



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

MAGNAC-LAVAL

par

A. M. HOTTIN, J. M. STUSSI,
R. DELBOS, P. FREYTET, X. DE GRAMONT

MAGNAC-LAVAL

La carte géologique à 1/50 000
MAGNAC-LAVAL est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest: CONFOLENS (N° 154)
à l'est: GUÉRET (N° 155)

Montmorillon	St-Sulpice- les-Feuilles	Dun-le- Paléot
Bellac	MAGNAC- LAVAL	La Souterraine
Gracou- sur-Glane	Ambazac	Bourgnanet



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
MAGNAC-LAVAL À 1/50 000**

par

**A.M. HOTTIN, J.M. STUSSI, R. DELBOS,
P. FREYTET, X. DE GRAMONT**

1995

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

— *pour la carte* : HOTTIN A.M., DELBOS R., PELLATON C., DUPUIS J.C., USNARSKI G., MARCHIOL A., VECSEI A. (1995). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Magnac-Laval** (640). Orléans : BRGM. Notice explicative par A.M. Hottin, J.M. Stussi, R. Delbos, P. Freytet, X. de Gramont (1995), 131 p.

— *pour la notice* : HOTTIN A.M., STUSSI J.M., DELBOS R., FREYTET P., GRAMONT X. (de) (1995) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Magnac-Laval** (640). Orléans : BRGM, 131 p. Carte géologique par A.M. Hottin, R. Delbos, C. Pellaton, J.C. Dupuis, G. Usnarski, A. Marchiol, A. Vecsei (1995).

© BRGM, 1995. 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 : 2-7159-1640-X

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	6
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
DESCRIPTION DES TERRAINS	9
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	9
Micaschistes et gneiss bordant le complexe de Brame—Saint-Sylvestre et enclavés dans ce complexe	9
Migmatites de Lanneau	16
Migmatites de Magnac-Laval	18
Migmatites associées à la bordure occidentale du Massif de Guéret	19
Roches basiques et ultrabasiqnes	20
Formations de la Gartempe	21
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	28
Granitoïdes associés aux migmatites	28
Bordure occidentale du massif de Guéret	31
Complexe granitique de la Marche occidentale	35
Massif de Brame—Saint-Sylvestre	41
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	64
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET SUPERFICIELLES</i>	67
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	70
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	75
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	81
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	86

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	96
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	96
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	98
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	100
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	106
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	106
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	110
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	115
AUTEURS	116
ANNEXE	
<i>ANALYSES CHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES</i>	117

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire occupé par la feuille Magnac-Laval se situe dans le Nord-Ouest du Massif central, à environ 35 km au Nord de Limoges, dans le département de la Haute-Vienne, et pour le quart nord-est dans celui de la Creuse, aux confins de la Basse-Marche et du Limousin.

Les principales villes sont des chefs-lieux de canton : Le Dorat (capitale historique de la Basse-Marche avec sa collégiale et ses remparts), Magnac-Laval au bord de la Brame, Châteauponsac (« perle de la Gartempe ») et Bessines-sur-Gartempe qui s'est développée grâce à la proximité des mines d'uranium. En effet, mise à part cette activité minière, la région est tournée surtout vers l'élevage et accessoirement les cultures.

À première vue, le relief est constitué par un ensemble de collines peu marquées dominées vers le Sud par la retombée des monts d'Ambazac.

Dans l'extrême Sud, des collines arrondies ou à sommet plat ont des altitudes comprises entre 400 et 500 m, le point culminant étant de 524 m à Montmassacrot.

Les cours d'eau majeurs orientés E-W (Semme, Brame et Gartempe) sont installés dans des vallées en « V » très ouvert d'abord, puis ensuite au fond de véritables gorges.

CADRE GÉOLOGIQUE

Les terrains cristallins du Massif central appartiennent à la chaîne varisque et résultent de la convergence des plaques laurasienne et gondwanienne entre 450 et 300 Ma (Autran et Cogné, 1980; Matte, 1986). Cette chaîne de collision est caractérisée par un empilement de nappes mises en place au Dévonien en zone interne et au Carbonifère en zone externe. Les nappes sont séparées les unes des autres par des contacts anormaux juxtaposant des unités dont le contexte lithologique est souvent identique mais dont l'évolution métamorphique et le style tectonique sont contrastés (Burg *et al.*, 1984; Ledru *et al.*, 1989).

Dans cet empilement, on distingue de haut en bas :

- les unités supérieures épizonales (de Génis et de Thivier-Peyzac);
- l'unité supérieure des gneiss;
- l'unité inférieure des gneiss;
- les complexes autochtones relatifs, à dominante micaschisteuse.

Des granitoïdes syncinématiques se sont mis en place depuis le Dévonien jusqu'au Carbonifère.

Dans cette partie nord-ouest du Massif central, l'empilement des nappes a d'abord été caractérisé en Bas-Limousin (Autran et Guillot, 1974; Floc'h *et al.*, 1977; Guillot, 1981; Floc'h, 1983; Santallier *et al.*, 1978) puis dans la région de Bellac, située immédiatement à l'Ouest de la feuille Magnac-Laval (Santallier et Floc'h, 1989).

Les granitoïdes dévoniens sont représentés par le massif de Guéret et par des granodiorites que l'on peut rattacher à la « lignée tonalitique du Limousin ». Les leucogranites carbonifères constituent les complexes de Brame—Saint-Sylvestre—Saint-Goussaud et de Marche occidentale.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Magnac-Laval est séparée en trois domaines d'importance inégale par les failles de Nantiat (au centre), de Bussière-Madeleine et d'Arrènes—Ouzilly (à l'Est) (fig. 1, dépliant en fin de notice).

● **À l'Ouest de la faille de Nantiat**, le domaine des nappes du Bas-Limousin est représenté par :

— l'*unité inférieure des gneiss* : migmatites de Lanneau et de Magnac-Laval. Les migmatites de Lanneau sont constituées de paragneiss et d'orthogneiss anatectiques réalisant des faciès de métatexites (dans lesquelles on reconnaît la roche-mère, ou paléosome, sous forme de niveaux gneissiques ou micaschisteux, et le mobilisat quartzo-feldspathique ou néosome) ou de diatexites à sillimanite et cordiérite (à texture nébulitique, à schlieren ou homogène; Mehnert, 1971). Les migmatites de Magnac-Laval sont essentiellement de type diatexite à cordiérite : elles bordent de granite d'Oradour-Saint-Genest qui affleure au Nord-Ouest de la feuille ;

— la base de l'*unité supérieure des gneiss* : synclinal de Lagudée où des leptynites anatectiques, des amphibolites et des micaschistes constituent le prolongement oriental du groupe de la Gartempe ;

— rapportés à l'*autochtone relatif*, les micaschistes et gneiss de Villefavard, affectés par la faille de Nantiat, bordent l'extrémité occidentale du granite de Brame. Ils sont considérés comme équivalents des micaschistes bordant les granites de Saint-Sylvestre et Saint-Goussaud au Sud-Est.

● **Au centre de la carte**, le complexe (à dominante de leucogranites) du Limousin—Marche est représenté par les granites de Brame, de Saint-Sylvestre et de Dompierre. Au sein des granites de Brame affleurent de nombreux granites à grain fin (définis comme leucogranites de Châteauponsac) qui se présentent en dykes ou en sills.

● **À l'Est des accidents de Bussière-Madeleine et d'Arrènes—Ouzilly**, jalonnés par le granite orienté de Montjourde, affleurent le granite de Guéret et des migmatites de type Aubusson.

Des microgranites filoniens recoupent les unités métamorphiques et plutoniques précédentes, avec une orientation N10° à N30°E; de nombreux filons de lamprophyres ont été identifiés lors des travaux de prospection minière, notamment au Sud-Est de la carte.

Des filons de quartz et des zones silicifiées se sont mis en place et se sont développés lors des rejeux successifs des grands accidents régionaux (failles de Dompierre et de Bussière-Madeleine).

Les terrains sédimentaires ne sont représentés que par quelques plages d'Éocène identifiées dans les formations superficielles constituées d'arène plus ou moins argileuse et souvent à blocs de quartz.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Magnac-Laval occupe le quart nord-ouest de l'édition à 1/80 000 de la carte Guéret. La première édition a été établie à partir des levés de L. de Launay (1896 à 1906). La seconde a été publiée en 1963 à partir des levés de M. Chenevoy (1952 à 1961); la notice a été rédigée à partir de nombreux travaux, dont ceux de J. et J.A. Sarcia (1962), publiés dans le cadre de l'étude des gisements uranifères français.

En 1969, C. Marquaire et M. Moreau réalisent une esquisse géologique du Limousin et étudient la répartition des minéralisations uranifères. Les nombreux travaux réalisés sur cette carte sont en effet en relation avec la prospection des gisements d'uranium qui a débuté après la création du CEA (Commissariat à l'énergie atomique) en 1947. Les premiers puits furent creusés en 1958 au Sud de la feuille, à Fanay et à Margnac. Étant donné l'importance prise par les gisements d'uranium depuis le choc pétrolier de 1973, le complexe leucogranitique de Brame—Saint-Sylvestre—Saint-Goussaud et son cadre régional ont fait l'objet de nombreuses études : cartographie détaillée des faciès, géochimie, géochronologie, etc.

La thèse de M. Friedrich (1984) porte sur les granites hyperalumineux de Saint-Sylvestre et comporte un bilan détaillé des connaissances acquises sur :

— la structuration tectono-métamorphique du Limousin et en particulier la lithologie et la structuration des séries métamorphiques environnant le complexe de Brame—Saint-Sylvestre au Sud et au Sud-Est (Autran *et al.*, 1972, 1979; Chantraine et Autran, 1974; La Roche *et al.*, 1974; Autran et Guillot, 1974);

- les événements antécarbonifères en Limousin (Bernard-Griffiths, 1975; Duthou, 1977; Gebauer *et al.*, 1981);
- la géochronologie du complexe de Brame—Saint-Sylvestre (Duthou, 1977; Leroy, 1978; Marignac et Leroy, 1979).

Plus récemment, B. Mollier et M. Lespinasse (1985) ont abordé les problèmes de structuration du complexe, en relation avec les grands accidents régionaux.

Des datations U-Pb sur monazite et zircon (Holliger *et al.*, 1986) ont donné un âge de 324 Ma pour les granites de Brame, analogue à celui des granites de Saint-Sylvestre. Dans le cadre des travaux de prospection de Cogéma (Compagnie générale des matières), le diplôme d'études approfondies de A. Marchiol (1989) a porté sur les relations pétrographiques, géochimiques et structurales entre les granites de Brame et les granites de Châteauponsac dans la vallée de la Brame. De la géophysique aéroportée a été réalisée sur l'étendue du permis Cogéma*. C. Girard (1990) a plus particulièrement abordé les problèmes structuraux, pétrographiques et géochimiques des granites de Saint-Sylvestre dans le secteur des mines de Fanay et Margnac. Dans le cadre de la synthèse des leucogranites de la Marche et du Limousin, M. Cuney et J.M. Stussi (1992) ont réalisé une synthèse géochimique de ces granites.

Pendant cette période, le massif de Guéret a fait l'objet d'études structurales, pétrographiques (Vauchelle, 1988) et géophysiques (Dupis *et al.*, 1990) : un sondage profond a été implanté à l'Est de la feuille près de Saint-Étienne-de-Fursac, sondage précisant le gisement du massif en laccolite et son contact tectonique avec le soubassement gneissique (Lameyre *et al.*, 1988).

À l'échelle régionale, M. Faure et J. Pons (1991) ont argumenté l'hypothèse d'une mise en place des leucogranites namuro-westphaliens au cours d'une phase en extension dans la croûte varisque.

Des travaux de prospection de l'uranium ont été entrepris par Total-Cie minière (TCM), au Nord de Magnac-Laval mais également le long de la faille de Nantiat, travaux qui ont abouti à des synthèses cartographiques s'appuyant sur la géochimie et sur la géophysique aéroportée.

Le domaine métamorphique occidental de la feuille n'a pas suscité d'intérêt particulier sur le plan minier (à ce jour la feuille n'a pas fait l'objet d'un inventaire systématique); mais les formations qui affleurent sont impliquées dans la tectonique tangentielle dévono-carbonifère et leur évolution a été étudiée par J.P. Floc'h et D. Santallier (1992) dans le cadre du levé de la feuille Bellac.

* Les résultats ont amené des modifications des contours représentés sur le 1/50 000 Ambazac.

Les levés cartographiques ont débuté en 1984 (C. Pellaton et A. Vecsei) dans le domaine métamorphique de la feuille Magnac-Laval. Après une interruption de plusieurs années, ils ont repris en étroite collaboration avec les géologues de Cogéma (équipe dirigée par J.C. Dupuis), de TCM (équipe dirigée par P. Usnarski, puis G. Marchand) et du Centre de recherches et d'études sur la géologie de l'uranium (M. Cuney).

Dans les secteurs correspondant aux permis des deux compagnies, la cartographie a pu bénéficier de nombreuses données fournies par les travaux de prospection (tranchées, sondages, galeries de mines,...).

