La direction tectonique subméridienne revêt une importance primordiale dans le secteur du Châtelet-Budelière, où elle guide les minéralisations aurifères (Gros, 1984).

- Description et fonctionnement des accidents. À l'affleurement, ces structures peuvent être observées dans les zones relativement accidentées, en particulier:
- à l'Est de Chambon-sur-Voueize, où une zone mylonitique large d'environ 200 m et orientée N 10 à 30° E s'observe remarquablement bien le long de la D 993. La déformation a induit dans le granite des plans de cisaillement subverticaux orientés N 20° E et les relations plans (C) plans (S) caractérisent un cisaillement dextre (Gros, 1984). Au-dessus de la route, sur le « chemin des diligences », des entrées d'anciens travaux pour or suivent ces structures:
- au Châtelet (affleurements situés le long de la D996 après le pont en allant vers Budelière), les failles subméridiennes injectées de quartz minéralisé portent des stries horizontales indiquant un cisaillement dextre ; la présence de 2 générations de stries confirme par ailleurs que ces accidents ont joué à plusieurs époques.

Dans le secteur Maurice—La Plaine situé à l'Ouest de l'ancienne exploitation (entre La Montenelle et La Chassagne) et qui a fait l'objet de plusieurs campagnes de sondage, les structures n'affleurent pratiquement pas; mais la campagne de prospection géophysique et plus particulièrement les profils VLF (Maurin et Prévost, 1988) permettent d'avoir une image de ces structures (fig. 14); d'ailleurs, la cartographie détaillée réalisée à partir de ces profils a le plus souvent abouti à l'identification de la structure, par la présence de zones argileuses hydrothermalisées, de migmatites rubéfiées ou de quartz carié dans les labours. La cartographie des zones conductrices VLF (induites par les hydrothermalites) donne l'image d'un réseau de failles anastomosées typiques d'une zone de décrochement (Gros et al., 1989).

Ces décrochements dextres subméridiens auxquels s'associent des failles inverses N 70°E et N 120°E se sont produits au cours d'une compression NNE-SSW à N-S, en régime cassant ; ils ont été accompagnés par la mise en place des minéralisations aurifères. La présence des mylonites ductiles observées à l'Est de Chambon suggère que la déformation engendrée par cette compression a débuté en régime ductile et s'est poursuivie en régime cassant. L'accident N-S d'Évaux-les-Bains est également à relier à cette phase ductile.

L'accident N 110° de Chambon rejoue en faille inverse senestre, affectant le Viséen (communication TCM).

• Âge des accidents subméridiens. Ces accidents recoupent la zone de cisaillement ductile de Chambon (à l'Est de Chambon). Par ailleurs, à l'Ouest de Chambon (moulin de Thaury), des structures semblables par leur orientation et leur remplissage aux fractures de type Châtelet, recoupent les formations du Viséen supérieur; sur le permis de Villeranges (TCM, communication orale), des structures identiques (par leur remplissage et localement par leur orientation) ont été mises en évidence. Les décrochements dextres sont donc postérieurs au Viséen supérieur.

Pendant la période namuro-westphalienne, la région est soumise à un raccourcissement NE-SW à NNE-SSW, responsable du jeu senestre en régime ductile de la Marche occidentale au Nord-Ouest d'Évaux-les-Bains (cf. schéma structural).

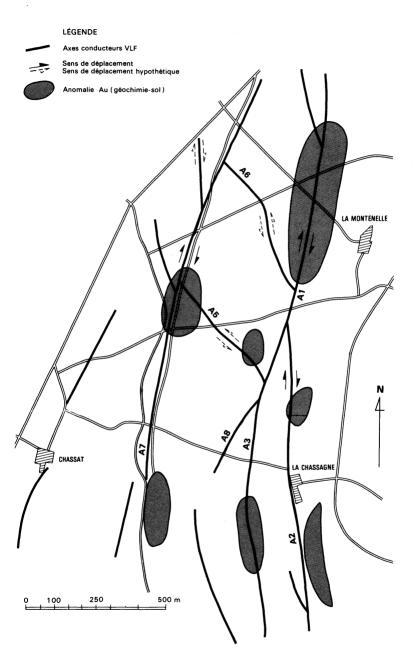


Fig. 14 - Schéma structural du filon Maurice du district du Châtelet

C'est la fin du Westphalien et au Stéphanien inférieur que la compression NNE-SSW à N-S engendre les décrochements dextres subméridiens et que se mettent en place les minéralisations aurifères (Gros et al., 1989).

Événements tectoniques, magmatiques et sédimentaires durant le Stéphanien

La compression NNE-SSW fonctionnant pendant le Westphalien et le début du Stéphanien, tourne en N-S durant le Stéphanien A et B. Elle est responsable du jeu senestre du Sillon houiller et de l'ouverture des bassins stéphaniens en pull-apart (Castaing et Bonijoly, 1983) et provoque l'encastrement des bassins viséens. Des sédiments (grès, argiles et charbons) se déposent dans le bassin de Gouzon durant le Stéphanien B.

À la limite Stéphanien B-Stéphanien C, la compression devient NW-SE et provoque des décrochements senestres qui font rejouer les accidents subméridiens. L'accident de Chambon rejoue en faille dextre.

C'est à cette époque que seraient épanchées les rhyolites de Gouzon (Lerouge, 1984). L'âge donné par G. Bazot (1970) est de 286 à 288 Ma. Par ailleurs, les sondages réalisés dans le bassin de Gouzon ont montré qu'elles sont interstratifiées ou qu'elles recouvrent les sédiments datés du Stéphanien par leur microflore (fig. 12).

Au Stéphanien C, la compression devient E-W; le Sillon Houiller joue en faille inverse; les accidents subméridiens et l'accident de Chambon subissent des rejeux cassants; les mouvements verticaux ont pour effet d'encastrer les bassins viséens. Cette compression a, de plus, tendance à ouvrir les fractures NW-SE dans lesquelles se mettent en place les filons de quartz: Auge, Villeranges, Huilat, Évaux-les-Bains, Fontanières (qui se prolonge par ceux de Saint-Maurice-de-Pionsat, Roche-d'Agout et Biollet sur la feuille Saint-Gervais-d'Auvergne au Sud-Est). L'accident d'Évaux-les-Bains se prolongerait au Nord de l'accident de Chambon par l'accident dit de La Châtelaine (communication TCM).

La mise en place des lamprophyres semble se situer durant le Stéphanien C; en effet, dans les sondages du Châtelet et sur l'affleurement de la gare de Budelière, ils recoupent les structures minéralisées; cependant, ils sont généralement affectés par une altération carbonatée (toujours tardive rapport à l'altération potassique et siliceuse des migmatites hydrothermalisées) et localement ils semblent impliqués dans un contact bréchique avec une cataclasite de migmatite orientée; ceci permet d'envisager un mise en place synchrone des rejeux cassants du Stéphanien C. Hypothèse qui est en accord avec la datation K/Ar (292 Ma) obtenue sur un lamprophyre du sondage GPF de Sancerre-Couy (Hottin et Calvez, 1988), situé au Nord.

PÉRIODE POSTSTÉPHANIENNE

Du Permien au Crétacé, la région est soumise à un régime de distension (directions N-S, puis NE-SW, NW-SE et enfin E-W) auxquel s'associent des

rejeux en failles normales que l'on peut observer le long des accidents de Chambon (Lerouge, 1984).

À l'Éocène se dépose l'ensemble détritique du bassin de Gouzon.

À l'Éocène supérieur, l'ensemble de la région est affecté par une compression N-S (compression pyrénéenne); la faille de Chambon rejoue en faille inverse et le socle vient ainsi chevaucher légèrement l'Éocène du bassin de Gouzon (actuelle carrière des Grands-Champs et ancienne carrière de Chaux-Maillat sur la feuille Guéret).

Il n'y a pas de traces des compressions oligocène et miocène.

Actuellement, la région est soumise à une compression subméridienne qui ouvre les structures N-S, provoquant des venues thermominérales; celles-ci s'alignent en effet sur les discontinuités N-S (Alamy et al., 1987).

GÉOMORPHOLOGIE

Introduction. Relief et hydrographie

La physionomie générale de la feuille Évaux-les-Bains est dominée par la vaste plaine de Gouzon, encadrée par des plateaux faiblement inclinés vers elle. De cette dépression centrale, s'échappe vers l'Est la vallée de plus en plus modelée en gorge étroite de la Voueize et de la Tardes, ainsi que de la vallée du Cher qui mord de quelques centaines de mètres sur le bord est de la feuille.

Le plateau septentrional, découpé en lanières et plaines suspendues, va s'appuyer vers le Nord, sur la feuille Boussac, sur les reliefs de Toulx-Sainte-Croix (656 m) et de Montebras (510 m). Vers le Sud, les très vastes plateaux méridionaux de Chénérailles, de Sannat et de Fontanières se raccordent en douceur aux reliefs atténués du plateau de Millevaches. Ces plateaux, faiblement inclinés, sont également découpés en lanières étroites et petites plaines intérieures. Le tout est très profondément raviné par les affluents de la Tardes et du Cher. Les points les plus hauts se situent sur le bord sud de la feuille et dépassent les 600 m.

Dans le détail, l'hydrographie ne commande pas de grandes lignes de relief. En effet, on rencontre plusieurs bassins-versants, dont l'individualité n'apparaît pas au premier coup d'œil:

- sur le bord ouest de la carte, les têtes de vallons des affluents du Verraux viennent s'inscrire contre la ligne de partage des eaux entre ce cours d'eau et le bassin de la Tardes—Voueize. Cette ligne de crête ne montre qu'un relief médiocre, de l'ordre de 420-430 m seulement;
- sur le bord est de la feuille, quelques affluents du Cher et cette rivière ellemême mordent de quelques centaines de mètres, mais n'apparaissent pas comme un trait marquant du relief;
- la majeure partie de la feuille est occupée par le bassin dissymétrique de la Tardes et de son affluent principal, la Voueize. Le plateau septentrional est

entaillé et drainé par de petits cours d'eau de quelques kilomètres seulement de longueur, provenant des massifs leucogranitiques médians de la feuille Boussac. Par contre, les affluents venant du Sud, ainsi que certaines portions des cours d'eau principaux, sont parfois parallèles mais le plus souvent obliques sur la pente régionale du plateau. Le tracé de ces cours d'eau est manifestement inadapté à la structure et au cadre régional. Par contre, l'évidement de la plaine de Gouzon est lié à un phénomène d'érosion différentielle, les sables et argiles éocènes étant plus facilement déblayés que les roches du socle. De même, le relief du Puy-Haut (441 m) à l'Est de Gouzon (375 m) est un autre exemple de ce type d'érosion.

Surfaces d'aplanissement

Schématiquement, on peut opposer deux plateaux faiblement inclinés l'un vers l'autre: le plateau septentrional (500 m au Nord-Ouest de Ventenat, 440 m au Nord de Chambon-sur-Voueize) et le plateau méridional (600 m sur le bord sud de la carte, 470 m à Évaux-les-Bains). Mais ces plateaux qui arment le paysage sont en fait le plus souvent réduits à des lanières larges de 1 à 2 km, très facilement cartographiables (fig. 15, en pages centrales). Entre ces lanières, à 20-30 m en contrebas, se trouvent de petites plaines, plateaux ou replats, larges de quelques dizaines ou centaines de mètres à plusieurs kilomètres carrés, et plus ou moins intensément incisés à leur tour par des vallées étroites, parfois de véritables gorges. La dénivellation maximale entre lanières et «petits plateaux», de l'ordre de 50 m, s'observe entre le plateau de Bord-la-Roche—Le Tirondet et la lanière se terminant au bois d'Évaux, culminant à 511 m.

La cartographie de l'emboîtement de l'ensemble inférieur des petits plateaux et plaines dans les lanières d'unité supérieure est spectaculaire (fig. 15). Seul, le quart sud-ouest ne présente pas une telle disposition, les cours d'eau actuels semblent s'être individualisés directement à partir d'un seul grand glacis assez bien conservé.

Le problème est donc de relier les deux surfaces ainsi délimitées et la surface unique des feuilles 5 et 6 au 25 000°, avec ce qui est reconnu sur les cartes voisines : basse surface avec reliefs résiduels (Aigurande, Dun-le-Palestel, Boussac), basse, moyenne et haute surface (Guéret, Saint-Sulpice-les-Champs). Replacés dans le contexte régional (Freytet *et al.*, 1985; Freytet, 1988), il nous semble clair que les grandes lanières culminantes se raccordent à la basse surface régionale. Les petits plateaux emboîtés sont plus ou moins l'équivalent de la «gouttière» qui jalonne régulièrement le cours de la Creuse (Guéret, Dun-le-Palestel) et de la Petite-Creuse (Aigurande), bien qu'une origine néotectonique pourra être retenue plus loin (*cf.* § « Morphométrie et néotectonique »).

La basse surface ainsi définie ne présente pas d'homogénéité à travers tout le territoire cartographié. Dans le domaine septentrional, au Nord de la Tardes et de la Voueize, selon une ligne Évaux-les-Bains—Montaguillaume, la basse surface se résout actuellement en quelques lanières divergentes à partir de deux reliefs résiduels situés sur la feuille Boussac. Le symbole des glacis a été placé de manière à souligner cette divergence. Dans le secteur

sud-est, les lanières sont sinueuses ou ramifiées, mais grâce aux points cotés, en première approximation, et à la reconstitution morphométrique (fig. 16), on peut reconstituer un seul grand glacis divergent que l'on peut voir s'adosser au relief résiduel d'Arfeuilles à quelques kilomètres plus au Sud (feuille Aubusson). Enfin, au Sud-Est, au contraire, les lanières sont beaucoup plus larges, et incisées seulement par les vallées actuelles, sans replats latéraux ni petits plateaux intermédiaires. Le glacis que l'on peut supposer se prolonge jusqu'aux reliefs formant la ligne de partage des eaux entre Creuse et Verraux, puis entre Creuse et Tardes—Voueize. De plus, ce glacis est cassé en deux par une dénivellation de 10 à 30 m. Cet accident topographique se prolonge sur la feuille Guéret où il a reçu le nom de faille de Ladapeyre.

L'ensemble des petits plateaux emboîtés entre les lanières des glacis de la basse surface a lui aussi des caractères variables d'un secteur à l'autre. Dans les cas les plus typiques, deux lanières rectilignes sont légèrement divergentes. Elles sont bordées par d'étroits replats, de part et d'autre d'un cours d'eau actuel encaissé de 10 à 50 m et plus. Cette disposition, que l'on peut qualifier de «normale», est bien représentée dans toute la feuille, à quelques irrégularités mineures près. On peut estimer que le drain actuel coule à peu près à l'emplacement des écoulements régulièrement divergents de la basse surface. Par contre, certains cours d'eau importants ont des directions obliques et même presque perpendiculaires à la pente générale de la basse surface: la Tardes entre Chambon-sur-Voueize et Lavaud-Carderie à 1 km à l'Ouest de Tardes; la Voueize, entre Riotat et Vauzelles. Tout se passe comme si le drain initial avait été dévié de son écoulement régulier par un obstacle structural. Compte tenu de la lithologie du socle, on ne peut retenir l'hypothèse de l'érosion différentielle, il ne reste plus que la solution néotectonique (voir ce paragraphe).

Le façonnement de ces petits plateaux, quand il existe, a été interrompu par une reprise d'érosion brutale consécutive à un changement de niveau de base ou une surrection globale de toute la région. Cela a déterminé le creusement d'une vallée large de 2-3 km seulement, dont il ne reste que de petits témoins (figurés en pointillés sur la fig. 15), localisés le long de la Tardes et de la Voueize près de son confluent avec la première. Le raccord de ces replats avec les petits plateaux emboîtés dans les grandes lanières est brutal ou progressif, vers 380-390 m, ce qui pose quelques problèmes de représentation cartographique. L'éperon qui sépare la Tardes du Cher porte, en contrebas de cette gouttière, deux niveaux de terrasses, vers 360-370 m et 340-345, soit à environ 55 m et 75 m au-dessus du cours actuel du Cher. La terrasse inférieure porte des sables remaniés dans les formations superficielles.

Enfin, dans l'extrême Sud-Est de la carte, les lanières de la basse surface portent des collines culminant à 605 et 607 m. Elles ont été dessinées avec le symbole des ressauts. Mais on ne peut exclure que ces petits reliefs ne représentent pas des témoins avancés, très dégradés, des masses rocheuses couronnées par la haute surface. L'emboîtement entre haute et basse surface serait seulement de quelques dizaines de mètres, ce qui est peu par rapport à ce que l'on connaît sur la feuille voisine Guéret.

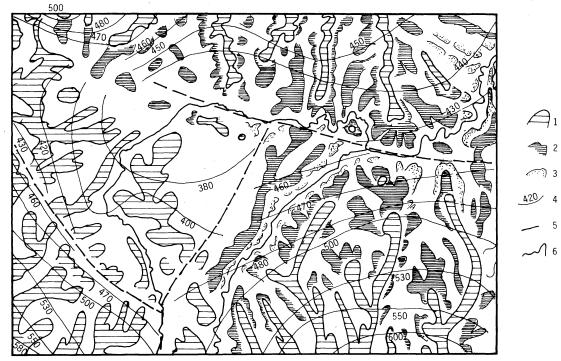


Fig. 16 - Morphométrie et néotectonique.

Formations superficielles

D'une manière très générale, l'arénisation semble affecter une épaisseur assez faible de roche, de l à quelques mètres seulement, une très forte argilisation envahit la partie supérieure de l'arène, et cela aussi bien en position sommitale sur les lanières de la basse surface, les reliefs résiduels, les replats emboîtés et les têtes de vallons. L'altération est bien moindre sur les tufs volcaniques ainsi que sur les sables et argiles tertiaires de Gouzon.

La très forte argilisation se manifeste dans le paysage par deux aspects principaux. D'abord, la présence quasi systématique de pièces d'eau artificelles, parfois de grande taille, près de chaque agglomération quelle que soit sa position topographique : vallée, lanière de la basse surface, relief résiduel (cas de la mare de Lépaud par exemple, à la sortie sud du Village). Ensuite, l'existence de prairies marécageuses que l'on repère par leur végétation de joncs en touffes dispersées çà et là, également partout, sur les lanières de la basse surface, les hauts de versants, les replats intermédiaires, les fonds de vallées. Le plus petit fossé, la moindre tranchée de drainage, montrent une argile plus ou moins sableuse grise à taches de marmorisation, très rarement une teinte grise uniforme. Localement, cette argile a été exploitée; il ne reste rien des carrières, mais seulement un toponyme : «La Brique» (feuille à 1/25 000 n° 3, au Sud Lussat), «La Tuilerie» (feuille 7, Sud de Sannat; feuille 8, au Sud d'Évaux-les-Bains).

Le début de l'argilisation est certainement très ancien, probablement contemporain du changement climatique qui a permis le début de l'incision des vallées (vers la fin du Pliocène), et il se poursuit encore actuellement (pédogenèse de type brun à brun lessivé acide), avec certainement des périodes de plus forte et de moins forte activité. Dans tous les cas observés, les argiles sont brunes et marmorisées, jamais rouges, comme on en a rencontré déjà quelques cas sur les feuilles voisines Saint-Sulpice-les Feuilles (sur la haute surface) et Aigurande (basse surface).

Malgré de patientes recherches, les zones les plus basses des lanières de la basse surface n'ont pas montré de dépôts sableux significatifs, ni de galets de quartz, pouvant représenter les formations corrélatives de cette basse surface, comme sur Ambazac, Bourganeuf, Saint-Sulpice-les-Feuilles, Guéret, Aigurande, Dun-le-Palestel. Les seuls véritables, mais affleurant dans de très mauvaises conditions, sont ceux de la plus basse terrasse, dans l'éperon Tardes et Cher.

Relation entre lithologie et relief

Il est discutable que la dépression de Gouzon n'existe que par la présence de sables et argiles tertiaires, matériaux beaucoup plus tendres que les roches éruptives et métamorphiques encaissantes. Mais une partie de la dépression est très certainement d'origine néotectonique (cf. ce paragraphe). De même, les pointements en roches volcaniques des environs de Gouzon (point 428 au Nord de La Celle-sous-Gouzon, point 396 au Nord-Ouest de Gouzon, Puy-Haut (441), le point 411 au Nord-Ouest de Lussat)

forment des reliefs dus à l'érosion différentielle, mais leur ampleur est exagérée par le surcreusement des sédiments tertiaires.

Par contre, entre les diverses roches éruptives et métamorphiques reconnues sur la feuille, aucune différence majeure n'apparaît, sauf peut-être pour quelques filons de quartz, et à l'échelle de l'hectomètre seulement. À titre d'exemple, on a reporté sur la fig. 15 l'extension d'une roche parmi les plus étendues, la granodiorite à biotite. Le relief n'est visiblement pas du tout influencé par cette lithologie. La granodiorite se rencontre aussi bien en position haute, (dans l'interfluve Verraux—Voueize, sur les reliefs résiduels comme le point 605 dans le Sud-Est de la feuille, les lanières de la basse surface) qu'en position «moyenne» et basse (surface emboîtée dans la basse surface, replats intermédiaires, et gorges de la Tardes et d'une partie de ses affluents).

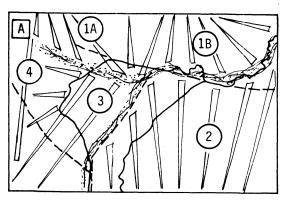
Tout comme sur la feuille Guéret, l'érosion différentielle n'est pas le mécanisme générateur du relief, il faut chercher d'autres explications, comme probablement l'intensité de la fracturation en petit (cf. Freytet, 1988). De même, les cours de la Tardes et de la Voueize ne sont pas strictement guidés par la faille majeure limitant les volcanites. La Voueize s'en éloigne en méandrisant d'une manière serrée au Nord de Chambon-sur-Voueize, et la Tardes s'infléchit au Nord-Est en méandres un peu plus larges, au Nord d'Évaux-les-Bains. Mais souvent les méandres sont reliés par des segments de cours rectilignes, ce qui dénote une influence structurale dans l'établissement du tracé.