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Micaschistes et gneiss bordant le complexe de Brame—Saint-Sylvestre et enclavés dans ce complexe

ξ^{1-2} . **Micaschistes à biotite, muscovite, \pm sillimanite.** Ce faciès est le plus largement représenté. Les affleurements-types se situent dans la région de Villefavard. Ce sont des roches généralement altérées, riches en biotite (souvent chloritisée), à muscovite fréquente, qui tendent vers des gneiss fins lorsque la proportion de quartz et de feldspath augmente. En lame mince : texture granolépido-blastique ; quartz toujours associé à du plagioclase damouritisé ; biotite plus ou moins chloritisée ; muscovite abondante, remplaçant la sillimanite ou en grands cristaux obliques sur la schistosité ; sillimanite fréquente mais toujours rétro-morphosée (par exemple, au moulin de l'Aumône, le Chassain, à la Lande-des-Pouyades).

Dans le secteur sud-est de la carte (Bersac-sur-Rivalier, le Mas), la sillimanite est absente. Près de Rocherolles se développent des blastes pœcilitiques d'andalousite, ceci au contact des granites de Saint-Sylvestre.

Les micaschistes de Fromental affleurent peu (leurs limites ont été précisées grâce aux sondages miniers), et par ailleurs ils sont affectés par la faille d'Arrènes—Ouzilly ; la paragenèse primaire, qui devait comprendre des silicates d'alumine, est rétro-morphosée en séricite et chlorite et l'on observe un important développement de tourmaline.

Les enclaves micaschisteuses sont fréquentes dans les granites de Brame mais elles ne sont pas toutes représentables à l'échelle du 1/50 000. Près de Varnat (Ouest de Saint-Amand-Magnazeix) : faciès à biotite chloritisée et grenat dans un fond séricitisé à muscovite lamellaire et silicate d'alumine altéré, avec quelques plages quartzo-feldspathiques. À Lavalette (Nord de Châteauponsac) : micaschistes à biotite, grenat, sillimanite et cordiérite. À la Prade (descente vers la Couze) : micaschistes alumineux mylonitiques à silicate d'alumine

rétromorphosé. Citons encore des enclaves au Nord de Morterolles et au Pont-Rouge (où l'on a pu observer, dans la tranchée de l'auto-route, des enclaves de micaschistes dilacérées dans le granite).

Un faciès hyperalumineux a été observé dans la région de Droux (affleurement de roche altérée dans une tranchée près du cimetière), au Nord de la Brousse, entre la Tronchèze et la RN 145. Ici le quartz est largement prédominant (se présentant comme des grains arrondis à Droux), le feldspath est rare, la biotite lorsqu'elle n'est pas chloritisée est intensément teintée en rouge orangé, incluant de la sillimanite ; la muscovite est toujours présente et le grenat, en cristaux altérés, est remplacé par des hydroxydes de fer.

ξ^{1-2} M. **Micaschistes et gneiss plus ou moins anatectiques.** Dans les micaschistes de Villefavard, ces faciès anatectiques prédominent au Sud et à l'Est de l'ensemble micaschisteux. L'anatexie se traduit par l'apparition de mobilisats quartzo-feldspathiques (quartz, oligoclase et feldspath K) concordants d'importance variable, aboutissant au faciès « métatexite » selon K.R. Mehnert. L'anatexie affecte aussi bien les termes alumineux que les termes leptyniques associés (cf. *infra* : $\zeta\lambda$ et ζ^3). On observe ce phénomène dans les secteurs de Droux, la Brousse, Bussière, Villeneuve, les Âges et au Nord de Villefavard.

Des gneiss plus ou moins anatectiques à cordiérite sont enclavés dans les granites de Brame : tracé de la route à quatre voies au Nord de Morterolles, à l'Ouest de Balledent (avec de l'andalousite d'origine thermique), au moulin d'Hervaud (Nord de Châteauponsac), à l'Est de Rancon (dominant la Gartempe sur ses deux rives), près de l'Houme (Ouest de Balledent) et au Peu-Couroux. À l'Est de Bonneuil on a une alternance de niveaux alumineux à biotite, cordiérite et sillimanite et de niveaux quartzo-feldspathiques à grenat. À la sortie de Châteauponsac (juste avant le pont de Ventenat, route de Nantiat), les gneiss fins à quartz, plagioclase, biotite et grenat, avec intercalations hyperbiotitiques, sont associés à des faciès d'anatexite granitoïde à lits de biotite (avec sillimanite et cordiérite associées) et mobilisats granitiques à cordiérite et grands feldspaths K pœcilitiques ; ces enclaves rappellent les gneiss alumineux à cordiérite affleurant sur la feuille Bourganeuf, au Sud-Ouest de Saint-Goussaud. Pour M. Cuney *et al.* (1982), ces gneiss ont une composition chimique comparable à celle des gneiss du Thaurion (fig. 2) affleurant dans l'unité inférieure des gneiss du Limousin.

$\zeta\lambda$. **Gneiss leptyniques.** Ce faciès leucocrate affleure sporadiquement au Nord de la N 145 et dans le secteur de la Tronchèze. C'est une roche à grain fin, de texture granolépidoblastique, à biotite fine décolorée, muscovite, quartz, plagioclase acide et rares opaques.

ζ^3 . **Gneiss fins à biotite, \pm muscovite, \pm cordiérite.** Ce type de roche est souvent associé aux micaschistes à biotite et muscovite (ξ^{1-2}). Il affleure surtout au Sud-Est de la carte dans le secteur du viaduc de Rocherolles ; c'est là une roche quartzo-plagioclasique à biotite

et muscovite orientées, affectée par deux schistosités et renfermant de la tourmaline.

Les enclaves de Roumilhac (Est de Rancon), de Villard (Sud de la Semme et de Villefavard) et du moulin de la Caure (Nord de Bicheuil) sont de ce type. À l'Ouest de Balledent, des gneiss identiques renferment de la cordiérite et, à l'Ouest du moulin de Villefavard, du grenat.

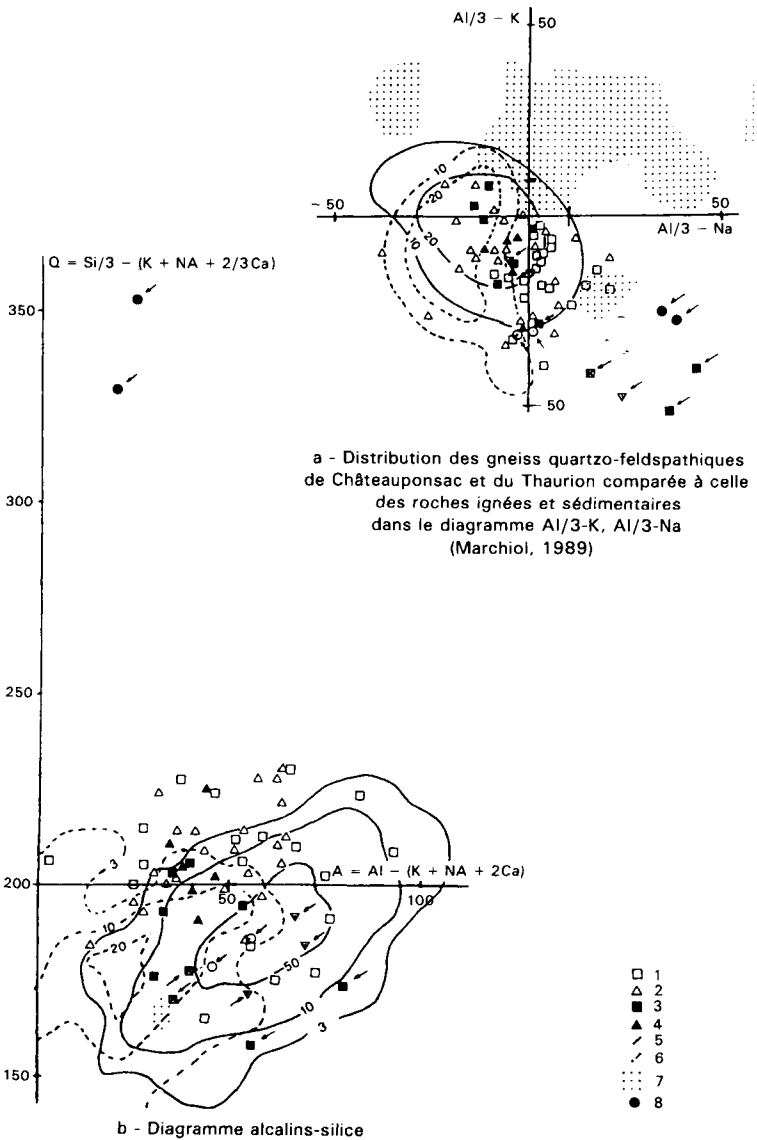
Mλ. Orthogneiss anatectiques. Les orthogneiss affleurent au sein des granites Brame, au Nord de Saint-Amand-Magnazeix. Le panneau le plus important se situe entre le Soulier et les Fougères (au Nord de la N 145); deux panneaux de moindre importance ont été identifiés au Sud et au Sud-Ouest de celui-ci. L'orthogneiss des Fougères a été étudié par A. Marchiol (1989), qui l'a décrit comme « gneiss granitisé ». L'affleurement-type se situe sur la route Commergnac—Montulat, à environ 700 m de Montulat. Macroscopiquement c'est une roche leucocrate à grain fin avec quelques mégacristaux de feldspath K. Très structurée à plat, elle montre des petits lits de biotite guidant l'altération et provoquant un débit en plaquettes, qui alternent avec des loupes quartzo-feldspathiques concordantes avec la structuration, mais moins structurées et plus grossièrement cristallisées.

En lame mince on observe : quartz limpide xénomorphe à extinction onduleuse et plus ou moins décomposé en sous-grains ; feldspath K de taille variable (les plus grands cristaux xénomorphes sont maclés Carlsbad et incluent quartz globuleux, plagioclase altéré, petite biotite et rarement sillimanite aciculaire) ; plagioclase altéré (albite-oligoclase) subautomorphe ; biotite automorphe orientée, très brune mais plus ou moins chloritisée, avec inclusions de zircon, monazite et apatite ; muscovite secondaire ; sillimanite incluse dans le quartz et le feldspath K ; accessoirement zircon, apatite, monazite et minéraux opaques.

Sur le plan géochimique (tabl. I, en annexe), la composition de ces roches est proche de celle des leucogranites voisins, avec des teneurs élevées en Th, Zr, Sc, V et Zn ; la radioactivité (contrastant fortement sur celle de l'encaissant) est due à l'abondance du thorium contenu dans la monazite.

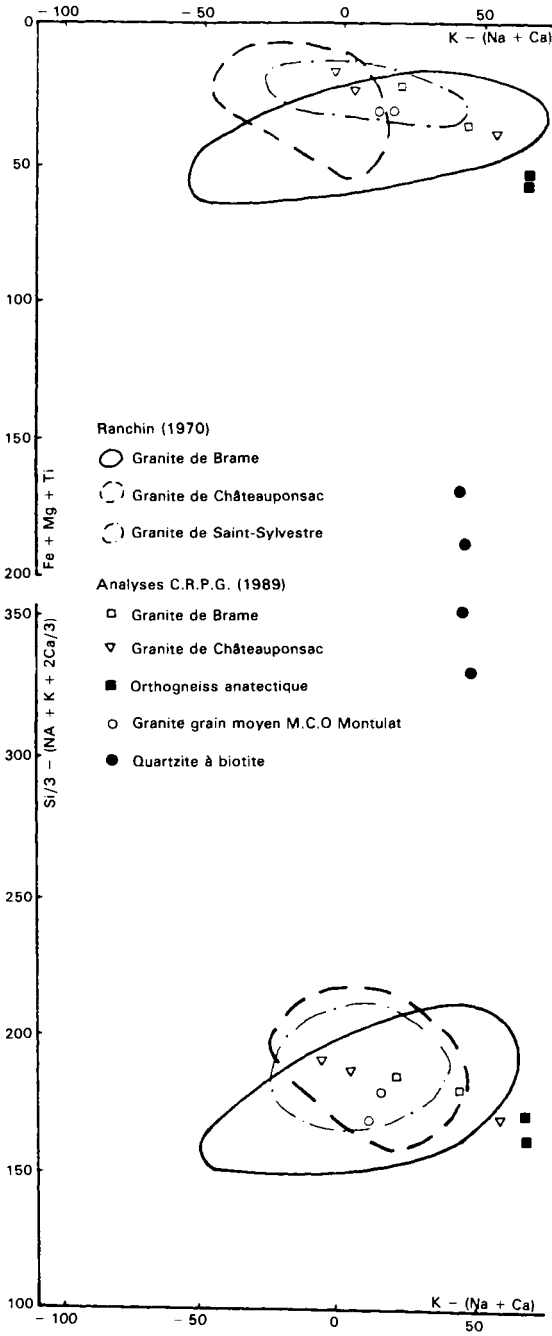
Les orthogneiss présentent des analogies géochimiques avec les enclaves de Ventenat et donc avec les gneiss du Thaurion (fig. 2c), mais ces derniers ne sont généralement pas anatectiques ; ils présenteraient en revanche des analogies avec le granite à cloisons de biotite de Roussines, dans le massif de Saint-Mathieu (selon J.P. Floc'h, communication orale).

χ_b. Quartzites à biotite. Ces roches n'ont jamais été observées en place, seulement en volantes dans les champs ou dans les anciens murs, dans le secteur d'affleurement des granites de Brame et de Châteauponsac. On peut supposer l'existence d'un grand « panneau » près du village de Vaupoutour et un gisement près du moulin de Lascoux. Les volantes sont relativement abondantes dans les labours



Gneiss œillés : 1 - du Thaurion, 3 - de Châteauponsac ; gneiss isogranulaires : 2 - du Thaurion, 4 - de Châteauponsac ; 5 et 6 respectivement : domaines des granites à deux micas et des granites communs ; 7 : domaines des roches sédimentaires ; 8 : quartzites à biotite

Fig. 2 - Composition chimique des gneiss enclavés dans le granite de Brame



c - Position des faciès analysés dans les diagrammes
 $K - (Na + Ca) = f(Fe + Mg + Ti)$ et $Q = f(K - Na - Ca)$
 H. de La Roche

au Nord de la Loge et au Nord-Est de Beauvert. Macroscopiquement, c'est une roche d'aspect micaschisteux, de couleur noire, très résistante à l'altération, possédant 50 à 80 % de quartz enfumé et 15 à 40 % de biotite. Elle est très radioactive et les cartes radiométriques de la Cogéma révèlent des panneaux de dimensions métriques.

En lame mince, le quartz limpide (50 à 80 %) est toujours à extinction onduleuse, avec de rares inclusions de biotite et de zircon, et peut présenter des sous-grains à joints suturés ; la biotite (15 à 40 %), très brune et incluant de nombreuses apatites, du zircon et des monazites, se présente en petits agrégats orientés ; le zircon, très abondant, est en inclusion dans la biotite et le quartz ; l'apatite se présente en cristaux trapus (0,2 mm), très fracturés avec des inclusions de petites biotites et des zircons ; le sphène automorphe est en petits paquets à proximité des biotites et des apatites ; le feldspath K très perthitique, xénomorphe, est rare ; il faut noter quelques minéraux opaques.

Sur le plan chimique (tabl. I, fig. 2), ce sont des roches riches à la fois en silice et en éléments mafiques (Fe, Mg, Mn et Ti) ; pour les éléments en traces, les teneurs sont élevées aussi bien pour Co, Ni, V et Cr (cachet basique) que pour Th, Zr et V ; en revanche, les teneurs en Ba et Sr sont faibles.

La composition des biotites (*cf.* tabl. VIII et fig. 9) est caractérisée par des teneurs élevées en Al_2O_3 (19,34 %) et faibles en MgO (8,50 %) qui, selon A. Marchiol, leur confèrent un caractère restitique.

Ce caractère restitique ressort également si l'on considère la composition minéralogique (richesse en apatite, zircon et monazite) de ces quartzites biotitiques : en effet, dans le dôme migmatitique de Saint-Malo, C. Weber *et al.* (1985) ont étudié le comportement des éléments en traces au cours de l'anatexie et en ont déduit, qu'en raison de la faible solubilité du zircon et de la monazite dans les liquides anatectiques, ces minéraux (qui plus est sont généralement inclus dans la biotite) restaient stockés dans les métatexites.

χs. Quartzites à biotite et sillimanite. Une restite hyperalumineuse, un peu comparable aux quartzites précédents mais très riche en sillimanite, affleure au Sud de Lachamps (bord du ruisseau, sur 1 m environ) où elle est enclavée dans le granite de Brame.

ζζ. Gneiss et micaschistes indifférenciés. Sous cette notation ont été représentés des micaschistes recoupés par les travaux miniers ou identifiés par les travaux de prospection, mais pour lesquels on ne dispose pas de description.

Structure des grands ensembles micaschisteux et gneissiques. Rapports avec l'encaissant granitique

● **Micaschistes et gneiss de Villefavard.** Dans la partie nord de la plage principale, les plans de foliation ont une direction subméridienne (environ 340 à 350°E) et un pendage faible vers l'Ouest (15 à 25°). Dans la partie sud, la direction de cette foliation devient proche d'E-W avec des pendages dirigés en majorité vers le Sud, mais toujours assez faibles (< 35°) et localement nuls.

À proximité de la faille de Nantiat, la foliation devient subméridienne et son pendage augmente. Une chloritisation de la biotite et une muscovitisation intense accompagnent le développement de la texture mylonitique. Par ailleurs, on observe localement des phénomènes de silicification accompagnant une bréchification de type hydrothermal entre Villefavard et le moulin de l'Aumône. C'est également le cas sur le trajet de l'accident NNW-SSE du Chassain.

La faille de Nantiat ne constitue pas la limite orientale de cet ensemble micaschisteux : en effet, les travaux de prospection conduits par TCM et appuyés par une cartographie détaillée ont montré la présence de micaschistes entre Villefavard et le Clops, ainsi qu'au Sud de Villard, c'est-à-dire à l'Est de la faille de Nantiat, où ces micaschistes sont intrudés par les granites de Brame.

● **Micaschistes de Fromental.** Dans le secteur de Fromental, les micaschistes, fortement affectés par l'accident d'Arrènes—Ouzilly, sont également rétomorphosés ; on observe des amygdales quartzo-plagioclasiques (d'origine tectonique) prises dans des niveaux à muscovite, tourmaline et plus ou moins de chlorite ; certains niveaux sont particulièrement riches en tourmaline. Ceci suggère un hydrothermalisme qui pourrait être lié à la fois à la mise en place des granites de Saint-Sylvestre et au fonctionnement de l'accident.

Le long de la voie ferrée, au Nord-Est du Cluzeau, des ultramylonites microplissées à quartz et muscovite correspondent aux micaschistes affectés par un cisaillement. Des ultramylonites affleurent également dans le fossé, en face du cimetière de Fromental.

● **Micaschistes de Bersac-sur-Rivalier.** La direction de la foliation est subméridienne avec un pendage fort (40 à 80°) dirigé vers l'Est. Ces structures se raccordent avec celles des micaschistes de Laurière affleurant au Sud-Est sur la feuille Bourganeuf (Arène *et al.*, 1979), où les micaschistes sont chevauchés par les gneiss du Taurion.

L'andalousite, se développant sous forme de blastes pœcilitiques postchisteux dans ces micaschistes, indique un métamorphisme thermique au contact des granites de Saint-Sylvestre.

● **Micaschistes et gneiss enclavés dans les granites de Brame et de Châteauponsac.** Dans le panneau d'orthogneiss anatectique (Mλ) du Soulier, allongé selon une direction NW-SE, les pendages faibles (3 à 20°) sont orientés vers le NNE. La structuration permet de

supposer une forme en panneau inclus dans le granite de Brame et allongé selon une direction NW-SE. Sur les deux faciès fortement structurés (granite de Brame et orthogneiss anatectique), le débit en plaques correspond à des plans de cisaillement C ; sur certains affleurements on peut observer, entre deux plans C, une orientation oblique des minéraux (plans de schistosité S), et les figures observées indiquent un cisaillement dextre avec déplacement du bloc supérieur vers le Sud-Est.

À la sortie de Châteauponsac (route D 711), la direction de foliation du gneiss (N40°E) est sensiblement conforme à celle du granite de Brame encaissant, avec un pendage de 20° vers le Sud-Est.

Dans les enclaves de dimension réduite (par exemple au moulin de la Caure, au Sud de Montanaut), direction et pendage de la foliation sont les mêmes dans les enclaves et dans le granite.

Migmatites de Lanneau

Ces migmatites affleurent à l'Ouest de la feuille. Elles sont en contact au Nord avec les migmatites à cordiérite de Magnac-Laval, au Nord-Est avec les faciès anatectiques des gneiss et micaschistes de Villefavard, et à l'Est elles sont limitées par la faille de Nantiat. Elles affleurent également à l'Ouest, sur la feuille Bellac, où elles sont en contact avec les formations leptyno-amphiboliques de la Gartempe.

Les affleurements apparaissent à la faveur des routes et des rivières ; ailleurs, les migmatites sont recouvertes par d'importants placages d'altérite.

Orthogneiss leucocrates anatectiques

M_3 . **Métatexites à structure planaire, à biotite et muscovite.** Ce faciès à foliation bien marquée affleure surtout au Nord de la Gartempe ; de beaux affleurements peuvent être observés dans Le Dorat (porte Bergère, château d'eau), dans les environs de la Sagne-Barrat (au Sud de la D 942) et à l'Est de la D 25 (le Pradeau, la Valette). Au Sud de la Gartempe il affleure à l'Ouest du Chablard.

Ces roches ont l'aspect d'un gneiss leptynique à fils de biotite et muscovite disséminée. En lame mince : texture granoblastique ; quartz abondant, feldspath K perthitique souvent pœcilitique, plagioclase (oligoclase), myrmékite, biotite blastique, rare muscovite, grenat.

M_3^3 . **Diatexites à structure nébulitique (et granites d'anatexie associés).** Ce faciès affleure bien au Sud de la Gartempe mais il est également fréquent au sein des métatexites (Sud du Dorat, environs de la Bussière-Aupigny par exemple). Les affleurements ont un aspect hétérogène, à structure peu orientée ou à foliation contournée, montrant souvent une alternance de passages leuco- à mésocrates à lits micacés (secteurs de Blanzac et Roche-Pommier).

En lame mince, ces diatexites ont une structure grenue xénomorphe ou engrenée; dans un fond quartzo-feldspathique (plagioclase acide et feldspath K perthitique avec myrmékites fréquentes), la biotite est en proportion variable, localement orientée; la muscovite est fréquente (avec parfois des inclusions de sillimanite); accessoirement on trouve apatite, zircon et leuxocène.

Lorsque l'anatexie est encore plus poussée, on aboutit à des granites fins leucocrates, à biotite et muscovite disséminées.

Paragneiss micacés anatectiques

ζ M.¹⁻² **Métatexites à biotite et sillimanite.** Ce faciès plus alumineux que le précédent affleure sporadiquement dans les migmatites de Lanneau, au bord de la Gartempe à Petit-Confolens et au Bouchaud. Les secteurs d'affleurement de ces migmatites observés à l'Ouest, sur la feuille Bellac, se prolongent probablement sous une importante zone d'altérites et de prairies entre Escurat et la Gorce.

À Petit-Confolens, de beaux affleurements ont été dégagés par les travaux de rectification de la N 145, près du pont sur la Gartempe. Il s'agit de roches gneissiques relativement riches en biotite et peu anatectiques. La composition minéralogique est la suivante : biotite, sillimanite, muscovite secondaire, rare grenat, quartz, oligoclase, feldspath K et myrmékite; la sillimanite peut être localement absente dans des faciès d'aspect orthodérivé et le passage aux migmatites à biotite est progressif.

Près du Bouchaud, dans l'épingle à cheveux de la route de Blanzac, le faciès métatexite est riche en biotite, à laquelle s'associent sillimanite et grenat.

$M\zeta$ ¹⁻² **Diatexites à biotite, sillimanite, ± cordiérite.** Autour du Dorat, les faciès de diatexites sont associés aux métatexites; des affleurements ont été dégagés lors de la construction de la maison de retraite, près de l'hôpital. On retrouve les lits à biotite, muscovite et sillimanite (souvent relique dans la muscovite), alternant avec des mobilisats quartzo-feldspathiques d'importance variable, dans lesquels on peut observer localement de la cordiérite.

Structure. Relations avec les autres formations

Dans le secteur du Dorat l'anatexie est peu développée et les faciès de métatexites prédominent; la direction de leur foliation est conforme à celle des métatexites affleurant à l'Ouest, sur la feuille Bellac : direction subméridienne, pendage vers l'Ouest de 30 à 45°. En allant vers l'Est, la direction de la foliation devient E-W. Le contact avec les faciès quartzitiques associés aux micaschistes de Villefavard se fait par l'intermédiaire d'un accident dont la direction est celle de la faille de Dompierre.

Le long de la voie ferrée Magnac-Laval—Le Dorat, on passe des migmatites de Lanneau aux migmatites à cordiérite de Magnac-Laval, sans discordance apparente.

Vers le Sud (en direction de la Gartempe), l'anatexie plus poussée aboutissant aux diatexites et aux granites d'anatexie, engendre une structure en dôme dont la retombée orientale est en contact avec les gneiss et micaschistes de Villefavard, eux-mêmes affectés par une anatexie limitée (stade des métatexites). Les directions mesurées dans les parties les moins mobilisées de la retombée du dôme indiquent que les migmatites de Lanneau sont plissées et reposent sur les micaschistes horizontaux (ou subhorizontaux) (*cf.* fig. 21 p. 78); ces micaschistes sont affectés par des plis synfoliaux (au bord de la Saumagne, dans des faciès non mobilisés). La distinction entre restites de migmatites et micaschistes plus ou moins mobilisés n'est d'ailleurs pas toujours facile, du fait de la mauvaise qualité des affleurements.

Au Sud de Blanzac, la direction des migmatites est conforme à l'orientation du croissant dessiné par les formations de la Gartempe, avec pendage de 30° à 45° vers le Nord-Ouest. Leurs relations seront exposées plus loin.

À l'Est, les migmatites de Lanneau sont affectées par la faille de Nantiat : on observe des roches mylonitiques et plus ou moins cataclasées au Sud-Ouest de Rancon, à la sortie de ce village. Plus au Sud, les migmatites sont masquées par les altérites de la forêt de Rancon.

Migmatites de Magnac-Laval

Mc. Diatexites à biotite et cordiérite. Ces roches très typées, analogues aux anatexites d'Aubusson définies plus à l'Est, sont soit équantes, soit orientées. La cordiérite se présente en taches centimétriques ou en amas orientés dans un fond quartzo-feldspathique à biotite. Elles s'altèrent facilement en une arène brunâtre caractéristique. D'assez bons affleurements peuvent être observés autour de Dinsac, et à l'Est de Magnac-Laval à la Rivière et à la Bachellerie.