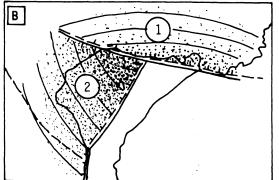
Morphométrie et néotectonique

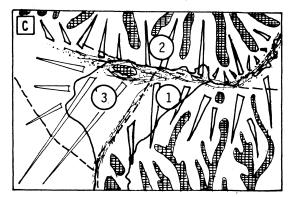
Les lanières de la basse surface présentent des irrégularités topographiques dans le sens longitudinal, de l'ordre de quelques mètres, mais on peut, avec une bonne approximation, y tracer des courbes de niveau. Ces courbes, actuelles, sont le résultat cumulé de la planimétrie de la surface d'aplanissement intiale, et de toutes les déformations, locales et globales qui ont pu l'affecter. Le résultat est donné figure 16, et appelle plusieurs remarques:

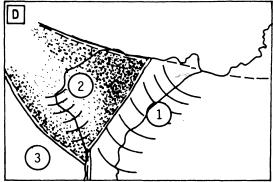
- dans la partie septentrionale, les courbes de niveau de la basse surface sont assez régulièrement concentriques autour des lanières divergentes, et dessinent deux glacis juxtaposés;
- dans le Sud-Est, la disposition est la même, et les courbes sont, en moyenne, régulièrement concentriques;
- pour la partie sud-ouest, la régularité est interrompue par l'accident topographique (faille de Ladapeyre), et l'érosion différentielle dans le bassin de Gouzon perturbe le tracé des courbes.

Si on regarde maintenant les valeurs des courbes, et non plus leur forme, on constate des juxtapositions brutales: à Chambon-sur-Voueize, le glacis nord est vers 430 m d'altitude, le glacis sud-est vers 460 m. Dans la partie sud-ouest, le grand glacis est abaissé de 50 à 60 m par rapport au glacis nord et au glacis sud-est. Enfin, ce même glacis sud-ouest est décalé de 20 à 40 m de part et d'autres de l'accident topographique ou faille de Ladapeyre.









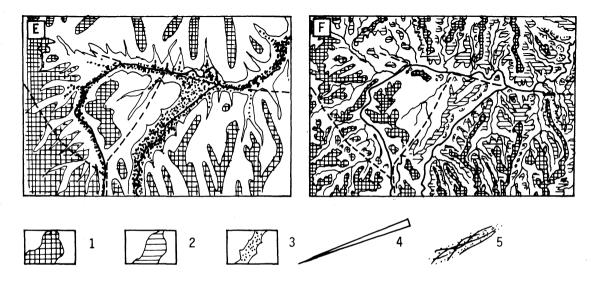


Fig. 17 - Evolution récente probable de la région.

^{1 -} basse surface; 2 - surface emboîtée dans la basse surface ("gouttière"); 3 - replats en contrebas; 4 - glacis topographique; 5 - écoulements possibles au contact entre deux glacis.

Les reliefs résiduels (haute surface) auxquels sont adossés les glacis (basse surface) existent plus au Nord (feuille Boussac) et au Sud (feuille Aubusson).

À la réserve près des effets de l'érosion différentielle difficiles à cerner dans le bassin même de Gouzon, toutes ces différences d'altitude des portions de glacis ou des contacts entre glacis sont très probablement à attribuer à la néotectonique. L'ordre des rejeux et leurs effets seront décrits plus loin.

En dernier lieu, l'inadaptation d'une partie des cours de la Tardes et de la Voueize est très certainement aussi le résultat de déformations souples ou cassantes postérieures à l'élaboration de la basse surface, contemporaines du début du façonnement des petits plateaux. La cause de la reprise d'érosion ayant conduit à la formation de ces petits plateaux a toutes chances d'être tectonique, elle est également responsable de la déformation des glacis de la basse surface.

Évolution géologique et géomorphique probable de la région

Aucun terrain n'est conservé entre le Carbonifère et l'Éocène, mais selon les reconstitutions paléogéographiques du Jurassique (travaux université Lyon, 1980), la région a été entièrement recouverte par les mers à cette époque. La haute surface a commencé d'être façonnée à partir de la regression post-portlandienne, et sans doute plus tard, après ablation de quelques centaines de mètres de calcaire et de marne (Freytet, 1988). Le second cycle d'érosion, ayant déterminé la formation de la basse surface, a commencé à une date inconnue, probablement à la limite Crétacé-Tertiaire avec la grande regression et s'est prolongé jusque vers la fin du Pliocène, juste avant le grand creusement des vallées. À l'Éocène, la haute surface était profondément incisée par au moins une grande vallée, et le «piton» de Puy-Haut devait déjà être un relief résiduel pointant entre les sédiments fluviatiles de Gouzon. La basse surface a continué à évoluer après l'Éocène, mais on ne la voit pas recouper très nettement le socle et le Tertiaire, en raison de l'érosion différentielle postérieure. La troncature des dépôts tertiaires par la basse surface est par contre très nette sur les feuilles Guéret et Aigurande. Enfin, la basse surface ne semble pas comporter de formations corrélatives, à la différence des feuilles voisines (Guéret, Bourganeuf, Ambazac, Dun-le-Palestel, Saint-Sulpice-les-feuilles, Aigurande), mais cela provient peut être des très mauvaises conditions d'affleurements sur Évaux-les-Bains.

L'analyse morphométrique de la basse surface et l'examen minutieux des replats emboîtés permettent cependant de reconstituer une histoire récente résolument acyclique, schématisée sur la fig. 17:

- (A): état vers le début ou le milieu du Pliocène (?). Le glacis septentrional (1) se divise en deux parties, 1A (nord-ouest) et 1B (nord-est); ces glacis s'appuyent sur les reliefs des Pierres-Jaumâtres—Montebras (feuille Boussac). 2: glacis sud-est adossé au relief d'Arfeuilles (feuille Aubusson). 3: glacis sud-ouest, montant doucement vers la ligne de partage des eaux Verraux—Tardes et Creuse—Tardes. Les zones de drainage sont probablement localisées au contact de ces divers glacis (figuré 5);
- (B): les premiers effondrements des glacis. Le compartiment 1 (glacis septentrional) est abaissé de 10 à 30 m le long de la faille de Chambon. Le fossé triangulaire de Gouzon (2) s'effondre de 30 à 50 m par rapport aux autres

blocs, celui du glacis septentrional (1) et celui du glacis du Sud-Est. Le massif volcanique de Puy-Haut commence d'être exhumé et se comporte comme un relief résiduel;

- (C): une reprise d'érosion déclenche le creusement de la « surface emboîtée dans la basse surface » dans le compartiment sud-est (1) et le comportement nord (2). Cette nouvelle surface coïncide approximativement avec la basse surface dans le compartiment sud-ouest (3); il n'y a donc que retouche, et non emboîtements;
- (D): nouvel effondrement important du fossé triangulaire de Gouzon (2) avec rejet de la faille de Ladapeyre et remontée apparente du bloc sud-est (3) et déformation du fond du fossé en gouttière synclinale à l'emplacement de la Voueize actuelle. Dans le compartiment sud-est, le glacis se déforme d'une manière souple ou cassante (?) dans la zone 1, déterminant la nouvelle implantation de la Tardes;
- (E): réajustement du réseau hydrographique et formation d'une vallée large de 0,5 à 2 km dans la basse surface ou dans la surface emboîtée dans la basse surface à 10-15 m en contrebas;
- (F): état actuel. Encaissement du réseau de 10 à 70 m dans la gouttière précédente ou directement dans la surface ou la basse surface. Ce creusement est très rapide, et il ne laisse que deux niveaux de terrasses dans l'éperon entre Tardes et Cher.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Le territoire de cette feuille est une région de plateaux, accidentée de nombreuses collines, aux confins de la Marche orientale et de la Combraille.

L'altitude voisine de 600 m au Sud passe à 400 m au Nord. La moyenne des précipitations sur 20 ans (1951-1970) est de 893 mm à Chévérailles, soit une valeur proche de la moyenne enregistrée pour 1986 (886 mm) aux stations météo de Chénérailles—Chambon-sur-Voueize—Chambonchard.

- Deux types de systèmes aquifères sont à distinguer :
- aquifère discontinu, à surface libre, de roches cristallines;
- aquifère hétérogène, peu capacitif, du bassin sédimentaire de Gouzon.

Aquifère des roches cristallines

La plus grande partie du territoire de la feuille est constituée par les formations du socle éruptif et métamorphique. Dans ces formations, les sources sont particulièrement nombreuses mais de faibles débit (0,5 à 2 l/sec), la plupart du temps variable.

Elles sont les émergences de petites nappes, formées par les eaux de surface infiltrées dans la partie supérieure du substratum relativement perméable parce que décomprimée et arénisée.

Ces nappes sont caractérisées par la médiocre transmissivité de leur magasin et par leur vulnérabilité aux pollutions parce que proche de la surface du sol. Elles sont de plus très sensibles à la pluviométrie.

Aussi, pour répondre à des besoins importants, la solution habituellement retenue par les syndicats d'A.E.P. est l'utilisation des eaux superficielles stockées puis traitées (syndicat d'Évaux—Budelière—Chambon-sur-Voueize, alimenté à partir du barrage de La Roche-Aymont).

À rappeler, le **périmètre thermal d'Évaux-les-Bains** qui est la seule zone de sources minérales «chaudes» exploitée dans le département de la Creuse. Les vertus thérapeutiques de ces eaux, connues depuis la période Romaine, ont permis le développement de cette station thermale.

Le substratum des thermes est constitué par un granite à biotite dit « granite d'Évaux », à texture massive, cataclastique. Sont à noter la présence de nombreux filons de quartz remplissant des fractures de direction N 140° E jouant, vis-à-vis des eaux thermales, le rôle de drain les conduisant à l'émergence. La vétusté des installations a rendu nécessaire le recaptage de ces sources. Les travaux de forages réalisés en 1972 ont permis de multiplier le débit global des sources par six ; la thermalité des eaux s'est accrue de quelques degrés, passant de 39-58 °C à 46-61 °C quoique leurs caractéristiques biologiques et physico-chimiques soient restées proprement inchangées (eaux sulfatées sodiques, moyennement minéralisées).

Aquifère des roches sédimentaires

Le bassin sédimentaire de Gouzon est constitué par un remplissage de matériaux détritiques variés: argiles, sables et graviers, dont l'épaisseur varie de 15 à 30 m. Ces formations et les produits d'altération du socle forment un réservoir aquifère dont les caractéristiques varient d'un point à un autre du fait de changements rapides, tant latéraux que verticaux, de la lithologie.

La stratification des formations sédimentaires est lenticulaire, c'està-dire que les horizons argileux ou sableux sont discontinus et peuvent donner naissance à de petites unités hydrogéologiques quasi indépendantes. Mais, globalement, à l'échelle du bassin, il existe un seul système aquifère.

En bordure du bassin, l'extension du réservoir sur les formations de socle est assurée par les formations d'altération qui peuvent avoir une dizaine de mètres d'épaisseur. Cette nappe est exploitée, pour l'essentiel, dans le cadre A.E.P. de petits centres ou de communes, par forages dont la profondeur varie de 7 à 54 m : débits de 10, 23 et 40 m³/h (syndicat des Eaux du bassin de Gouzon, et réseau communal d'A.E.P. de Gouzon); soit pour des usages privés (puits).

MATÉRIAUX DE CARRIÈRES

Sables et graviers

• Les «sables de Gouzon» (alluvions quaternaires Fz) ont été largement exploités à l'Est de l'agglomération (carrières de L'Aiguillon) où leur épaisseur pouvait atteindre 10 m, et vers le Nord-Est avec des épaisseurs moindres. Actuellement, la seule exploitation en activité se situe au Nord près de Lavaud, avec 3 m d'épaisseur moyenne.

Les sables extraits (15 000 t en 1987) sont exclusivement utilisés en bâtiment: bétons pour construction et préfabrication.

Ces sables sont notablement argileux (surtout à cause de niveaux argileux intercalés) mais le produit lavé ne contient pratiquement pas de fines : l'essentiel se situe entre 4 et 8 mm avec peu de graviers et pas de cailloux. E.S. sur produit lavé : 90 à 95 % (jusqu'à 98 %).