En lame mince : texture grenue hypidiomorphe; quartz en grandes plages plus ou moins déformées, oligoclase subautomorphe, feldspath K xénomorphe « envahissant » le plagioclase, cordiérite pinnitisée, muscovite blastique, apatite, zircon, opaques.

Faciès granitoïde (Mc_[1]). Dans des faciès très anatectiques proches d'un granite, la cordiérite se présente en cristaux automorphes (la Vareille, le Vaublois).

Ces migmatites à cordiérite sont souvent associées à des granites ou à des diorites quartzifères d'anatexie à biotite (secteur de Magnac-Laval), qui seront traités au chapitre des roches plutoniques.

On retrouve également ces migmatites en enclave dans les migmatites de Lanneau au Puy-Martin (bord de la Gartempe), en association étroite avec du granite à biotite d'ailleurs largement prédominant.

Structure

Étant du type diatexite, ces migmatites sont peu structurées. La direction des plans foliation mesurée au Sud de Dinsac varie de N130 à N145°E, avec pendages de 60 à 80° vers le Sud-Ouest. Ces directions sont concordantes avec celles des migmatites de Lanneau, avec lesquelles le contact semble normal (le long de l'ancienne voie ferrée).

Au Nord et à l'Est, les accidents cassants d'Arrènes—Ouzilly et de Nantiat affectent les migmatites; on peut observer des cataclasites dans la carrière des Combes.

Le passage au granite d'Oradour-Saint-Genest affleurant dans le coin nord-ouest, au Nord de la D 942 et au Nord-Est de Magnac-Laval, est progressif: on observe la présence de granitoïdes plus ou moins riches en cordiérite, comme dans la transition aubussonite—granite de Guéret.

Migmatites associées à la bordure occidentale du massif de Guéret

ζ^1 MG. **Métatexites à biotite.** Au Nord-Est de la feuille, dans le secteur de Champlong, les affleurements de ces gneiss plus ou moins migmatitiques sont rares et de qualité médiocre. Les limites ont été établies d'après l'étude photogéologique et la cartographie détaillée des équipes de Cogéma.

ζ^2 MG. **Métatexites à biotite, sillimanite, \pm cordiérite.** Au Sud de Saint-Maurice-la-Souterraine, ces métatexites sont bien représentées au Nord de la Semme (moulin du Goutay au Nord-Ouest de Malval), entre Pierres-Folles et les Combes, et autour du Verger.

Dans ces roches, les mobilisats quartzo-feldspathiques alternent avec des niveaux restitiques hyperalumineux microplissés riches en biotite, muscovite et sillimanite relique; la muscovite est en effet toujours très abondante et s'est développée tardivement en agrégats ou en grandes lamelles incluant de la sillimanite.

M₂G. **Diatexites à biotite, ± cordiérite.** Dans ces faciès plus anatectiques, l'orientation devient fruste. Les diatexites à biotite seule affleurent dans les secteurs de Malval et de Puy-Robin. À l'œil nu, elles se présentent généralement comme des roches à grain fin, les biotites millimétriques sont disséminées ou en amas dans le fond quartzofeldspathique. En lame mince : texture granoblastique ; quartz déformé, oligoclase, rare FK, biotite, muscovite pœcilitique incluant souvent des reliques de sillimanite.

Les diatexites à cordiérite affleurent notamment dans le secteur de la Vallade-de-Bordessoule, au Sud de Malval et au Sud des Combes ; elles s'associent aux métatexites dans le secteur le Verger—la Côte. Elles s'en distinguent par la présence de taches ramifiées bleuâtres de cordiérite. Ces roches sont souvent affectées par les déformations liées aux différents accidents (Bussière-Madeleine et Arrènes—Ouzilly), et la cordiérite se transforme en amas de chlorite et de muscovite.

YMG. **Anatexites granitoïdes à cordiérite.** Ce type de roche, que l'on rencontre fréquemment au contact du granite de Guéret, est associé aux migmatites et aux granites d'anatexie orientés, ceci dans le secteur la Ramade—la Côte.

Structure

Dans les secteurs le Verger—la Côte et de Malval, la direction de la foliation varie de N70 à N120°, avec des pendages de 20 à 50° vers le Nord-Est ; cette direction est conforme à celle du grand accident régional d'Arrènes—Ouzilly et à l'orientation postmagmatique et ductile du granite de Montjourde.

À l'Ouest de Gacheny, les migmatites sont affectées par des plans siliceux de direction subméridienne, c'est-à-dire conforme à l'orientation de la faille de Bussière-Madeleine. Cette silicification est en continuité avec le filon de quartz de Saint-Maurice-la-Souterraine dont la mise en place a pu se produire lors d'un rejeu cassant de cet accident.

Roches basiques et ultrabasiques

A. **Serpentinites.** Des lentilles de serpentinite sont intercalées dans les migmatites de Lanneau, au Sud-Ouest de Magnac-Laval, avec une orientation NNW-SSE. Des affleurements sont visibles sur la route reliant Magnac-Laval à la Thière ainsi que sur la colline surplombant un affluent de la Brame, coulant vers le NNW. Dans l'environnement de ces serpentinites on trouve toute une zone où les « volantes » correspondent à des serpentinites et à des leucogranites hydrothermalisés.

Macroscopiquement ce sont des roches noires à verdâtres, orientées, pouvant présenter un litage d'ordre pluricentimétrique.

En lame mince on observe de l'olivine partiellement ou totalement serpentinisée, de la trémolite, du talc, de la chlorite et des oxydes de fer. Trémolite, talc et chlorite s'orientent dans les plans de foliation. Trémolite et talc peuvent s'individualiser en niveaux millimétriques à pluricentimétriques. Des filonnets de serpentine associée ou non à du talc ou à de la trémolite recoupent localement la roche. Le litage minéralogique suggère une ancienne séquence cumulative dans un complexe lité ultérieurement déformé et rétrotransformé.

Les directions de la foliation, mesurées au Nord et au centre de la lentille sont respectivement N170 et N140°E, avec un pendage fort (65 à 80°) vers l'Ouest; cette foliation est concordante avec celle des migmatites encaissantes.

δπ. Amphibolopyroxénite. Un seul affleurement a été trouvé, environ 500 m au Sud de Varnat (Ouest de Saint-Amand-Magnazeix). C'est une roche sombre à texture palissadique, constituée de hornblende, clinopyroxène, plagioclase altéré, oxydes de fer, dans laquelle s'individualisent des niveaux à pyroxène seul et plagioclase.

δL, δV. Amphibolites. Des niveaux d'amphibolite sont intercalés sporadiquement dans les migmatites de Lanneau : par exemple au Sud de la Valette (1 km à l'Est de la lentille de serpentinite) où un banc de quelques mètres de puissance affleure dans le fossé au contact de gneiss leptyniques à biotite peu anatectiques, et près du Bouchaud (bord de la Gartempe) où l'amphibolite est associée aux métatexites à biotite.

On trouve également des bancs d'amphibolite dans l'ensemble micaschisteux et gneissique de Villefavard : moulin de la Mort, près du Chassain et au Sud du Grand-Monneraud. Par ailleurs, des bancs d'amphibolite sont souvent associés aux pointements de diorite quartzifère à hornblende.

Ce sont des roches sombres dans lesquelles prédomine l'amphibole noire aciculaire. En lame mince : texture granonématoblastique; hornblende vert-brun (environ 40 %), plagioclase saussuritisé, oxydes de fer et de titane, apatite.

Dans tous les cas la direction de la foliation est concordante avec celle de l'encaissant.

Les caractéristiques géochimiques de deux amphibolites affleurant dans les migmatites de Lanneau seront traitées avec la géochimie des amphibolites de la Gartempe.

Formations de la Gartempe

Dans le coin sud-ouest de la feuille affleure, sous forme d'un croissant synclinal, le prolongement oriental des formations volcano-sédi-

mentaires et volcano-plutoniques de la Gartempe, bien représentées sur la feuille Bellac (Floc'h *et al.*, 1993). Malheureusement, les affleurements sont discontinus et masqués par des zones d'altérites importantes au Sud de Pommier, au Sud-Ouest de Lagudée et surtout entre les Forges et le Nord de Chasseneuil.

La plupart des types pétrographiques cartographiés sur la feuille Bellac ont été retrouvés, mais souvent ponctuellement.

Par ailleurs, ces formations ont été impliquées dans l'anatexie qui a modifié les faciès et engendré de nombreux granites d'anatexie à grain fin (granites à biotite ou leucogranites à muscovite), très résistants à altération et qui ont tendance à prédominer dans les labours.

Nous décrirons donc les différents types de roches rencontrés en essayant d'établir des corrélations lithologiques avec les formations affleurant sur la feuille Bellac.

ξ^1 . **Micaschistes alumineux.** Ces micaschistes affleurent au bord de la RN 147, tout à fait en limite ouest de la carte. Ils sont très abondants en volantes entre la Dune et le ruisseau de Géroux. Macroscopiquement, ce sont des roches verdâtres riches en chlorite, muscovite et biotite. Dans le secteur de la Dune, de nombreux blocs sont affectés par des microplis.

En lame mince : texture granolépido-blastique avec alternance de minces niveaux quartzo-plagioclasiques à biotite et muscovite disséminées et de niveaux alumineux à biotite relique, chlorite très abondante (parfois seule représentée), muscovite fibreuse remplaçant d'anciens silicates d'alumine (type sillimanite) et muscovite tardive oblique sur la foliation. Dans le secteur de la Dune, on observe en outre du grenat et localement de la tourmaline.

Ces micaschistes sont dans le prolongement des micaschistes du Giltrix cartographiés par J.P. Floc'h sur la feuille Bellac.

Les phénomènes rétro-morphiques affectant ces micaschistes sont attribués à des couloirs de cisaillement postérieurs à l'anatexie (Floc'h *et al.*, 1993).

$\rho\alpha$. **Leptynites à biotite seule ou à biotite et rare amphibole.** Cet ensemble relativement hétérogène constitue l'essentiel du croissant de la Gartempe. On peut distinguer plusieurs faciès :

— des roches claires et orientées affleurent au Sud de Roche, dans le ruisseau la Bazine et dans quelques chemins creux, notamment au Nord-Ouest du Piotaix. Ailleurs on les trouve en volantes, toujours associées à des amphibolites et à des granites d'anatexie à grain fin, orientés ; elles-mêmes sont souvent affectées par l'anatexie. En lame mince, un échantillon prélevé près du Piotaix montre une texture granoblastique finement « œillée », avec quartz, oligoclase, biotite,

chlorite, épidote, apatite, allanite, rare zircon et oxydes de fer. Dans les faciès anatectiques (ruisseau la Bazine) se développe du feldspath K ;

— près du hameau des Forges affleure un faciès rubané avec alternance de niveaux amphiboliques, de niveaux quartzo-feldspathiques à amphiboles disséminées, de niveaux purement quartzo-feldspathiques et de rubans millimétriques à amphibole seule.

λλ. **Leptynites leucocrates.** Un seul affleurement a été observé dans le chemin partant du Piotaix en direction du Nord-Ouest.

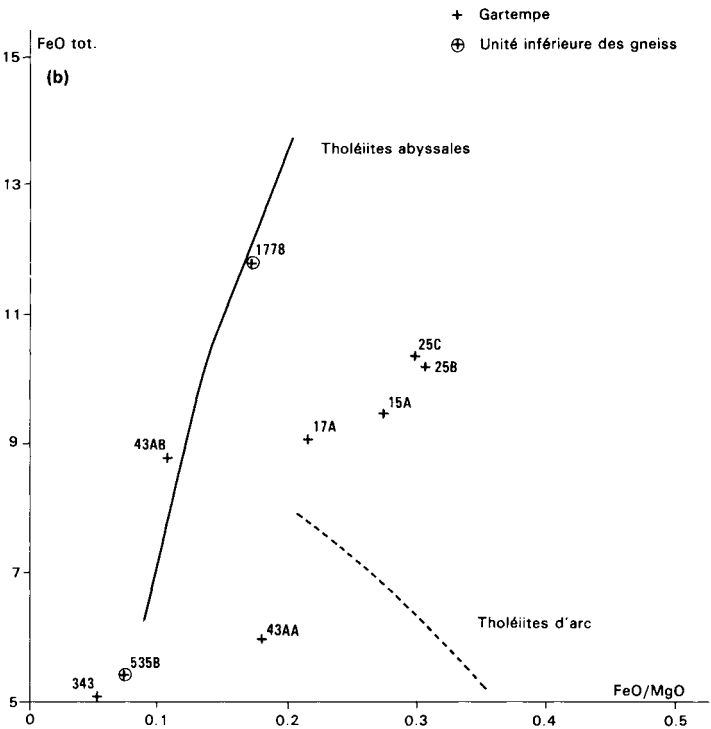
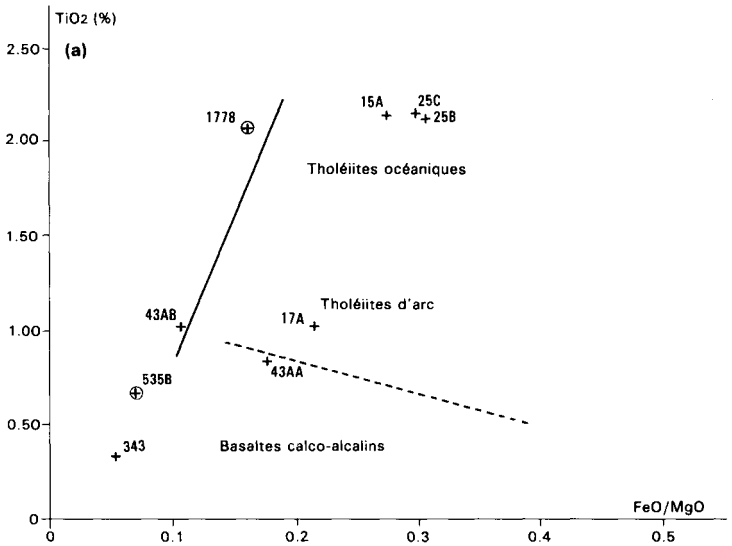
Macroscopiquement c'est un gneiss leucocrate à yeux millimétriques de feldspath et à biotite disséminée. En lame mince : texture granoblastique ; rares phénoclastes de plagioclase automorphe parfois zoné, à cœur altéré ; assemblage xénomorphe de quartz, plagioclase acide et feldspath K ; rares biotite et muscovite, apatite, oxydes de fer. Cette roche très homogène, à reliques de phénocristaux de plagioclase, évoque une ancienne roche volcanique (métatuf soudé ou métalave) ou subvolcanique.