Leur composition est quartzo-feldspathique.

• Les **sédiments tertiaires du bassin de Gouzon** (e5) recèlent une masse considérable de dépôts à dominante sableuse, dont les plus grossiers et les moins argileux se trouvent au Nord-Ouest et à l'Ouest de Gouzon (La Cellesous-Gouzon, exploitation minière des Grands-Champs).

Leur teneur en argile et les caractères géotechniques présumés médiocres des matériaux qu'ils pourraient fournir, les ont écartés de toute exploitation.

Granulats concassés

La seule exploitation permanente se situe au Doulaud (Nord-Est d'Évaux-les-Bains). Elle utilise des granites et leucogranites mylonitisés et fournit des concassés routiers (25 000 t environ en 1987).

Des carrières moins importantes exploitent sporadiquement le granite (Les Peyroux au Sud-Ouest de Gouzon) ou les tufs viséens (Montarux au Sud-Ouest de Lépaud).

Argiles pour tuiles et briques

Les argiles des dépôts tertiaires du bassin de Gouzon ont été exploitées en plusieurs points. La tuilerie de Lavaud, à Gouzon, a produit des tuiles et briques jusque vers 1967, à partir d'argiles provenant de la carrière du bois du Rateau (Nord de Gouzon). D'autres sont abandonnées depuis plus longtemps, mais ont gardé le nom de tuilerie: près de Périgord au Nord-Est de Gouzon, près du bois des Landes au Sud-Est.

Citons également d'anciennes tuileries au Sud de Chambon-sur-Voueize (Bessegout et La Bussière), à l'Est de Fontanières et un lieu-dit La Brique au Sud de Lussat.

La campagne de sondages effectuée pour la carte géologique a mis en évidence des dépôts d'argile a faible profondeur, notamment en amont de l'étang des Landes (argile blanche à smectite abondante, kaolinite et illite).

GÎTES MINÉRAUX

Indices et gisements d'uranium

Commencées dans les années 50, les recherches pour uranium ont abouti à l'exploitation du gisement de Grands-Champs en 1986.

Ce gisement se situe dans le bassin tertiaire de Gouzon. Les minéralisations s'organisent en niveaux stratoïdes associés essentiellement aux faciès argilo-sableux de la base de la sédimentation éocène du bassin. Leur localisation est directement liée aux phénomènes suivants:

- chenaux sableux au sein de gouttières tectoniques;
- blocages lithostratigraphiques au contact d'écrans semi-perméables : socle, niveau argileux intermédiaire ;
- association à des failles de décrochement.

L'essentiel du minerai de Grands-Champs est constitué de coffinite associée à de la pyrite microcristalline. Quelques minéralisations oxydées de type autunite sont visibles sur le pourtour du gîte.

Le gisement de Grands-Champs aura fourni environ 170 t d'uranium à 2.2 ‰.

Le gîte voisin de Gladelle contient 52 t d'uranium à 0,5 %.

Un potentiel significatif a été démontré sur les extensions de ces gisements ainsi que sur d'autres indices situés dans la partie nord du bassin éocène.

Dans le domaine granitique, quelques indices existent à Domeyrot (limite de feuille, au Nord-Ouest) et à Villevaleix-le-Buissonnet (Sud-Est d'Évaux-les-Bains).

Charbon

Le Dinantien se localise dans trois bassins d'effondrement orientés WNW-ESE, coincés au Sud de la dislocation de Chambon et de la faille de Château-sur-Cher à l'Est. Continues sur la moitié est de la feuille, ces formations s'interrompent dans la partie ouest où elles sont recouvertes par les dépôts tertiaires du bassin de Gouzon.

Plusieurs gîtes ont fait l'objet de travaux miniers de recherche ou de début d'exploitation au 19° et au 20° siècle.

À l'Est de la feuille, la partie occidentale du bassin viséen de Château-sur-Cher a fait l'objet de fouilles à La Moulade et d'un puits à Chat-Cros, réalisés à la fin du siècle dernier. Un niveau anthracifère a été reconnu.

Au centre de la feuille, le Dinantien présente un caractère sédimentaire bien marqué dans la partie ouest du bassin de Chambon-sur-Voueize où des veinules anthracifères (lits de puissance centimétriques) sont en intercalations dans des grès grossiers, des tufs gréseux, des silts et des schistes. Des cinérites accompagnent fréquemment les périodes de rémission volcanique. Les recherches effectuées ont montré que la qualité de l'anthracite est médiocre.

Deux puits ont été forés à Varennes-Villeranges entre 1900 et 1914 et 35 m de galerie creusés à flanc de coteau en 1942. Les niveaux charbonneux reconnus correspondent le plus souvent à des argiles charbonneuses formant des bourrages tectoniques à pendage très redressé, localisés dans la bordure nord tectonisée des tufs viséens. Au pont de Breidex, ils se situent sur une zone d'intersection avec une fracture à N 150° E. Plus à l'Ouest, les anciennes fouilles de la Petite-Chaud et de Haute-Rive sont sur des nœuds de fractures à N 110° et N 170°.

Cette disposition a aussi été observée dans le bassin viséen de Châteausur-Cher.

Au Nord-Ouest de la feuille (bassin viséen de Ladapeyre), les niveaux anthracifères affleurent au lieu-dit La Forêt où ils sont séparés des rhyolites stéphaniennes par un banc de calcaire concrétionné.

Gypse

Le bassin éocène de Gouzon présente des niveaux à gypse localisés essentiellement dans le secteur du bois des Landes. Ces niveaux sont en intercalations dans des argiles. Ils correspondent à un milieu de dépôt de types lagunes sulfatées acides à activité organique souvent intense.

Au lieu dit Le Brancheraud à l'Est de Gouzon, un puits de 23 m a recoupé quelques veinules de gypse.

Fluorine

Dans le bassin tertiaire de Gouzon, la présence de fluorine est signalée par une anomalie hydrogéochimique de l'inventaire à l'Est de l'étang des Landes.

En liaison avec la dislocation de Chambon, on observe des placages de fluorine violette dans les diaclases du granite exploité dans la carrière du Doulaud.

Le grand filon de quartz de La Roche-d'Agoux, prospecté pour fluorine sur la feuille Montaigut-en-Combraille, s'observe sur les rives de l'étang du Faubourg-Moneix (commune d'Évaux-les-Bains). Le remplissage quartzeux, très puissant, renferme de la fluorine incolore et de la barytine.

D'autres indices de fluorine sont connus sur la commune de Lussat:

— au lieu-dit Trois-Fétus (route conduisant vers Varennes et la Voueize),
dans un plan de quartz W-E encaissé dans des granites;

— au lieu-dit Pré-Benoît (Sud-Ouest de Riérette), le long de filons de quartz
N-S;

- d'autres traces de fluorine ont été observées à Varennes, à Lussat, à la Vergnolle et le long du ruisseau Prion (au Sud-Ouest de Thaury).

Certains de ces indices ont fait l'objet de fouilles.

Barytine

Quatres indices sont connus:

- celui de Lussat, anciennement reconnu par 3 tranchées;
- celui de Puy-Aubrun (commune d'Évaux, au Sud-Ouest), défini par un alignement de volantes sur plus de 600 m parallèlement au filon de quartz Évaux – La Roche-d'Agoux;
- ceux de Bazaneix (entre Dol et le barrage sur la Tardes: 7 N) et Les Gagneries (sur la D915, 500 m au Nord-Ouest d'Évaux).

Pb-Zn-Ag

Les travaux de l'inventaire ont mis en évidence deux anomalies:

- Le Pontet, qui se situe dans les anatexites de Lépaud au Nord de la feuille (entre Auge et Trois-Fonds: 2 N) et qui correspond à des volantes de quartz barytique à galène et oxydés de plomb. Structure partiellement reconnue par sondages percutants en 1982-83;
- Chénérailles (Sud-Ouest de la feuille), dont l'origine n'a pu être contrôlée.

Tungstène

Deux indices sont reconnus à Montarux (commune de Lussat, au Nord de la Voueize) et à Reterre (Sud-Est).

Manganèse

Une veine de pyrolusite est signalée à l'Est de Saint-Julien-la-Geneste (Sud d'Évaux).

Antimoine

La présence d'antimoine est connue depuis très longtemps sur la feuille Évaux-les-Bains. Les premiers travaux recensés remontent à la fin du 18°-siècle, les derniers en 1930. J.P. Carroué a complété le recensement et la connaissance des indices dans son D.E.S. (1964). Mais les relations antimoines-or démontrées depuis, et les nombreux travaux pour or menés par le BRGM et TCM, ont permis de parfaire cette connaissance.

• Le secteur des Farges (commune de Lussat), dans le bassin de Villeranges, présente plusieurs filons exploités en tranchées et en galerie (filons E-W à pendage S et NW-SE à pendage W). Un puits a été foré au moulin de Villeranges sur un filon NE-SW à pendage W. Les exploitations de 1822 à 1828 auraient fourni 31 t de métal. Il s'agit de filons de stibine d'une puissance de quelques centimètres à près d'un mètre, situés dans les tufs viséens affectés par une intense altération hydrothermale à illite. La stibine est

généralement massive, associée à du quartz blanc laiteux et à des carbonates. Elle peut également être disséminée dans la roche, en aiguilles formant des rosettes. Des traces de berthiérite et d'antimoine natif sont localement associées à la stibine. On observe une relation spatiale entre stibine et pyrite-mispickel aurifère. Néanmoins, les études paragénétiques montrent que la phase antimonifère est postérieure à la phase ferro-arsénifère.

- Le Drux (commune de Reterre : environ 1,5 km au NNW de Fontanières) présente un petit filon de quartz à stibine orienté N 20° E, ayant fait l'objet de travaux en 1987. Il est encaissé dans le granite à biotite de Guéret, luimême recoupé de filons de microgranite porphyrique. Le bassin viséen de Château-sur-Cher, à remplissage de tufs et de schistes, est situé une centaine de mètres plus au Nord. La minéralisation en stibine massive est associée à du quartz blanc et s'accompagne de pyrite microcristalline et de mispickel.
- Les Aussures (NNE d'Évaux, entre la D20 et la Tardes): indice caractérisé par des volantes de quartz à stibine minéralisé en or. Une reconnaissance par sondages destructifs (1984) a confirmé la présence d'un réseau de filonnets de quartz à stibine, berthiérite, melnicovite et mispickel aurifère, encaissés dans les anatexites de Lépaud.
- Montaguillaume. L'indice dit de Montaguillaume se situe en fait au Nord-Est du hameau de Passelat, commune de Domeyrot, dans le bassin viséen de Ladapeyre.

Il s'agit au départ d'une anomalie stratégique Sb qui a été confirmée par prospection-marteau et par géochimie-sol. On a ainsi défini une anomalie (250 ppm Sb) de direction WNW-ESE, de 1,5 km d'allongement sur 100 à 150 m de large, au sein de laquelle s'individualisent deux cibles principales de 300 m d'extension chacune où les teneurs en sol sont supérieures à 1 000 ppm Sb.

Les travaux de reconnaissance BRGM ont porté essentiellement sur ces deux cibles (tranchées, sondages). La minéralisation est portée par des structures filoniennes métriques d'extension décamétrique, disposées en échelons et pouvant être interprétées comme des remplissages de fentes d'ouvertures de direction NW-SE, dans un couloir de cisaillement dextre parallèle à la dislocation de Chambon. Dans la zone superficielle altérée, les filons de quartz sont minéralisés en chapmanite (silicate d'antimoine amorphe de couleur vert pistache).