ζ⁵. **Orthogneiss à biotite et amphibole.** Un faciès œillé (yeux plagioclasiques de plusieurs millimètres) à biotite et amphibole, affleure au Nord-Est de la Dune, à l'Est du chemin rejoignant la Bazine vers le Nord-Est.

En lame mince : texture granoblastique ; plagioclase (oligoclase-andésine) en cristaux subautomorphes atteignant 0,5 cm et en association granoblastique avec le quartz qui constitue également des plages polycristallines orientées ; hornblende verte, biotite brune, allanite en cristaux automorphes métamictes (dépassant 2 mm de long), apatite et oxydes de fer et de titane ; secondairement, chlorite et épidote.

δ. **Amphibolites.** De nombreux niveaux continus ou lenticulaires d'amphibolites sont intercalés dans l'unité de la Gartempe ; leur puissance n'est jamais très importante (décimétrique à métrique). Les différents faciès reconnus sur le terrain et en lame mince n'ont pas été distingués sur la carte.

Les *amphibolites* s.s., roches sombres, vert bleuté à noires suivant le degré d'altération, à grain fin, sont les plus répandues ; elles se débitent en plaquettes. En lame mince : texture granoblastique palissadique ; hornblende verte en cristaux automorphes (environ 40 %), plagioclase (An 50), un peu de quartz, sphène, apatite et oxydes ferrotitanés. Un faciès à hornblende brune affleure au Nord-Est des Forges, au Sud de la Dune, vers le ruisseau de Gérard, au bord de la Gartempe (au Sud du moulin d'Ardent), au Sud de Lagudée (bord de la D 1a) et dans le lit de la Bazine. Ce type de roche peut dériver de niveaux basiques (coulées, sills) intercalés dans une série volcano-sédimentaire.



**Fig. 3 - Diagrammes de Miyashiro (1974)
pour les amphibolites de la Gartempe et de l'unité inférieure des gneiss**

Amphibolites à texture grenue relique. Les phénocristaux de quelques millimètres, partiellement recristallisés, subsistent dans un fond granoblastique quartzo-plagioclasiq ue à hornblende verte pœcilitique : chemin creux au Nord-Ouest de Piolet, en association avec des leptynites leucocrates ; dans le lit du ruisseau de Géroux, en limite de carte, où la hornblende verte est associée à de la biotite.

Les *gneiss amphiboliques*, plus riches en plagioclase, renferment du quartz et souvent de la biotite.

Amphibolites litées, près du hameau des Forges : alternance pluricentimétrique de niveaux plus ou moins riches en amphibole, avec niveaux enrichis en quartz ; l'amphibole est soit de la hornblende verte soit une amphibole incolore. Le litage observé suggère une origine volcano-sédimentaire (anciens tufs basiques).

Chimie des amphibolites. Quelques faciès d'amphibolites ont été sélectionnés pour analyse chimique (éléments majeurs par fluorescence X et éléments en trace par ICP). Deux amphibolites associées aux migmatites de Lanneau ont également été analysées (tabl. II).

Pour interpréter ces résultats et tenter de déterminer le site géotectonique de mise en place du protolite de ces amphibolites, trois représentations graphiques ont été utilisées : TiO_2-FeO/MgO (fig. 3a) ; $FeO\ tot-Fe/MgO$ (fig. 3b) ; $[Mg]-MgO$ avec $[Mg] = 100\ Mg/Mg + Fe^{2+}$ (fig. 4).

Ce dernier diagramme permet en effet de différencier les termes cumulatifs des termes qui sont les produits de cristallisation d'un liquide primaire. C'est ainsi que les amphibolites 343 et 535B représentent des métacumulats. Pour ces métacumulats, le rapport $[Mg]$ élevé peut traduire la cumulation de clinopyroxène, et les teneurs élevées en Al_2O_3 (18,49 et 20,08 %) et en CaO (13,26 et 12,22 %) la cumulation de plagioclase. Le plagioclase a un effet « diluant » sur les constituants ferromagnésiens, ce qui permet de rendre compte des teneurs faibles en MgO relativement au rapport $[Mg]$.

Dans le diagramme TiO_2-FeO/MgO , les échantillons 43AB et 1778, de composition basaltique, s'alignent sur la courbe d'évolution de tholéiites abyssales, avec des teneurs en TiO_2 relativement élevées, surtout pour 1778. Les échantillons 025B, 025C, et 015A, de composition andésito-basaltique ($SiO_2 \approx 54,5\ \%$), plutôt riches en TiO_2 (2,11 à 2,15 %), apparaissent très comparables à certaines tholéiites continentales.

L'échantillon 17A, de composition basaltique, se place également dans le champ tholéiitique. Sa faible teneur en TiO_2 (1,02 %) peut l'apparenter aux tholéiites d'arc, ou aux tholéiites continentales pauvres en TiO_2 .

Quant à l'échantillon 43AA, pour lequel SiO_2 est relativement élevé (59,30 %), il peut s'agir d'un terme déjà différencié.

Si l'on compare la composition des amphibolites avec celle des amphibolites affleurant à l'Ouest sur la feuille Bellac (Floc'h *et al.*,

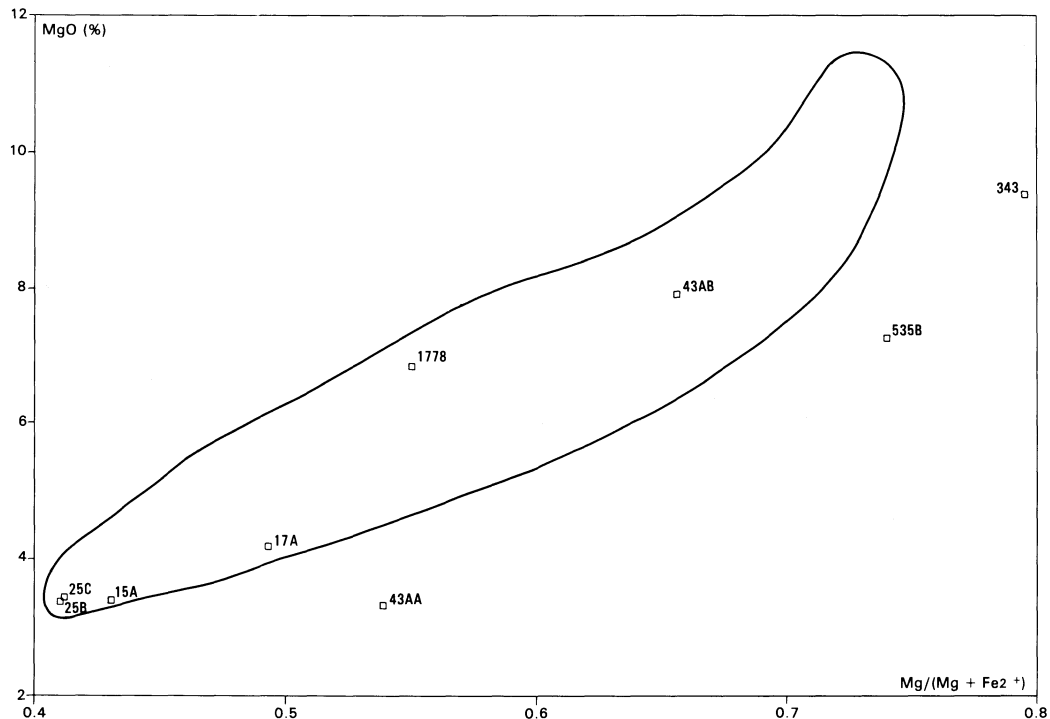


Fig. 4 - Compositions des amphibolites : position par rapport au domaine d'évolution des basaltes actuels en contexte de bassin arrière-arc intra-océanique

1993) dans l'unité de la Gartempe, on s'aperçoit que l'on retrouve la même variabilité : termes cumulatifs, tholéiites abyssales et tholéiites d'arc. Cette association de laves à caractères diversifiés peut caractériser un environnement de bassin arrière-arc. En effet, si l'on compare, dans la figure 4, la position des points représentatifs des amphibolites par rapport au domaine correspondant aux basaltes actuels des bassins arrière-arc en contexte intra-océanique, on constate que, mis à part les cumulats, tous les points sont inclus dans ce domaine. (Il convient néanmoins d'être prudent quant à l'utilisation des compositions de métavolcanites pour caractériser le site géotectonique de la mise en place de leur protolite : à la complexité déjà observée dans les sites actuels peuvent s'ajouter des modifications liées au métamorphisme ou à des phénomènes hydrothermaux.)

Structure des formations de la Gartempe. Relations avec les migmatites de Lanneau

L'unité de la Gartempe décrit un synclinal (dit de Lagudée ; Cheneyoy, 1958). Les pendages sont généralement faibles ($< 45^\circ$, souvent de 25 à 30°), dirigés vers le Nord ou le Nord-Ouest. Cependant, localement ils atteignent 60° au bord de la Bazine et du ruisseau de Gérard. Dans le prolongement de cette formation sur la feuille Bellac, les pendages sont également forts (70°) et dirigés vers le Nord. Mais au Sud de Bellac ils se dirigent vers le Sud, avec des valeurs plus faibles (environ 40°).

Les relations entre ces formations et les migmatites de Lanneau seront discutées au chapitre « Tectonique tangentielle et métamorphisme ».

Au Sud-Ouest de Roche, au bord de la Bazine, le contact avec les migmatites de Lanneau est concordant ; de même, au Nord-Est de ces formations, la direction des amphibolites est conforme à celle des migmatites de Lanneau.

En allant vers l'Est, le contact leptynites—migmatites est difficile à cerner car l'anatexie est intense aussi bien dans les leptynites que dans les migmatites (on est proche du granite de Saint-Julien-les-Combes), et les deux types de roches peuvent être confondus.

On saisit mal si la migmatisation est un phénomène tardif ou précoce ; cela tient au fait que les relations métamorphisme/déformation sont assez peu exposées.

ROCHES PLUTONIQUES

Granitoïdes associés aux migmatites

(Lanneau, Magnac-Laval, bordure occidentale du granite de Guéret)

δη. **Diorites quartzifères-granodiorites à hornblende.** Ces roches constituent des massifs bien individualisés d'extension variable; les plus importants sont ceux de Bolinard (environ 4 km sur 1 km) et de Rancon (1,5 km sur 1 km); citons également ceux de Mouismes et de l'Âge-Meillaud. Mais les diorites forment également des petits pointements dans les migmatites de Lanneau (au Sud-Ouest, au bord du ruisseau de Géroux, Courtieux, Montru, Peux-Roulier) ou dans les micaschistes (moulin de la Mort). Elles sont toujours plus ou moins envahies par des mobilisats granitiques de couleur rose leur conférant un aspect hétérogène, et sont souvent associées à des amphibolites.

De beaux affleurements peuvent être observés au Nord-Ouest de Rancon et entre la RN 145 et Bolinard, notamment au bord de la Semme.

Macroscopiquement, ces roches orientées comportent environ 50 % d'amphibole et de biotite dans un fond à dominante plagioclasiq; la taille du grain est variable, atteignant 0,5 cm.

En lame mince, la texture est grenue hypidiomorphe planaire d'origine magmatique; quartz toujours présent (au moins 10 %); plagioclase automorphe, zoné et saussuritisé; feldspath K xénomorphe peu abondant, imprégnant souvent la bordure des plagioclases; myrmékite, hornblende verte, biotite souvent chloritisée, sphène, épidote, apatite et allanite fréquente. La composition minéralogique est donc celle de granodiorites mais on peut penser qu'une partie au moins du feldspath K est apparue tardivement. Ces diorites sont fréquemment associées à des granites d'anatexie, par exemple aux environs du moulin de Droux.

Lorsqu'elle est mesurable, c'est-à-dire lorsque les mobilisats granitiques ne sont pas trop abondants, la direction de foliation des diorites quartzifères est proche de NE, avec des pendages d'environ 40° vers le Nord; leur structuration est concordante avec celle des migmatites encaissantes.

En raison de leur texture qui paraît plutôt d'origine magmatique, on peut supposer qu'il s'agit de roches mises en place au cours d'un épisode anatectique, et qui auraient été envahies par les liquides granitiques liés à cette anatexie.