Des traces d'antimoine existent également entre Auge et Huillat, à Chambon-sur-Voueize, au moulin de Farouille (commune de Lussat).

Gîtes aurifères

La pyrite de Reterre (871g) découverte dans la deuxième moitié du 19e siècle, constitue le premier « indice d'or » sur la feuille Évaux-les-Bains où l'or était inconnu des gallo-romains, bien que la présence de deux lieux-dits Grands-Cros et Petit-Cros au Nord de Termont (commune de Budelière), à proximité de dépressions comblées (anciennes aurières), laisse planer un doute sur cette affirmation.

Mais c'est la découverte fortuite de l'indice du filon de la gare de Budelière par M. Lassale, au cours des terrassements de construction en 1896, qui constitue le point de départ de la recherche aurifère et de l'exploitation du Châtelet, qui ne se développera qu'après la découverte du filon « Émile » par H. Marlot en 1904 lors du percement de la route de Montluçon à Évaux (Laporte, 1965).

• Le **gisement du Châtelet** (étudié par G. Aubert, 1953 et J. Geoffroy, 1970) a été exploité en mine souterraine de 1905 à 1955. Il a produit 10,8 t d'or à partir d'un minerai quartzeux à mispickel aurifère (pas d'or libre) titrant 24,1 g/t Au en moyenne.

Le faisceau filonien principal (80 % de la production) a été exploité sur une tranche verticale de 150 m, 500 m d'extension N-S et 100 m de large. Il a été suivi sur 360 m d'aval-pendage et 1600 m d'allongement N-S. La reconnaissance des environs immédiats (plus de 1000 m E-S) par travaux miniers a permis de découvrir de nombreuses structures satellites qui ont rarement atteint le stade de l'exploitation.

L'exploration systématique de l'environnement du Châtelet a été menée par le BRGM depuis 1982.

Une approche, combinant géophysique légère (VLF) et géochimie tactique multi-élémentaire, a permis de définir une dizaine de cibles dont le potentiel a été testé par tranchées et sondages. Deux de ces cibles («Maurice», «Ayen»), partiellement reconnues par l'ancienne exploitation, peuvent présenter une envergure économique.

Dans la zone du filon « Maurice », la cartographie des zones conductrices VLF donne l'image caractéristique d'un réseau de failles anastomosées (cf. fig. 14, p. 60); les axes conducteurs s'organisent en 3 directions:

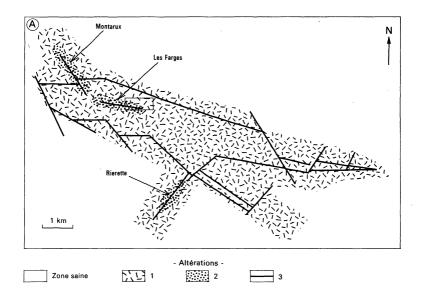
- une direction N-S suivant les structures les plus continues (A7, A1 et A2) qui correspondent à des failles décrochantes dextres induites par la compression NNE-SSW d'âge fini-westphalien;
- une direction NW-SE: discontinuités (A5 A6) obliques sur les structures N-S; correspondent à des failles décrochantes senestres induites par la compression NNW-SSE, au Stéphanien moyen;
- une direction SSW-NNE (A8) correspondant à des structures courtes qui se greffent en épi sur les structures N-S; ce type de structure a fourni la plus grande partie du minerai exploité dans le faisceau principal.

Les minéralisations aurifères sont liées à la présence d'arsénopyrite qui se met en place en même temps que plusieurs venues quartzeuses (quartz noir et/ou gris) durant la compression NNE-SSW de la fin de Westphalien.

Ces venues quartzeuses arséniées et aurifères cimentent des brèches qui se développent aux dépens d'un quartz précoce stérile. Ces brèches sont engendrées par les rejeux successifs des structures subméridiennes sous l'effet de la compression NNW-SSE qui réactive les fractures et maintient les circulations hydrothermales.

La minéralisation économique est portée par des lentilles, filonnets et stockwerks quartzeux polyphasés. Pour l'essentiel, l'or est intégré dans le réseau cristallin du mispickel.

L'encaissant du gîte du Châtelet est constitué par des migmatites à cordiérite (\mathbf{M}^2 et $\mathbf{M}\zeta_c$) et au Sud par le granite de Guéret. Rappelons que les anciens travaux miniers et les récents sondages ont recoupé des boules de



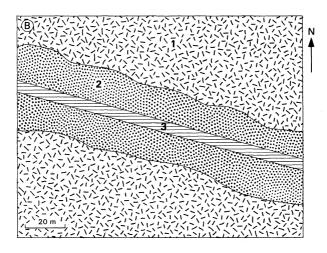


Fig. 18 - Représentation schématique des relations spatiales des trois principaux faciès d'altération reconnus dans la zone de Villeranges.

A = localisation schématique au niveau du bassin; B = détail de-la carte précédente montrant les relations dans la mine des Farges. 1 - faciès d'altération à albite-chlorite; 2 - faciès d'altération à micas potassiques; 3 - zone minéralisée à illite.

serpentinites hydrothermalisées (listwaenites). Dans et au voisinage des structures porteuses de la minéralisation, l'encaissant est fortement hydrothermalisé.

L'étude minéralogique et cristallochimique des altérations hydrothermales (Piantone *et al.*, 1990) démontre une histoire complexe comprenant 3 événements bien tranchés:

- premier événement, d'ampleur régionale: altération pervasive à phengite-chlorite se développant dans les migmatites de manière sporadique, avec une préférence pour les zones fracturées et touchant les biotites (chloritisation et phengitisation), les plagioclases (albitisation et phengitisation) et l'ilménite (transformation en rutile). T° d'environ 300°C;
- deuxième événement en liaison directe avec le fonctionnement du système hydrothermal du gîte, avec deux paragenèses majeures :
 - à tosudite-kaolinite-sidérite (halo externe); affecte les plagioclases; le rutile se transforme en anatase et brookite. T° de 300 à 200 °C,
 - à illite ± sidérite (halo interne); accompagnée par la métasomatose siliceuse; synchrone d'une première minéralisation arséniée disséminée dans la roche; T° 250-180°C. Au stade ultime la roche est silicifiée. À la suite de ce stade, la minéralisation aurifère principale se met en place, donnant des quartz microcristallins gris et noirs;
- formation de fentes à ankérite \pm chlorite et kaolinite, accidents tardifs recoupant tout le système hydrothermal précédent. T° de 250 à 200 °C.

Les salbandes, « colles » noires et grises des mineurs, correspondent à des broyages à basse température de roches altérées au cours du deuxième événement hydrothermal.

Le tableau 2 présente les paragenèses observées par E. Marcoux (1990) dans les listwaenites et parallélisées avec celles des structures minéralisées aurifères.

• Dans le **gisement de Villeranges**, les minéralisations principales sont localisées dans un bassin volcano-sédimentaire d'âge carbonifère (Viséen) à remplissage de tufs pyroclastiques rhyodacitiques et de rhyolites, avec quelques intercalations de charbon et de grès volcaniques (fig. 10). Les minéralisations aurifères liées à de l'arsénopyrite se placent dans une structure E-W qui a joué tardivement en décrochement dextre au Stéphanien moyen (synchrone des décrochements senestres du gîte du Châtelet).

Il faut noter de plus un certain nombre de failles transverses N-S, N 150° E et N 40° à N 60° E, qui peuvent jouer un rôle local dans la distribution des minéralisations.

Les tufs et les rhyolites ont été affectés par une altération hydrothermale polyphasée qui a fait l'objet d'une étude minéralogique, métallogénique et géochimique détaillée (Boiron, 1987; fig. 18) que l'on peut résumer ainsi: — altération d'extension régionale spatialement liée à la zone de cisaillement, à chlorite-albite-anatase, \pm quartz, calcite, phengite et pyrite (T° = 250 à 310 °C), affectant les séries viséennes et à un moindre degré leur encaissant granitique ou migmatitique;

— circulations de fluides importantes liées aux macro- et microfracturations provoquées par les rejeux tardifs de la zone de cisaillement, avec altération à phengite + ankérite + quartz + pyrite ($T^{\circ} = 240 \pm 30 \,^{\circ}\text{C}$), localement minéralisation disséminée à pyrite + arsénopyrite aurifères et minéralisation en

Tableau 2. — Succession paragénétique et équivalences probables des listwaenites et des structures minéralisées du Châtelet (E. Marcoux, 1990).

Listwaenites	Gangues	Structures minéralisées
Stade 1: Spinelles chromifères (pyrrhotite) (pentlandite) (Fe, Ni) 9Sa Millérite NiS Linnéïte (violarite) Ni ₂ FeS ₄ Pyrite-marcassite FeS ₂ Bravoîte (Fe, Ni) S ₂ (sphalérite) (chalcopyrite)	Sidérite	(Pyrrhotite) Pyrite-marcassite
Stade 2: Ullmannite I (0-0,5 % As) NiSbS Rammelsbergite NiAS ₂ Nickéline NiAs Gersdorffite I (liseré) NiAsS Ullmannite II (1,3-1,9 % As)	Quartz	Stibine I (?)
Stade 3: Gersdorffite II (cristaux + encroûtements) Arsénopyrite		Arsénopyrite aurifère Aurostibite Berthiérite
Stade 4: Ullmannite III (→ 14 % As)	Ankérite	
Stade 5: Chalcostibite, tétraédrite, jamesonite, chalcopyrite.	Barytine	Chalcostibite, jamesonite, tétraédrite.

réseau diffus de filonnets à pyrite et arsénopyrite aurifère (à gangue de quartz + ankérite), puis de filons de stibine (à gangue quartzeuse); $T^{\circ} = 180 \pm 20 \,^{\circ}\text{C}$;

— réouvertures tardives du système et circulations de fluides responsables de la cristallisation de calcite, quartz microcristallin et de pyrite ($T = 90 \pm 20$ °C).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES (fig. 19)

Itinéraire I (Départ de Chambon-sur-Voueize)

- 1 Tufs viséens avec structures subméridiennes; indice à sulfures; ancienne galerie.
 - 2 Tufs hydrothermalisés.
 - 3 Cataclasites silicifiées.
 - 4 «Carrière» de granite (faciès γ₀³⁻⁴), ± cataclasé.
 - 5 Petite carrière de rhyolites (5^e chemin à droite de la route vers Reville).
 - 6 Sablières de Gouzon.
- 7 Carrière des Grands-Champs dans l'Éocène uranifère de Gouzon (demander l'autorisation à TCM Jouac).
 - 8 Chemin à gauche après le pont : tufs viséens.
 - 9 Dans Chantegrue: affleurement d'ultramylonites de granite.
- 10 Dans Ventenat: granite de Chanon (γ_C^{3-4}).
- 11 Les Vétizons: migmatites à biotite.
- 12 Après La Ritte, traverser le ruisseau : affleurement de serpentinites.
- 13 Carrière d'Auge (ultrabasites); nombreux blocs dans les prés.
- 14 Au bout du sentier (à gauche) : boules de quartz-diorite à amphibole.
- 15 Lépaud : migmatites.
- 16 Affleurement de métatexites.
- 17 Anciennes carrières avec la brèche du pont de Bredeix.
- 18 Avant Villeranges: mylonites de granite.

Itinéraire II (Départ de Chambon)

- 19 Sur la D 917 granite $({}_{D}\gamma_{D}^{3}) \pm \text{déformé}$.
- 20 Diatexites et leucogranites à grenat.
- 21 Haldes de La Montenelle: blocs de quartz ± minéralisé, anatexites hydrothermalisées, boules de listwaenites.
- 22 Ancienne gare de Budelière : affleurement d'une structure minéralisée découverte lors de la construction de la voie ferrée ; hydrothermalisme aux épontes ; lamprophyres.
- 23 Avant l'épingle à cheveux de la D996 : structures minéralisées, anatexites hydrothermalisées, leucogranites à grenat.

83

- 24 Monter sur le Châtelet et entrer à gauche dans la concession : haldes (encore aurifères), anatexites, anciennes installations de la mine.
- 25 Granites mylonitiques.
- 26 Etablissement thermal d'Évaux-les-Bains:
- filon de quartz (visible aussi dans le petit chemin du bois du Chez et près de la statue de la Vierge Noire en remontant sur Évaux);
- sources chaudes;
- thermes gallo-romains.
- 27 Épingles à cheveux de la D 915 : mylonites de granite ; plans tapissés de stibine.
- 28 Affleurement d'anatexite granitoïde à cordiérite.
- 29 Chemin des « Rochers de Bord » : mylonites de granites et le leucogranite.
- 30 Carrière du Chat-Cros juste avant le pont (cachée par les broussailles).
- 31 Microgranite de Sannat.
- 32 Virages de la D 19: granites et leucogranites mylonitiques.
- 33 Carrière du Doulaud (dangereuse, demander l'autorisation): mylonites de Chambon.

Itinéraire III (Départ de Thaury)

- 34-35 Granite mylonitique.
- 36 Granodiorite à biotite γ₆³⁻⁴.
- 37 Granodiorite γ_h^{3-4} cataclasée.
- 38 Granodiorite à cordiérite y3-4.
- 39, 40, 41 Granite porphyrique à biotite, cordiérite \pm muscovite $_{D}\gamma^{3M}$.
- 42 Granodiorite riche en cordiérite y³⁻⁴.
- 43 Carrière d'anatexite granitoïde cataclasée.

BIBLIOGRAPHIE

- ALAMY Z., FEUGA B., GROS Y., MICHAËLY B., POINTET T. (1987) Premiers examens d'influences éventuelles de la création d'un barrage sur le Cher à Chambonchard (Allier) sur le régime des eaux de la station thermale d'Évaux-les-Bains (Creuse). Rapport BRGM 87 SGN 193 AUV/EAU, 33 p.
- ARCY D. (d') (1972) Étude hydrogéologique du périmètre thermal d'Évaux-les-Bains. Rapport BRGM 72 SGN 230 MCE.
- ARCY D. (d') (1972) Station thermoclimatique d'Évaux-les-Bains (Creuse). Rapport définitif sur les travaux effectués à l'établissement thermal. Rapport BRGM S.G.R. Auvergne, 9 p.
- AUBERT G. (1953) Les mines d'or du Châtelet. Cadre géologique et minéralisation. Mémoire université Clermont-Ferrand.
- 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° C.G.I. Paris, colloque C6 «Géologie de l'Europe», p. 90-111.
- AUTRAN A. (1984) Chevauchements synmétamorphes varisques (Limousin), note de synthèse. *In*: «Programme géologie profonde de la France». *Doc. BRGM*, 81-3, p. 5-21.
- 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, p. 294.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P., RIBEIRO A. (1980) La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Mém. BRGM*, n° 108, p. 233-246.
- BAZOT G. (1970) L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif central français. La couverture oligocène et les ressources thermales et minérales. Thèse 3° 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*, I, 2, p. 59-72.
- BLANC A. (1968) Étude pétrographique des tufs anthracifères et des roches associées de la région de Roanne (Loire). Thèse 3^e cycle, Paris, 120 p.
- BOIRON M.C. (1987) Minéralisations Au, As, Sb, altérations hydrothermales et fluides associés dans le bassin de Villeranges (Combrailles, Massif central français). Thèse, Poitiers, mémoire n° 15 du C.R.E.G.U.

BONIJOLY D., CASTAING C. (1983) — Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIII, p. 187.

CARROUÉ J.P. (1964) — Les filons de stibine et de mispickel des Combrailles et de la partie orientale de la Marche. Description, étude géologique et métallogénique. D.E.S., Clermont-Ferrand, 79 p.

CHÂTEAUNEUF J.J., FARJANEL G. (1982) — Datations des sédiments tertiaires des bassins de Gouzon (Creuse), Pontaumur (Puy-de-Dôme) et du Libournais (Gironde-Dordogne). Rapport BRGM 82 SGN 075 GEO.

CHENEVOY M. (1950) — Les enclaves de serpentine dans les gneiss du Massif central français. *Bull. Soc. fr. minér. crist.*, 73, 13-26.

CHENEVOY M., FILIPPINI M., JUNG J. (1949) — Blocs de serpentine renfermés à l'état d'enclaves dans les gneiss du Châtelet (Creuse). C.R. Acad. Sci., Paris, 229, 1, p. 65-66.

COSTA S., MALUSKI A. (1988) — Datations par la méthode ³⁹Ar - ⁴⁰ Ar de matériel magmatique et métamorphique paléozoïque provenant du forage de Couy-Sancerre (Programme G.P.F.). *Document BRGM*, n° 137, p. 215-224.

DEBON F., LE FORT P. (1982) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, Earth Sci., 73, p. 135-149.

DELFOUR J., GIGOT C. (1985) — Données stratigraphiques apportées par l'étude de conodontes du Dévono-Dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Sâone-et-Loire). Géologie de la France, n° 4, p. 331-340.

DESCHAMPS M. (1960) — Les rapports du sidérolitique du Cher daté Sannoisien supérieur avec le petit bassin tongrien de Gouzon (Creuse). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 250, n° 4, p. 730.

DUTHOU J.L. (1984) — Âge dévonien supérieur (Rb/Sr) des gneiss à cordiérite de la carrière du Puy-du-Roi à Aubusson (Creuse). Conséquences. 10^e Réun. ann. sci. Terre, Bordeaux.

FREYTET P. (1988) - Observation sur le relief du Limousin. Norois.

FREYTET P., LEROUGE G., QUENARDEL J.M., BODGANOFF S., BOUVIER P., COHEN-JULIEN M., LEMAIRE D., ROLLIN P., SCHMITT P. (1985) — Esquisse néotectonique des pays limousin, marchois et bourbonnais (Nord du Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, série II, n° 15, p. 1163-1168.

GAUTHIER J.C. (1973) — Évolution granitique, développement des granites à 2 micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale (Massif central français). Sci. de la Terre, Nancy, t. XVIII, n° 4, p. 315-362.

GEFFROY J. (1970) – La mine d'or du Châtelet (Creuse) et son histoire. Rapp. arch. BRGM/RDM-FE-MC.

GIGOT C. (1984) — Un échantillon de la carrière de Chat-Cros (Creuse). Étude BRGM 84 GEO/EM 227.

GROS Y. (1984) — Étude structurale de l'environnement immédiat de la mine d'or du Châtelet (Creuse). Rapport BRGM 84 SGN 119 GEO.

GROS Y. (1989) — Contexte structural des minéralisations aurifères du Châtelet (Nord du Massif central français). Cadre géologique et structural, chronologie relative et rôles respectifs des déformations dans la mise en place de la minéralisation. Rapport BRGM 89 SGN 316 GEO, 47 p.

GROSS C. (1984) — Sédimentologie, transformations post-sédimentaires et géochimie des minéralisations uranifères du bassin de Gouzon—Chaumaillat (Massif central, France). Thèse 3° cycle, Strasbourg.

GUINOT R. — Creuse secrète (série «Les pays heureux»). Limoges: R. Dessagne édit.

HOTTIN A.M., CALVEZ J.Y. (1988) — Résultats analytiques sur quelques minéraux du forage de Sancerre-Couy. Programme G.P.F. (Thème 2: anomalie magnétique du bassin de Paris). *Doc. BRGM*, n° 137, p. 225-234.

JEGOUZO P. (1980) – The South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol., vol. 2, no 1/2, p. 39-47.

JODOT P. (1930) – Sur le calcaire viséen du moulin de Chat-Cros, près d'Évaux (Creuse). *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), XXX, p. 273-276.

JOVER O. (1986) — Les massifs granitiques de Guéret et du Nord-Millevaches (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.

LAPORTE A. (1965) – Découverte de l'or au Châtelet. Bull. BRGM, 1, p. 75.

LA ROCHE H. (de), STUSSI J.M., CHAURIS L. (1980) — Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélation géochimiques appuyés sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sci. de la Terre*, t. XXIV (1980-81), n° 1, p. 5-121.

LAUNAY L. (de) (1901) – Le décrochement quartzeux d'Évaux et Saint-Maurice (Creuse). C.R. Acad. Sci., Paris, t. CXXXIII, n° 26, p. 1258-1260.

LAUNAY L. (de) (1902) — Les roches éruptives carbonifères de la Creuse. Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 83, t. XII, p. 185-304. LAUNAY L. (de) (1921) - Géologie de la France. Paris: Colin édit., 498 p.

LE BRETON N., DUTHOU J.L., GROLIER J., LACOUR A., MEYER G., TREUIL M. (1986) — Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse, France): pétrographie, composition, âge. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, série II, nº 17, p. 1557-1562.

LEDRU P. et al. (1989) — Où sont les nappes dans le Massif central français? Bull. Soc. géol. Fr. (8), t. V, n° 3, p. 605-618.

LEROUGE G. (1984) — Contribution à l'étude de la fracturation du NW du Massif central et du Sud du bassin de Paris (France). Thèse 3^e cycle, Orléans, 2 vol.

MAILLET N., PIBOULE M., SANTALLIER D. (1984) — Diversité d'origine des ultrabasites dans la série métamorphique du Limousin. Programme géologie profonde de la France. *Doc. BRGM*, 81, 3, p. 1-24.

MAMET B. (1968) — Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. Bull. BRGM, 2° série, sect. I, n° 2, p. 57-62.

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.

MARCHAND G. (1983-1984) — Rapports d'activité Total-Compagnie minière.

MARCOUX E. (1990) — Minéralogie des listwaenites du Châtelet (Creuse). Rapport BRGM 90 SGN 062 GEO/PMG.

MATTE P. (1986) — Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of France. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.

MATTE P., BURG J.P. (1981) — Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of Western Europe: plate tectonic implications. *In*: K.R. McClay and N.J. Price Eds. «Thrust and nappe tectonics», Oxford, p. 353-358.

MAURIN G., PREVOT J.C. (1988) — Concession du Châtelet. P.E.R. de Budelière. État d'avancement des travaux à fin 1987. Rapport BRGM DL Clermont-Ferrand, n° 369.

MERGOIL J. (1962) — Les terrains tertiaires et quaternaires de la région de Montluçon. Étude de leurs minéraux lourds. D.E.S., Clermont-Ferrand, 38 p. (publié dans *Rev. sci. Bourbonnais*).

NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., 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, nº 11, p. 813-818.

PIANTONE P., HOTTIN A.M., PILLARD F. (1990) — Minéralogie et cristallochimie des altérations hydrothermales du gîte du Châtelet. Rapport BRGM R 31055.

PIN C., PEUCAT J.J. (1986) — Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), II, 3, p. 461-469.

RAVIER J., CHENEVOY M. (1979) — Présence de formations granulitiques jalonnant un linéament crustal dans la série cristallophyllienne de la Sioule (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, n° 23, série D, p. 1703-1706.