γ³. **Monzogranite orienté à biotite, ± muscovite, ± sillimanite.** Ce type de granite forme des petites intrusions au sein des migmatites de Lanneau à l'extrémité sud-ouest de la carte (Panissac), dans le secteur de Saint-Julien-les-Combes et au bord de la Gartempe (le Bouchaud—

Petit-Confolens). Il est également associé aux formations de la Gartempe.

Le granite de Panissac, qui est en réalité une apophyse du granite de la Garde affleurant au Sud-Ouest, est un granite fin à moyen, équant ou localement orienté, passant parfois à un faciès de diatexite (sur la feuille Oradour-sur-Glane ; Chèvremont, 1992) à enclaves gneissiques. En lame mince : texture grenue hypidiomorphe ; feldspath K xénomorphe (pouvant s'individualiser en « phénocristaux »), plagioclase zoné damouritisé, quartz interstitiel, biotite orientée, muscovite associée à la biotite, zircon, apatite et oxydes. Lui est associé un leucogranite équant pauvre en biotite.

Dans le secteur de Saint-Julien-les-Combes, le faciès est comparable, mais avec des reliques de sillimanite ; localement, ce granite passe à un faciès équant à biotite seule.

Au bord de la Gartempe, les faciès sont également diversifiés, souvent hétérogènes, à passées de métatexites à biotite et sillimanite, à lits biotitiques et localement nodules centimétriques de cordiérite (secteur de Puy-Martin).

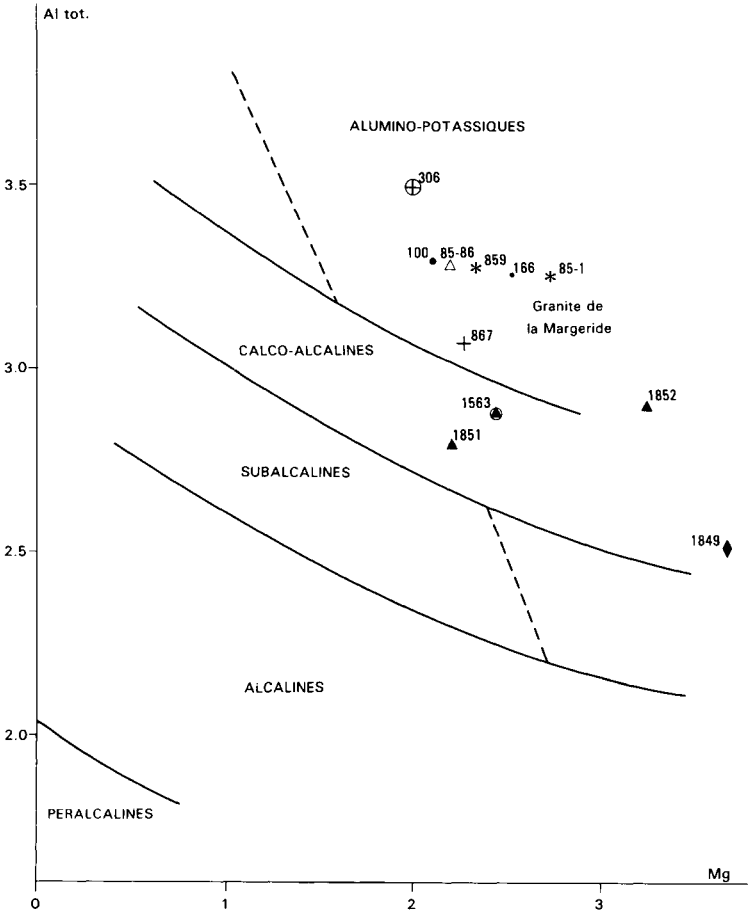
Un granite d'anatexie analogue est associé aux diorites quartzifères à hornblende de la région de Rancon.

γ^{3-4} . **Granodiorite à biotite.** Ce faciès plus ou moins orienté, plus riche en biotite que le précédent, affleure entre Le Dorat et Magnac-Laval (au Nord de la D 942) et dans le coin nord-ouest de la carte (secteur de la Roche). Là, c'est l'apophyse orientale du granite d'Oradour-Saint-Genest. Les affleurements étant rares, il n'a pas été traité en tant que « massif ».

La roche renferme des enclaves biotitiques et montre des passées leucocrates au contact des anatexites. En lame mince : texture grenue hypidiomorphe ; plagioclase plus ou moins zoné, damouritisé, subautomorphe ; feldspath K en imprégnation du plagioclase, mais localement absent ; quartz interstitiel, biotite, muscovite rare, apatite, zircon, oxydes.

Un **faciès porphyrique** a été individualisé (γ^{3-4} [1]). C'est un faciès à biotite avec phénocristaux centimétriques, associé au précédent, et affleurant bien sur la D 942. En lame mince : feldspath K xénomorphe pœcilitique en grands cristaux, ou interstitiel, ou encore en taches dans les plagioclases ; plagioclase subautomorphe à cœur zoné et altéré ; quartz interstitiel, biotite abondante, muscovite rare uniquement en bordure de la biotite, apatite, zircon et oxydes.

La composition de la biotite a été reportée dans un diagramme qui prend en compte les teneurs en Al et Mg (calculées dans la formule structurale sur la base de 22 oxygènes) pour les biotites des différents types de séries granitiques (Nachit *et al.*, 1985). Il s'agit ici d'une



- | | |
|--|---|
| △ Granite de Dompierre | * Diorite quartzifère orientée |
| ⊕ Granite de St-Hilaire-la-Treille | ▲ Enclave de diorite quartzifère dans le granite de Dompierre |
| • Granitoïde porphyrique associé aux migmatites | ◆ Idem à actinote Mg |
| • Anatexite granitoïde dans migmatites de Magnac-Laval | ⊗ Granodiorite à biotite |
| + Granite de Guéret type Paulhac | |

Fig. 5 - Composition des biotites dans différents types de granites et leurs enclaves (d'après Nachit et al., 1985)

biotite alumineuse ($Al_2O_3 = 18,74 \%$, tabl. VII) mais peu magnésienne ($MgO = 9,43 \%$), qui tombe dans le domaine des biotites de granites aluminopotassiques de type Margeride (fig. 5).

La composition chimique de la roche (tabl. IIIa) est celle d'une granodiorite peralumineuse (fig. 6) modifiée par l'altération supergène (fig. 7); cette composition s'apparente à celle de la granodiorite de type Paulhac du massif de Guéret (Vauchelle, 1988).

Υ^5_b . **Diorites quartzifères orientées à biotite seule.** Ce type de roche à grain fin est localement associé aux granites d'anatexie précédents. Deux affleurements ont été échantillonnés dans le secteur Magnac-Laval—la Mornière, au sein des anatexites granitoïdes à cordiérite. Près de la Mornière, c'est une microdiorite quartzifère à biotite, à tendance porphyrique, avec amas de biotite et de plagioclase; près de Magnac, le faciès est banal, finement grenu, avec environ 10 % de biotite.

Υ^5 . **Diorites quartzifères orientées à biotite, localement à cordiérite.** Ce faciès est souvent associé aux diatexites bordant le massif de Guéret (secteur de Malval) mais il est également bien individualisé à l'Est et au Nord de la Ramade. C'est généralement une roche orientée et hétérogène riche en biotite, de granulométrie variable, localement à cristaux automorphes de plagioclase atteignant 0,5 cm.

En lame mince : texture granoblastique à grenue hypidiomorphe; quartz plus ou moins déformé, plagioclase (oligoclase), feldspath K (microcline) généralement xénomorphe, en quantité variable; biotite orientée, localement en amas; muscovite parfois abondante, en grandes lamelles pœcilitiques; zircon, apatite et sulfures. La cordiérite peut être localement présente (la Ramade) mais toujours rétromorphosée en chlorite et muscovite.

La composition de la biotite d'un faciès dépourvu de cordiérite est proche de celle de la granodiorite précédente mais elle est légèrement moins alumineuse et plus magnésienne (fig. 5, tabl. VII).

Ce faciès orienté riche en biotite présente des analogies avec le type granodioritique de Villatange (Vauchelle, 1988) qui affleure à l'Est.

Bordure occidentale du massif de Guéret

Υ^{2-3}_M . **Granite porphyrique déformé de Montjourde.** Ce granite jalonnant les accidents de Bussière-Madeleine et d'Arrènes—Ouzilly, se présente sous la forme d'un croissant dont la concavité est tournée vers l'Est.

C'est un granite porphyroïde à mégacristaux de feldspath potassique, affecté par une déformation ductile qui intéresse l'ensemble de son

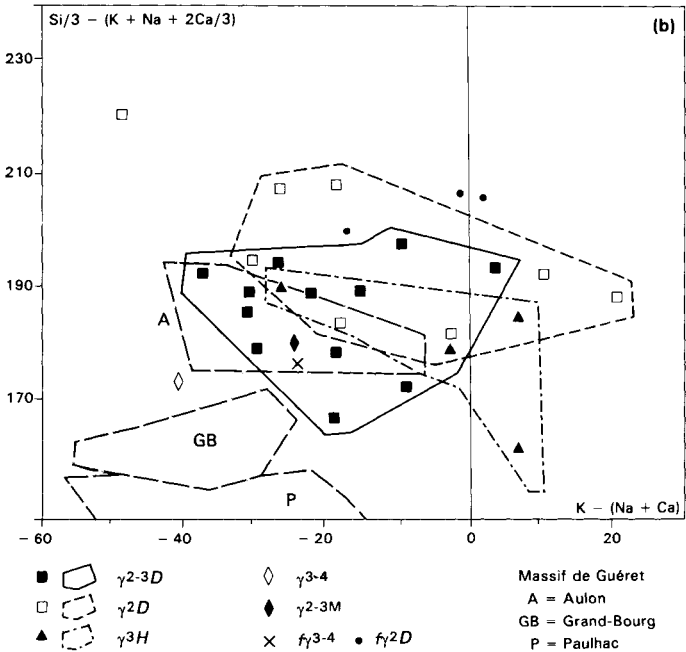
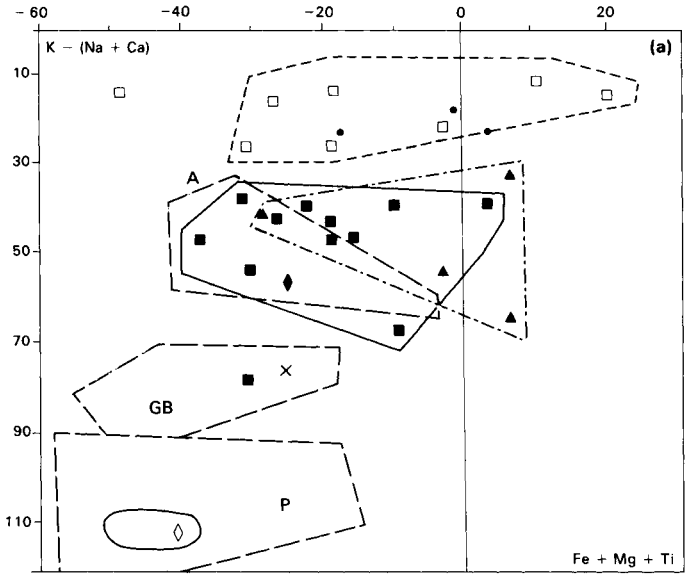


Fig. 6 - Représentation et comparaison de la composition des granites associés aux migmatites, des granites de Marche occidentale et de Guéret

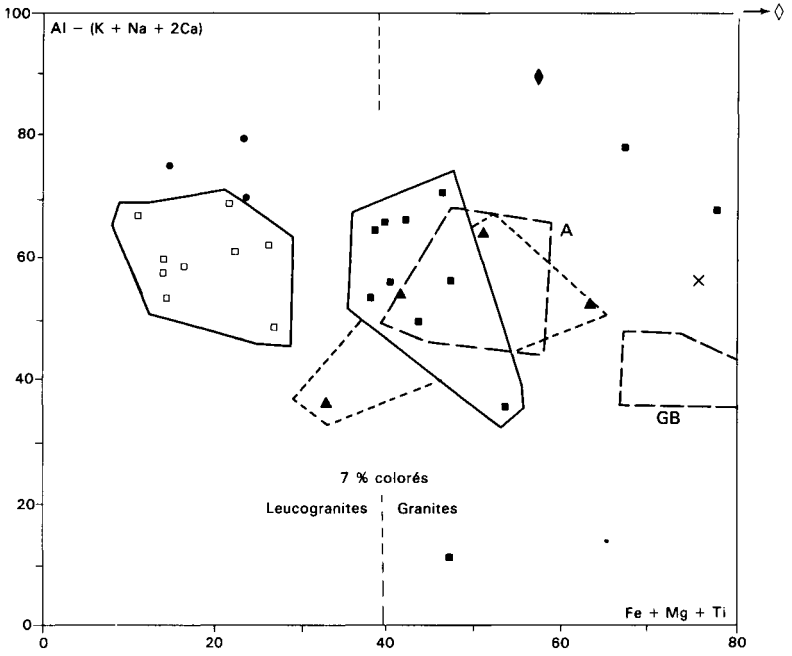


Fig. 7 - Représentation de la composition des granites de la fig. 6, prenant en compte la teneur en alumine
Même légende que fig. 6

gisement. Il affleure bien ; son aspect macroscopique varie légèrement en fonction de la déformation mais aussi semble-t-il en fonction d'une texture originelle plus ou moins porphyrique ; localement, on peut d'ailleurs le confondre avec certains faciès des granites de Brame.

Le faciès-type prélevé près de Chéruvat, au Nord de Fromental, présente des phénocristaux de feldspath potassique atteignant 3 cm. En lame mince, la matrice mylonitique a une texture grenue hypidiomorphe ; sa composition minéralogique est la suivante : orthose maclé Carlsbad, pœcilitique (inclusions de quartz, biotite et plagioclase), plagioclase intensément zoné, quartz en plages étirées plus ou moins recristallisées, biotite brun orangé, muscovite en lamelles flexueuses, apatite et zircon. La biotite est localement décolorée ou chloritisée (secteur du Mont) ; la tourmaline est présente près du moulin du Temple.

Dans la partie sud du gisement, la déformation est orientée NW-SE parallèlement à l'accident d'Arrènes—Ouzilly. Par exemple, sur la D 1 à l'Ouest de Lascoux, un bel affleurement en talus de route montre des plans C subverticaux (pendage N90 vers le Nord) orientés N120°E, avec une linéation plongeant de 50° vers le Nord, indiquant un sens de cisaillement dextre pour cet accident.

Il faut remarquer que ce cisaillement dextre correspond également à la déformation observée dans le granite de Saint-Sylvestre, au Sud de ce même accident.

Dans la partie nord, l'orientation change : les plans C deviennent subméridiens avec pendage variable (35 à 80°) vers l'Est et linéation N120 plongeant de 50° vers l'Est, indiquant un mouvement en faille normale pour la faille de Bussière-Madeleine.

La composition chimique du granite de Montjourde (tabl. III) tombe dans le domaine du type Aulon, faciès évolué du massif de Guéret (fig. 6 et 7). Elle s'apparente également à celle du granite de Dompierre—Arcouant (voir plus loin).

On ne dispose d'aucune datation sur ce granite. Mais, avec L. Vauchelle (1988), il faut noter une certaine analogie entre le granite de Montjourde et le granite de La Souterraine, notamment lorsque ce dernier est déformé par l'accident de la Marche (cependant, il n'y a pas de cordiérite dans le granite de Montjourde). Ces deux granites pourraient être contemporains (environ 345 Ma pour le granite de La Souterraine).

γ^{3-4M} . **Monzogranite porphyrique à biotite, de type Paulhac (tendance granodioritique).** Ce granite, appartenant à la bordure occidentale du massif de Guéret, affleure dans le secteur de Saint-Maurice-la-Souterraine. Dans la terminologie utilisée par les auteurs pour désigner les différents faciès granitiques de ce massif (Vauchelle, 1988), il appartient au type Paulhac, faciès « sombre » à grain moyen et phénocristaux

de taille modeste (environ 1 cm) disséminés dans la roche. La roche saine, de teinte gris-bleu, devient gris jaunâtre à l'altération.

Une étude détaillée des minéraux de ce granite est donnée par L. Vauchelle. Sa texture est grenue hypidiomorphe, porphyrique, légèrement déformée. La biotite est abondante (environ 10 % dans notre secteur), le plus souvent en amas polycristallins, quelquefois en cristaux isolés; elle inclut de nombreux cristaux d'apatite et de zircon. Le plagioclase, abondant (environ 40 %) se présente le plus souvent en groupements polycristallins; les cristaux montrent un zonage oscillatoire complexe. Le feldspath potassique se présente en cristaux sub-automorphes perthitiques et pœcilitiques (inclusions de plagioclase, de biotite et de quartz souvent à disposition concentrique, traduisant un zonage dans le minéral) ou en petits cristaux xénomorphes non perthitiques; les myrmékites sont fréquentes. Le quartz a une tendance à l'automorphie, mais dans ce secteur il est toujours plus ou moins déformé. La muscovite est rare, la cordiérite exceptionnelle. Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, le zircon, et de rares oxydes et sulfures.

La composition chimique (tabl. IV) montre des variations dans les teneurs en SiO_2 et les éléments cafémiques, mais les alcalins sont constants. La composition de la biotite correspond à celle des biotites de granite du type Margeride (fig. 5, tabl. VII).

Dans le granite situé à l'Est de l'accident de Saint-Maurice, la déformation est peu importante, elle affecte surtout le quartz. En revanche, à l'extrême Nord-Est de la feuille (Nord-Est de la N 145), le granite de Guéret est fortement affecté par l'accident parallèle à celui de la Marche : le quartz est en lanières, plus ou moins recristallisé et la biotite est réorientée.

$\gamma_{7.2-3}$ **Granite à deux micas de Tersannes.** Au Nord-Ouest, en limite de feuille (secteur l'Églezeaud—le Pignoux) on trouve quelques affleurements d'un granite orienté de grain fin (< 0,5 cm) et de couleur beige, à taches disséminées de biotite et de muscovite.

Ce granite affleure au Nord (carte Saint-Sulpice-les-Feuilles; Bogdanoff *et al.*, 1988) dans la région de Tersannes et de Saint-Amand-Magnazeix. D'après ses caractères géochimiques, il appartiendrait à la lignée aluminopotassique de type Guéret (TCM, 1991); il est antérieur au granite de Marche occidentale *s.s.* (granite de Malhaic-sur-Benaize).

Complexe granitique de la Marche occidentale

$\gamma_{D.2-3}$ **Granite porphyroïde orienté à deux micas de Dompierre—Arcoulant.** Ce granite, affleurant entre Dompierre et Arcoulant, est en contact au Sud avec les migmatites de Magnac-Laval par un accident NW-SE jalonné de mylonites. Vers l'Est, il passe progressi-

vement à des granites plus riches en muscovite. Au Sud-Est, il est en contact avec les granites de Brame par l'accident de Dompierre.

Les affleurements sont relativement nombreux mais de qualité moyenne : il s'agit souvent de boules (le Soulier) ou d'échines au milieu des prairies (les Grandes-Forges).

Macroscopiquement, c'est une roche porphyrique à structure plaine. Les proportions de biotite et de muscovite sont variables. Les phénocristaux blancs de feldspath atteignent $5 \times 0,25$ cm; ils sont orientés parallèlement aux plans définis par la biotite ou légèrement sécants sur ceux-ci. Localement, on observe quelques bouffées pegmatitiques.

En lame mince : texture grenue hypidiomorphe protomylonitique; plagioclase automorphe zoné; feldspath K plus ou moins perthitique, en phénocristaux pœcilitiques avec macles du microcline irrégulièrement réparties, ou plages xénomorphes associées au quartz et au plagioclase; quartz localement automorphe ou en plages étirées plus ou moins recristallisées; biotite généralement chloritisée, plus abondante que la muscovite; apatite prismatique, zircon.

Dans les faciès les plus déformés comme au Soulier, le quartz est laminé et l'on assiste à une recristallisation de l'assemblage quartzofeldspathique; les biotites sont totalement chloritisées et la muscovite flexueuse. De l'andalousite a été ponctuellement observée, généralement en relique dans la muscovite ou le feldspath K.

La composition de la biotite correspond à celle des granites aluminopotassiques de type Margeride (fig. 5, tabl. VII).

● **Faciès à gros grain** ($\gamma D_{[1]}^{2-3}$). Dans les secteurs de la Vergne, du Petit-Monteil et de Bernèze, affleure un granite à gros grain, différent du faciès-type. Le quartz automorphe atteint 1 cm et la proportion de feldspath augmente. Au Petit-Monteil, le granite peu déformé est affecté par une altération hydrothermale à chlorite et albite; la muscovite deutérique est abondante.

Près de Bernèze le granite porphyrique est associé à un faciès microgrenu porphyrique à phénocristaux ($\approx 0,5$ cm) de quartz, de feldspath K et de plagioclase et mésostase quartzofeldspathique à biotite; des pseudomorphoses (également présentes dans le granite à gros grain) correspondent soit à de l'andalousite, soit à de la cordiérite; il pourrait s'agir d'une bordure figée du faciès grossier.

● **Affinité géochimique avec les leucogranites de Marche occidentale** ($\gamma D_{[2]}^{2-3}$). Au Nord-Est, dans le secteur de la Goutte-Blanchard, les phénocristaux deviennent plus dispersés. La texture est générale-

ment protomylonitique, voire blastomylonitique. Localement, la muscovite devient prédominante sur la biotite.

De la sillimanite a été observée (incluse dans de la muscovite et associée à du spinelle); les feldspaths K sont souvent albitisés; à la Goutte-Blanchard apparaît de la tourmaline.

Sur la carte géochimique de TCM, ce faciès est distingué du type Dompierre *s.s.* notamment par une anomalie en bore et par une teneur en thorium légèrement plus élevée, qui l'apparenterait au leucogranite affleurant au Sud de la Marche (granite à deux micas de Lussac-les-Églises—Mailhac-sur-Benèze).

• **Affinité géochimique avec le granite de type Roiret** ($\gamma_D^{2,3}$). Au Nord-Ouest, toujours d'après la carte de TCM, se dessine une affinité géochimique avec le type Roiret caractérisé par une évolution vers des termes leucocrates à Sn et Li (γ_R^{2M} sur la feuille Saint-Sulpice); la limite étant difficile à établir en raison du manque d'affleurements en bordure de carte. Peut-être peut-on rattacher à ce faciès les termes porphyriques du type Dompierre et leur bordure figée.

γ_D^2 . **Leucogranite à muscovite.** À l'Est du granite précédent, les affleurements sont en majorité constitués par ce leucogranite très souvent altéré et kaolinisé. Le grain est moyen à fin, localement hétérogène avec des faciès à gros grain ou porphyriques, des passées pegmatitiques ou aplitiques. La déformation est soulignée par l'orientation de la muscovite et des lanières de quartz.

En lame mince : texture proto- à blastomylonitique avec recristallisation importante; feldspath K soit en grands cristaux xénomorphes perthitiques, soit en petites plages non perthitiques; plagioclase (albite-oligoclase) en cristaux ou en lattes déformées; quartz en plages polycristallines ou en lanières; muscovite orientée, souvent flexueuse; biotite très rare (toujours décolorée), apatite abondante, tourmaline fréquente.

À la déformation ductile peut se surimposer une cataclase froide. Dans un faciès très porphyrique et cataclaté, cristallise de la fluorine.

γ_D^2 . **Leucogranite sécant à grain fin.** Il affleure au Nord du Grand-Monteil. C'est un faciès clair à biotite et muscovite qui présente de grandes analogies avec les granites fins de Châteauponsac (voir plus loin).

η_D . **Diorite quartzifère et granodiorite à biotite, \pm amphibole.** Ces roches affleurent autour du hameau de Cros (entre Dompierre et les Grandes-Forges) dans un secteur où les faciès affleurants ou non sont assez diversifiés : blocs de pegmatite et d'aplite, granodiorite riche en biotite lardée de pegmatite, et même quelques blocs de migmatite (en volantes).

La diorite quartzifère, de grain moyen, renferme environ 10 % de biotite orientée associée à de l'actinote, du plagioclase automorphe zoné (oligoclase-andésine), du quartz interstitiel, de nombreuses myrmékites avec un peu de feldspath K, du sphène très abondant, de l'apatite, du zircon et des oxydes ferrotitanés.

Dans la granodiorite, qui est beaucoup plus orientée, il n'y a pas d'amphibole, le feldspath K est plus abondant et la roche est affectée par une recristallisation partielle d'origine protomylonitique.

La composition de la biotite (tabl. VII) tombe dans le domaine calco-alcalin (fig. 5); la biotite du faciès à actinote est particulièrement magnésienne ($MgO = 16,80 \%$).

Υ^3_H . **Granite porphyrique de Saint-Hilaire-la-Treille.** Ce faciès porphyrique et riche en biotite affleure dans les secteurs de Saint-Hilaire-la-Treille—Gravessaud et au Nord de la Chapelle. Il se présente sous forme de boules, particulièrement abondantes à la sortie nord de Saint-Hilaire et le long de la D 61 à l'Ouest du hameau du Bost. Macroscopiquement, c'est un granite localement orienté à phénocristaux blancs pluricentimétriques (atteignant 7 cm) de feldspath K dispersés dans un fond de grain moyen (0,5 à 1 cm) à plagioclase, feldspath K, quartz interstitiel et amas de biotite noire (environ 10 %), très fraîche. Son orientation est de $N110^\circ E$ avec pendage N de 80° .

En lame mince, le feldspath K à contours xénomorphes est du microcline peu perthitique incluant des plagioclases, des biotites et du quartz; le plagioclase subautomorphe prédomine sur le feldspath K, c'est de l'oligoclase-andésine (An 29-36) dont le cœur est légèrement damouritisé; le quartz constitue de grandes plages polycristallines à larges sous-grains; la biotite est brun orangé, la muscovite très rare peut être associée à la biotite; zircon, apatite et sphène sont les minéraux accessoires.

La biotite est alumineuse ($Al_2O_3 = 19,3 \%$) et peu magnésienne (9,45 %) (tabl. VII); elle tombe dans le domaine alumino-potassique (fig. 5).

Géochimie des granites de la Marche

Les termes désignés comme **granite de Dompierre—Arcoulant** (Υ^{2-3}_D) présentent des compositions ($69 \% < SiO_2 < 72 \%$; $1,76 \% < Fe_2O_3 < 2,96 \%$; $0,50 < Fe/Fe+Mg < 0,65$) allant d'adamellites (I94, tabl. III) plus ferromagnésiennes (15 % de minéraux colorés) que les adamellites de référence selon F. Debon et P. Le Fort (1983), à des granites (7-10 % de minéraux colorés) (fig. 6). Ces compositions s'apparentent (fig. 6 et 7) à celles des granites de type Aulon et, pour les termes les plus ferromagnésiens, à celles des granites de Grand-Bourg et de Paulhac du massif de Guéret (Vauchelle, 1988). À index $Fe+Mg+Ti$ équivalent, elles sont moins potassiques et plus calcosodiques que celles des granites Υ^2_s de Brame (voir plus loin). Le caractère

peralumineux est relativement élevé par suite de la présence de muscovites primaire et secondaire.