SABOURDY G., TEMPIER P. (1982) — Caractère composite de la partie méridionale du massif granitique de Guéret (Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 295, 1135-1138.

SANTALLIER D. (1983) — Main metamorphic features of the Paleozoic orogen in France. *In*: P. Schrenk Ed. «Regional trends in the geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide orogen». Reidel, XXX, p. 263-274.

VENNAT G. (1982) — Un exemple de relations volcanisme-plutonisme: chronologie, pétrologie. Dynamisme d'un complexe volcano-plutonique dans la région de Gannat—Les Ancizes (M.C.F.). Thèse 3° cycle, Clermont-Ferrand, 155 p.

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. 1737-1740.

YANG KIEH (1932) — Contribution à l'étude géologique de la chaîne de la Marche et du plateau d'Aigurande (NW du Massif central français), *Mém. Soc. géol. Fr.*, n. série, VIII, p. 19.

ZAPPETINI E. (1984) – Le gisement d'or du Châtelet. D.E.S.S., Limoges.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille Aubusson, 1^{re} édition (1902) par L. de Launay; 2^e éd. (1965) par F.H. Forestier

Feuille Guéret (1963), par J. Goguel.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille Montaigut-en-Combrailles (1980), par F. Desthieux.

Feuille Boussac (1991), par J.M. Quenardel, P. Bouvier, P. Freytet, C. Langaney, C. Le Cœur, P. Schmitt.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Limousin, 4 cours Bugeaud, 87000 Limoges, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Anne-Marie HOTTIN, ingénieur géologue au BRGM, avec la collaboration de :

- Y. GROS (BRGM): géologie structurale;
- P. MARTEAU (BRGM), G. MARCHAND (Total-Cie minière) : Éocène et Quaternaire du bassin de Gouzon ;
- G. MAURIN (BRGM), G. DEBACQUE (Total-Cie minière) : gîtes minéraux ;
- J. CONSTANS (BRGM), M. TURLAND (BRGM): hydrogéologie et matériaux de carrières;
- P. FREYTET (univ. Paris-Sud): géomorphologie.

Coordination: A.M. HOTTIN

Remerciements à C. Castaing, P. Chèvremont, M. Tegyey, P. Ledru.

Présentation au CCGF: 3 février 1988.

Acceptation de la carte et de la notice : 28 février 1989.

Impression de la carte: 1991.

Impression de la notice : décembre 1991.

ANNEXE

ANALYSES CHIMIQUES

Tableau I. – Analyses de roches ultrabasiques et granulite basique

	2	3	4	27
SiO ₂	40,00	46,70	37,60	60,00
Al ₂ O ₃	1,50	3,70	30,40	3,00
Fe ₂ O ₃	5,96	4,01	1,40	10,00
FeO	2,74	2,02	16,62	0,00
MgO	37,50	27,00	5,38	12,00
CaO	2,10	10,20	1,72	14,00
Na ₂ O	0,30	0,65	0,17	0,20
K ₂ O	tr	0,25	0,37	0,30
TiO ₂	0,30	0,50	1,11	0,04
MnO	0,11	0,16	0,34	0,56
H ₂ O ⁺	9,48	4,71	03,80	
H ₂ O ⁻	0,57	0,58	0,40	
Total	100,56	100,48	99,38	100,10
Conc. ppm				
Ba	95			900
Li	< 30			30
Rb				
Sr	< 10			1 3 3 5
Co	132			72
Cr	1818			2 496
Cu	< 1			3
Ni	2 578			1218
Zn	40			108
U				
Th				
Sb	< 15			1 830
В	26			< 6
Be	< 1			< 1
v	< 10		}	14
Pb	< 10			< 10

 $2(x=613,7\;;y=135)$: ruban à olivine, spinelle, pyroxène, pargasite. $3(x=613,7\;;y=135)$: ruban à pargasite, grenat, pyroxène. $4(x=598,5\;;y=139)$: granulite basique. $27(x=610\;;y=133)$: listwaenite (Châtelet).

Tableau II. – Analyse de minéraux des roches ultrabasiques

	37	38	39	40	41	42	43
K ₂ O	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,01	0,03
CaO	6,70	6,77	6,69	6,80	6,64	7,02	12,20
TiO ₂	0,09	0,05	0,07	0,02	0,08	0,10	0,48
MnO	0,63	0,56	0,61	0,41	0,54	0,26	0,03
FeO	10,59	12,05	11,98	11,87	11,67	11,64	4,00
Fe ₂ O ₃	0,01	0,00	0,16	0,05	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,85	0,48	0,54	0,77	0,52	0,61	0,82
Na ₂ O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	2,72
SiO ₂	41,81	41,57	41,73	42,10	41,47	41,18	43,85
Al ₂ O ₃	22,99	23,46	23,14	23,23	23,22	23,28	14,80
MgO	16,87	16,26	16,14	16,38	16,25	16,18	17,37
Total	100,54	101,22	101,11	101,69	100,39	100,29	98,40
		formul	e structurale	sur 24 oxy	gènes		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,03	1,04	1,03	1,04	1,02	1,08	1,87
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05
Mn	0,07	0,07	0,07	0,05	0,06	0,03	0,00
Fe ⁺⁺	1,27	1,44	1,44	1,41	1,40	1,40	0,47
Fe ⁺⁺⁺	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,09	0,05	0,06	0,08	0,06	0,07	0,09
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,75
Si	6,00	5,96	5,99	6,00	5,98	5,95	6,28
Al	3,89	3,96	3,91	3,90	3,94	3,96	2,46
Mg	3,61	3,47	3,45	3,48	3,49	3,48	3,70
AL	21,25	23,98	24,01	23,65	23,50	23,43	
PY	60,34	57,68	57,66	58,18	58,34	58,05	
SP	1,28	1,14	1,23	0,82	1,11	0,54	
GR	14,54	15,78	15,03	14,98	15,44	16,09	
AD	0,19	0,08	0,54	0,18	0,14	0,16	
UV	2,41	1,35	1,53	2,19	1,47	1,74	

 $37\ \grave{a}\ 42$: grenats de la péridotite d'Auge. 43: amphibole (Auge).

Tableau II. – Analyse de minéraux des roches ultrabasiques (suite)

	18	19	20		21	22	23
K ₂ O	0,00	0,02	0,00		0,00	0,00	0,24
Cao	0,06	0,04	0,05		23,96	24,23	24,26
TiO ₂	0,00	0,06	0,02		0,47	0,15	0,28
MnO	0,08	0,06	0,00		0,08	0,14	0,15
Feo	11,94	12,40	12,59		3,18	2,05	2,62
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,00		0,31	0,17	0,31
Na ₂ O	0,03	0,01	0,00		0,27	0,17	0,37
SiO ₂	40,16	39,86	40,21		51,79	52,42	51,91
Al ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00		3,27	1,71	2,35
MgO	46,02	46,18	46,41		15,87	16,88	16,13
Total	98,33	98,66	99,32		99,18	97,91	98,61
		structurale oxygènes			s	ur 6 oxygèn	es
K	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00		0,94	0,96	0,96
Ti	0,00	0,00	0,00		0,01	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Fe ⁺⁺	0,25	0,26	0,26		0,10	0,06	0,08
Fe ⁺⁺⁺	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00		0,02	0,01	0,02
Si	1,00	1,00	1,00		1,90	1,94	1,93
Al	0,00	0,00	0,00		0,14	0,17	0,10
Mg	1,72	1,73	1,73		0,87	0,93	0,89
FO	87,22	86,84	86,79	TiPx	0,76	0,00	0,00
FA	12,78	13,16	13,21	CaTs	6,05	3,03	4,06
				Acm	2,02	1,01	3,05
				wo	44,84	47,47	46,70
				EN	43,83	47,47	45,69
				FS	2,52	1,01	0,51

18 à 20 : olivines de la péridotite d'Auge. 21 à 23 : pyroxènes (Auge).

Tableau III. - Analyses de leucogranites

	1	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	74,90	75,50	73,50	73,85	73,60	74,00	73,00
Al ₂ O ₃	14,50	14,80	14,30	14,35	14,40	14,50	14,80
Fe ₂ O ₃	0,68	0,38	0,60	0,84	0,10	0,48	0,52
FeO	0,29	0,29	0,72	0,14	0,72	0,29	0,43
MgO	0,04	0,10	0,33	0,15	0,24	0,14	0,26
CaO	0,29	0,40	0,60	0,35	0,75	0,53	0,52
Na ₂ O	2,90	4,10	3,30	3,40	3,90	3,50	3,50
K ₂ O	6,45	3,95	5,05	4,85	4,55	5,35	5,75
TiO ₂	tr	tr	0,20	0,10	0,05	0,05	0,20
MnO	0,10	0,02	0,01	0,01	tr	tr	tr
H ₂ O ⁺	0,64	0,77	0,88	0,93	1,01	0,75	0,74
H ₂ O ⁻	0,00	0,16	0,17	0,18	0,14	0,14	0,08
Total	100,79	100,47	99,66	99,15	99,46	99,73	99,80
Conc, ppm							
Ba	160	100	285	200	190	160	220
Li	15	95	85	15	25	35	20
Rb	115	245	260	230	170	210	230
Sr	45	35	80	55	90	55	80
Co	40	65	45	85	40	35	70
Cr	15	20	30	35	20	20	35
Cu	0	0	0	5	0	0	5
Ni	5	10	10	10	5	5	15
Zn	15	25	45	25	25	25	25
U	2,9	6,2	5	4,5	2,3	5	7
Th	4,3	1	7,4	2,1	1,6	2	2,3
Sb	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15	< 15
В	< 6	< 16	< 6	< 6	19	58	< 6
Be	<1	4	5	<1	13	5	5
v	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Pb	15	11	13	< 10	17	14	16

 $\begin{array}{l} 1\ (x=607,7:y=134): leucoaplite\ \grave{a}\ sillimanite\ et\ grenat.\ 21\ (x=613;y=133),\ 22\ (x=620;y=124),\ 23\ (x=618;y=126): leucogranites\ en\ petits\ massifs.\ 24\ (x=610;y=132),\ 25\ (x=608;y=132),\ 26\ (x=610;y=129): leucogranites\ filoniens. \end{array}$

- 95

Tableau IV. – Granite de Guéret (analyses BRGM)

No	Х	Y	Туре	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Pf
627	609,00	121,80	$\gamma_{\rm b}^{3-4}$	65,90	16,30	4,90	2,90	2,15	2,45	3,60	0,09	0,66	0,19	1,20
1630	603,10	129,90	γ ³⁻⁴	67,00	16,20	4,55	2,85	1,75	2,75	3,80	0,08	0,60	0,18	0,62
1052	601,90	130,15	$\gamma_{\rm b}^{3-4}$	66,20	16,40	4,95	2,90	2,15	2,25	3,55	0,09	0,67	0,20	0,95
2228	612,60	120,05	γ _b ³⁻⁴	65,10	16,60	5,25	3,25	2,30	2,45	3,60	0,09	0,71	0,19	0,83
2251	603,10	128,20	$\gamma_{\rm b}^{3-4}$	65,70	16,40	4,75	2,70	2,25	2,20	3,80	0,09	0,62	0,20	1,10
2988	598,10	121,50	γ ^{3M}	66,70	16,10	4,75	2,00	2,15	2,90	3,65	0,09	0,64	0,21	1,40
1343	587,10	126,40	γ ³⁻⁴	67,80	15,80	3,95	2,10	1,65	2,75	4,20	0,08	0,53	0,20	1,00
2090	591,40	129,45	γ ³⁻⁴	69,60	15,60	3,40	1,60	1,20	2,70	4,25	0,06	0,45	0,18	1,00
2304	601,50	127,80	γ ³⁻⁴	68,00	15,70	3,60	1,75	1,50	2,50	4,45	0,07	0,54	0,20	1,20
2315	597,95	123,50	γ_{b}^{3-4}	67,90	16,00	3,70	2,00	1,40	2,65	4,50	0,07	0,55	0,21	0,91
1127	600,10	125,75	γ _b ³⁻⁴	65,20	16,50	4,75	2,45	2,00	2,85	3,75	0,09	0,65	0,20	1,55
1136	598,65	124,30	γ _b 3-4	67,40	16,30	4,35	2,25	1,75	2,55	3,60	0,09	0,58	0,18	1,35
636	609,40	125,15	$_{ ho}$ $\gamma^{ m 3M}$	67,40	16,40	4,15	1,65	1,70	3,05	3,65	0,08	0,58	0,19	1,90
924	608,40	124,45	$\rho \gamma^{3M}$	68,90	16,00	3,90	1,65	1,60	2,65	3,95	0,07	0,56	0,19	1,00
2270	598,10	121,55	p^{3M}	70,10	15,50	3,05	1,85	1,15	3,00	4,10	0,06	0,42	0,18	0,70
3228	601,90	130,20	η_a^{1-2}	65,70	15,60	4,75	3,20	3,90	2,85	2,85	0,09	0,56	0,19	1,20

N°	X	Y	Туре	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Pf	Tot.
НВ32	587,25	127,22	γ ^{3M} b	68,10	15,65	2,85	0,05	1,28	1,47	3,14	4,62	0,42	1,60	99,18
НВ33	587,80	129,57	γ ^{3M}	68,90	15,75	3,10	0,04	1,48	1,28	3,25	4,82	0,34	1,53	100,49
HB34	586,60	131,80	γ ^{3M}	63,80	16,80	4,45	0,08	1,97	2,91	3,16	3,90	0,70	1,12	98,89
HB35	589,95	126,57	γ ^{3M}	66,60	16,55	4,03	0,05	1,57	1,51	2,94	4,55	0,54	2,02	100,36
НВ36	589,82	129,85	γb	66,20	15,70	3,55	0,05	1,68	2,12	3,30	4,39	0,52	1,26	98,77

Granite de la Marche (analyses G. Ranchin)

N°	х	Y	Туре	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Pf	Tot.
HB18	586,17	134,62	Mylonite	66,30	15,40	4,19	0,06	1,85	0,92	3,12	4,43	0,53	2,50	99,30
M336	587,50	138,00	γ ² C ³	70,60	15,00	2,17	0,05	1,08	1,08	3,45	4,49	0,29	1,26	99,47
M117	588,00	139,50	γ ² C ³	71,80	15,05	1,86	0,04	0,88	0,54	3,29	4,52	0,14	1,68	99,80
M125	587,50	139,00	γ ² c ³	71,10	14,60	2,01	0,05	0,63	0,88	3,08	4,65	0,29	2,00	99,29
M133	587,00	138,50	γĈ³	72,20	15,30	1,96	0,03	0,73	0,71	3,24	4,42	0,29	1,75	100,63

Tableau V. – Analyses des biotites des différents types de granite de Guéret.

	2 228	2 3 1 5	1 630	627	2 090	2 988	0 266	1 136	1 343	2 270	3 228
SiO ₂	35,95	35,81	36,31	35,70	35,78	36,39	35,80	35,34	34,91	35,90	37,25
Al_2O_3	16,58	18,13	18,95	19,12	19,54	20,12	17,91	19,24	19,15	19,17	15,06
Na ₂ O	0,11	0,11	0,19	0,09	0,35	0,02	0,09	0,11	0,16	0,17	0,10
K ₂ O	9,78	9,93	10,29	9,82	9,79	9,64	9,86	9,98	9,68	9,98	10,16
FeO	18,09	17,32	18,18	18,49	18,42	17,41	17,95	17,83	18,00	18,15	14,37
MnO	0,20	0,33	0,39	0,25	0,35	0,31	0,36	0,49	0,18	0,22	0,31
MgO	10,54	10,37	10,42	10,29	8,83	9,94	10,89	9,26	8,70	8,91	14,23
TiO ₂	3,59	3,33	2,92	2,60	3,84	2,92	3,04	3,28	3,13	3,32	4,74
H ₂ O	3,93	3,96	04,04	3,99	4,00	4,05	3,98	3,93	4,89	3,98	4,04
Tot.	98,83	99,29	101,69	100,35	100,53	101,00	100,07	98,28	98,81	99,83	100,30
Si	5,49	5,42	5,39	5,36	5,63	5,38	5,40	5,35	5,38	5,41	5,52
Al	2,98	3,23	3,31	3,38	3,45	3,51	3,18	3,43	3,47	3,41	2,63
Na	0,03	0,03	0,05	0,03	0,10	0,06	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03
k	1,91	1,92	1,95	0,88	1,87	1,82	1,90	1,93	1,90	1,92	1,92
Fe	2,31	2,19	2,26	2,32	2,30	2,15	2,62	2,39	2,32	2,29	1,78
Mn	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,06	0,02	0,03	0,04
Mg	2,40	2,34	2,30	2,30	1,97	2,19	2,45	2,09	2,00	2,00	3,15
Ti	0,41	0,38	0,33	0,29	0,39	0,32	0,34	0,37	0,36	0,38	0,53
Tot.	15,57	15,56	15,63	15,60	15,51	15,48	15,62	15,53	15,50	15,49	15,61
ОН	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
		٧	, ³⁻⁴ b		γ _c ³⁻⁴	l v	зМ b		$_{ ho}\gamma^{ m 3M}$		Enclave η ¹⁻²

Tableau VI. — Analyse de l'amphibole d'une enclave dans le granite de Guéret (type η_a^{1-2}).

	3228
SiO ₂	44,240
TiO ₂	2,870
Al ₂ O ₃	10,960
Cr ₂ O ₃	0,020
FeO	11,250
Zno	0,000
MnO	0,150
MgO	14,620
CaO	10,900
Na ₂ O	1,910
K ₂ O	0,690
F	0,000
Cl	0,000
FeO Calc	4,230
Fe ₂ O ₃ Calc	7,800
H ₂ O Calc	2,090
$\mathbf{F} = 0$	0,000
Cl = 0	0,000
Total	100,480
Si	6,344
AlIV	1,656
AlVI	0,196
Ti	0,309
Cr	0,002
Fe + + +	0,832
Fe + +	0,517
Zn	0,000
Mn	0,018
Ms	3,125
Sous-total	13,000
Ca	1,675
NaB	0,325
NaA	0,206
K	0,126
Total	15,332
ОН	2,000
F	0,000
Cl	0,000
Fe/Mg + Fe	0,142

Tableau VII. - Dyke de Sannat.

Analyse	(1)	(2)
SiO ₂	75,20	76,85
Al ₂ O ₃	14,40	12,20
Fe ₂ O ₃	0,85	1,75
FeO	_	_
CaO	1,02	0,30
MgO	1,02	1,27
K ₂ O	3,32	4,55
Na ₂ O	2,68	2,22
H ₂ O ⁻ +	1,12	1,12
CO ₂		
Total	99,61	100,26

^{(1) 939} La Ville-au-Bois

M. de Launay, 1902 (analyste: Pisani)

Analyse	(3)	(4)
SiO ₂	75,70	75,65
Al ₂ O ₃	14,50	13,85
Fe ₂ O ₃	0,85	0,75
FeO	_	_
MgO	0,10	0,10
CaO	0,50	0,50
Na ₂ O	2,75	3,05
K ₂ O	4,25	4,50
TiO ₂	0,20	0,20
P ₂ O ₅	0,15	0,15
MnO	_	-
H ₂ O+	0,95	0,50
H ₂ O-	0,40	0,20
Total	100,35	99,45

⁽³⁾ La Chaise (x = 606,10 ; y = 126,00)

Analyste: J. Cantagrel. (Clermont-Ferrand)

^{(2) 981} Les Poux

⁽⁴⁾ Les Fayes (x = 607,30 ; y = 124,40)

Tableau VIII. - Tufs Viséens.

Cote	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MuO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	PF ₁	PF ₂	Cmin	Si	Ba	v	Co	Ci	As	Sb
122,20-121,30	63,00	16,10	4,00	0,07	2,40	2,60	3,30	4,10	0,65	0,50	4,10	0,61	403	1 236	70	292	237		
300	54,20	17,50	8,00	0,08	2,90	2,90	2,20	4,30	0,76	0,40	5,90	0,58	269	1 060	96	441	289	679	100

Tufs de Villeranges in M.C. Boiron (1987). Échantillon de sondage.

Nº analyse	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
4968	63,40	15,20	1,20	3,00	2,70	2,85	3,05	3,70	0,55	0,25	0,10	3,50	0,20	99,70

Tuf du Chat-Cros in G. Bazot (1970). An. J. Serange.

Nº analyse	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Feo	Mgo	CaO	NaO	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Total
	63,00	14,95	2,70	1,55	1,80	3,35	1,00	4,10	0,90	0,70	0,05	5,60	0,50	

Rhyodacite à augite x = 608.9; y = 131.5 in Bazot. (An. F. Cantagrel).

Tableau IX. – Rhyolites stéphaniennes.

in G. Bazot (1970).

Nº	1 Varaine	2 Reville	3 Passelat	4 Pt de la Brèche
SiO ₂	77,70	70,30	78,20	82,10
Al ₂ O ₃	12,05	15,95	13,40	11,30
Fe ₂ O ₃	1,20	2,65	0,30	0,79
FeO	tr.	0,25	0,35	-
MgO	0,45	0,90	0,55	1,04
CaO	0,30	0,35	0,30	_
Na ₂ O	0,20	0,95	1,60	0,21
K ₂ O	4,75	5,85	4,00	2,34
TiO ₂	0,25	0,35	0,15	
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,10	
MnO	tr	tr	tr	
H ₂ O ⁺	1,80	2,25	1,10	
H ₂ O ⁻	0,30	0,45	0,20	2,00
Total	99,15	100,10	100,25	99,79

Analyste

F. Cantagrel Clermont-Ferrand J. Sérange Clermont-Ferrand Pisani

Tableau IX. – Rhyolites stéphaniennes (suite)

Éléments en traces (moyenne de 3 échantillons de Varaine)

Analyste C. Jamond

	Pb	Sn	Cu	Ni	Cr	Мо	В	Be	Ga	v	Co
Rhyolites	18	6	4	5,5	7	3	127	6	11	17	36,5

Données géochronologiques: G. Bazot

Nº	Tene	urs	⁸⁷ Sr %	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Âge	
enregistrement	Rb	Sr	SI %	KU/ SI	31/ 31	Age	
28611	196,34	80,81	3,59	$7,05 \pm 0,23$	$0,738 \pm 0,007$	255,2	
28621	246,23	53,01	7,02	13,52 ± 0,44	0,766 ± 0,0011	270,2	

La correction de l'âge à partir des deux roches donne un rapport ⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr initial de 0,709 et un âge de 286 Ma.

Les constantes utilisées dans les calculs sont :

La constante de désintégration du rubidium adoptée est celle de Flynn et Glendenin (1959): ⁸⁷ Rb = 1,47 10⁻¹¹ an⁻¹.

 $^{^{87}}$ Rb = 0,2785 pour un atome de rubidium normal,

 $^{^{87}}$ Sr = 0,0702 pour un atome de strontium normal.