Le **leucogranite à muscovite** (γD^2) diffère du granite précédent par une composition plus siliceuse ($SiO_2 > 72\%$), moins ferromagnésienne (avec $Fe/Fe+Mg > 0,75$) et moins calcique (plagioclase plus sodique) (fig. 6, tabl. III). Des variétés silico-sodiques sont observées (I102, tabl. III). Le degré de peraluminosité est cependant équivalent à celui du granite, le fractionnement de biotite étant compensé par le développement de la muscovite. Ce leucogranite est enrichi en Be, Nb et Rb par rapport au granite; Ba, Sr, Zn de même que Th, Zr et Li ont un comportement compatible et sont fractionnés (tabl. III) avec la biotite. Les teneurs en Th ($Th < 15ppm$) et U ($U < 11ppm$, sans doute par suite de l'altération supergène remobilisant cet élément) du granite et du leucogranite sont moins élevées que dans les granites de Brame. L'absence de corrélations géochimiques linéaires entre les compositions du granite et du leucogranite indique que ce dernier ne dérive pas directement du granite par un processus de fractionnement de biotite et de plagioclase, mais qu'il correspond plus vraisemblablement à un magma d'origine distincte.

Le **granite de Saint-Hilaire-la-Treille** (γH^3) a des compositions en éléments majeurs (tabl. III, fig. 6 et 7) comparables à celles du granite de Dompierre; il se distingue cependant de celui-ci par un rapport $K/K+Na$ plus élevé (0,48-0,59 contre $K/K+Na < 0,50$). La composition de la biotite, caractéristique de celle des granites aluminopotassiques, est plus alumineuse ($Al_2O_3 = 19,3\%$) et moins magnésienne (tabl. VII, fig. 5) que celle du granite de Dompierre, indiquant un caractère un peu plus évolué du granite de Saint-Hilaire. Cette caractéristique est à rapprocher de la nature du spectre des éléments traces, qui est intermédiaire entre celui du granite et du leucogranite de Dompierre (fig. 8).

Structure du complexe de la Marche

La structure planaire observée dans les granites de la Marche est comparable à celle des granites de Brame, mais ici la déformation à l'état solide est beaucoup plus importante.

Dans le secteur d'affleurement du granite de Dompierre-Arcoulant (γD^{2-3}), la direction de la foliation va de $N70$ à $N120^\circ E$ avec pendage de 60 à 80° vers le Nord ou vers le Sud. La linéation subhorizontale plonge de 20° vers l'Ouest. Il n'y a aucune mesure possible dans le secteur du leucogranite à muscovite; on ne sait donc pas comment se raccordent les structures avec celles des granites de Brame, d'autant plus que l'accident de Dompierre semble marquer en partie le contact. Vers le Nord, sur la carte Saint-Sulpice-les-Feuilles (Bogdanoff *et al.*, 1988), le granite est en contact avec un faciès de Guéret (granite de Tersannes) dont l'orientation est comparable à celle du granite d'Arcoulant. Cette orientation proche de $N110^\circ E$ correspond à

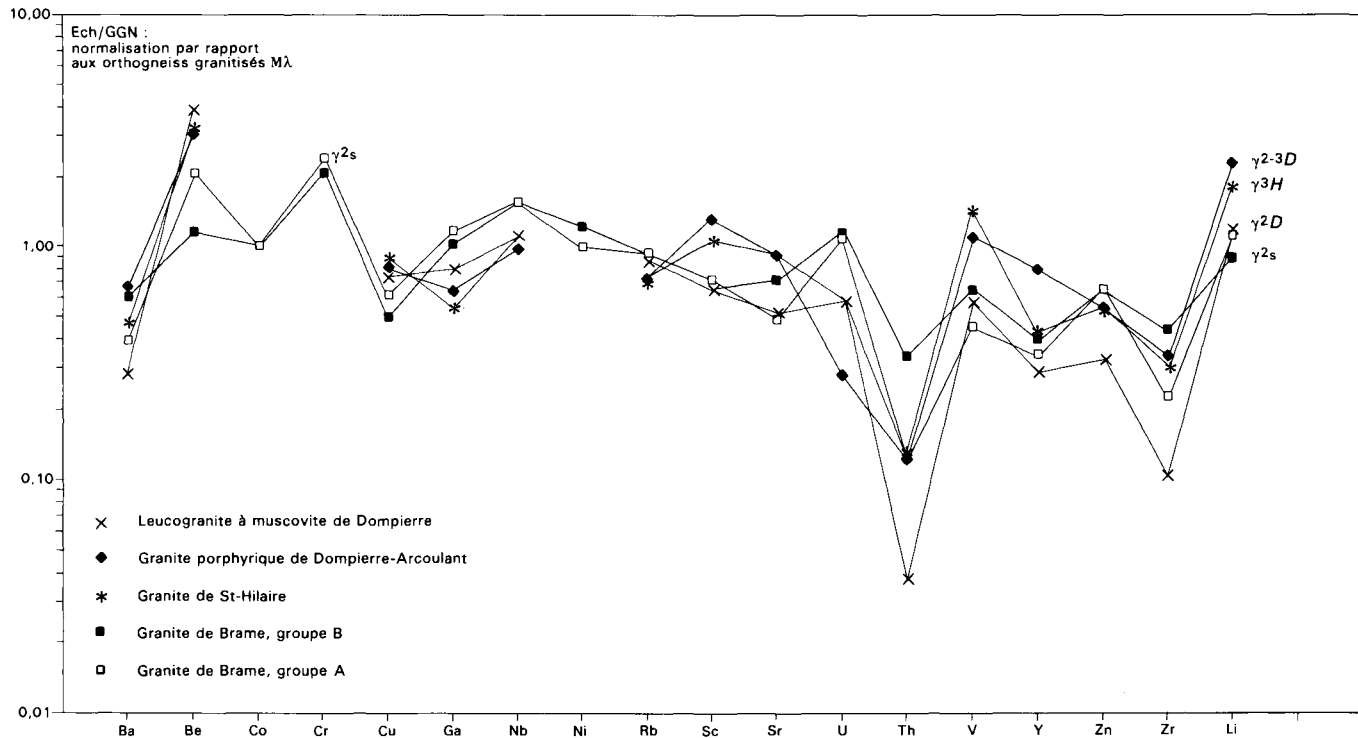


Fig. 8 - Spidergramme pour les granites de Dompierre, St-Hilaire et Brame

celle de l'accident de Marche occidentale situé au Nord, qui serait donc une direction de contrainte régionale. Cette orientation se retrouve également dans le granite de Saint-Hilaire-la-Treille.

D'après les observations de terrain, le leucogranite à muscovite semble intrusif dans les granites de Brame : les filons de leucogranite γ_D^2 intrusifs dans le granite $\gamma_D^{2,3}$ présentent une sorte de bordure figée au contact du faciès Brame. Les leucogranites à deux micas présentent des compositions similaires à celles des leucogranites de Châteauponsac (tabl. IIIa et b, fig. 6).

Le faciès porphyrique et le faciès microgrenu qui lui est associé (probablement une bordure figée) pourraient correspondre à une intrusion tardive par rapport au granite $\gamma_D^{2,3}$, et être rattaché au type Roiret défini au Nord.

Massif de Brame—Saint-Sylvestre (complexe leucogranitique du Limousin)

Ce complexe a fait l'objet de descriptions précises et détaillées dans les ouvrages de M. Chenevoy (1958), J.P. Gautsch (1958), J. Sarcia et J.R. Sarcia (1962), J. Barbier (1970), G. Ranchin (1971), J. Chantraine et J. Autran (1974), J. Leroy (1978), C. Marignac et J. Leroy (1979), B. Mollier (1984), M. Friedrich (1984), A. Marchiol (1989) et C. Girard (1990). Ces différents travaux abordent aussi bien les descriptions pétrographiques et minéralogiques que les problèmes structuraux et géochronologiques.

Seuls les granites de Brame et de Saint-Sylvestre sont représentés sur la feuille Magnac-Laval.

Granites de Brame

γ_s^2 . **Granites planaires à biotite, sillimanite et muscovite secondaire.** Les granites de l'unité de Brame affleurent depuis la faille de Nantiat jusqu'aux accidents de Bussière-Madeleine et Arrènes—Ouzilly. Au Sud-Est de la carte, ils sont en contact avec le granite de Saint-Sylvestre. Ils sont lardés de granites à grain fin, les leucogranites de Châteauponsac (*cf.* ci-après).

Ce sont des roches peu résistantes à l'altération, qui donnent au paysage une morphologie assez plane; cela correspond aux zones de prairies et de cultures où les affleurements sont rares, excepté à la faveur des vallées de la Gartempe et de la Brame où le pétrotype a été défini. Les récents travaux sur la RN 20 ont également dégagé des affleurements.

Le faciès-type est un granite à tendance porphyroïde, à biotite mais d'aspect leucocrate; la granulométrie est variable, passant d'un grain moyen (1 à 3 mm avec mégacristsaux de feldspath potassique de

2 à 5 mm) à un grain grossier (feldspath K jusqu'à 1×4 cm, biotite atteignant 1 cm). Il est surtout caractérisé par une forte structuration plano-linéaire d'origine magmatique, lui donnant l'aspect d'un « orthogneiss ». Les plans de foliation sont généralement peu pentés et leur direction en bordure est proche de N120°E au centre du massif; à l'Est, elle se calque sur celle des accidents de Nantiat et de Bussière-Madeleine.

En lame mince, la composition de ce faciès-type est la suivante :

- quartz limpide, à extinction onduleuse. Grands cristaux xénomorphes parfois à tendance automorphe, parfois quelques sous-grains. Petits cristaux globuleux subautomorphes souvent inclus dans les feldspaths;
- feldspath K toujours très perthitique, parfois à taches d'albite. Grands cristaux à joints lobés, maclés Carlsbad, pouvant parfois inclure de la sillimanite; et petits cristaux pœcilitiques non maclés, parfois inclus dans les grands cristaux de quartz;
- myrmékites fréquentes;
- plagioclase, (An10-16) en grands cristaux xénomorphes parfois brisés, très altérés et fracturés, et petits cristaux plus frais. Souvent bordés d'albite interstitielle;
- biotite en agrégats orientés selon la foliation ou en cristaux isolés. Brun foncé lorsqu'elle est fraîche, fortement pléochroïque. Abondantes taches pléochroïques (zircon et/ou monazite);
- muscovite peu abondante, en petits agrégats souvent dans les fractures, ou en contact avec le quartz, le feldspath K ou la biotite;
- sillimanite, minéral caractéristique des granites de Brame. On la trouve orientée dans les plans de foliation en flammèches de cristaux prismatiques ou de fibrolite, mais également en inclusions dans le quartz, le feldspath K ou la muscovite;
- minéraux accessoires : apatite trapue, en grands cristaux pseudo-hexagonaux souvent craquelés et brisés; rutile en exsudats dans les biotites chloritisées, zircon et/ou monazite inclus dans la biotite, rares oxydes.

Les variations autour du faciès-type se traduisent :

- sur le plan granulométrique, par un faciès très grossier avec de nombreux feldspath K de plusieurs centimètres, qui affleure notamment près de la Courcelle (Est de Rancon), au Pont-Rouge (Est de Châteauponsac sur la D 711) et au bord de la Gartempe (Berbériade, Ouest de Châteauponsac);
- sur le plan minéralogique, par les variantes suivantes :
 - sillimanite présente uniquement sous forme d'inclusions dans la muscovite, le feldspath K ou le quartz. Ce faciès est réparti de façon tout à fait aléatoire dans le massif,
 - cordiérite observée au moulin d'Hervaud (Nord de Châteauponsac) et à Berbériade (bord de la Gartempe),
 - grenat (almandin) associé à du quartz et à de la biotite,
 - sillimanite absente et muscovite plus abondante que la biotite près du contact avec le granite de Saint-Sylvestre, si bien que les

deux granites (Brame et Saint-Sylvestre) sont très difficiles à distinguer. En même temps que disparaît la sillimanite et que cristallise la muscovite, on assiste à une albitisation des feldspaths potassiques.

Enfin, un granite à biotite et grain moyen se rencontre uniquement dans la mine à ciel ouvert de Montulat, actuellement noyée. On en trouve quelques blocs dans l'ancienne piste d'accès et A. Marchiol (1989) a pu observer ce faciès sur un sondage carotté du CEA. Il est situé sous le granite de Brame, à une vingtaine de mètres de la surface et affecté par la même structuration magmatique; le contact est concordant avec des alternances décimétriques de chaque faciès, donnant progressivement un grain moyen. De par ce grain, il apparaît moins folié que le faciès Brame s.s.; il renferme des nodules centimétriques à quartz-grenat-biotite, parfois entourés d'une auréole quartzofeldspathique.

Granites de Saint-Sylvestre

γ^2 . **Granite à deux micas.** Le pétrotype affleure à la sortie est de Morterolles-sur-Semme, au bord du ruisseau de l'Arche et le long du nouveau tracé de la RN 20.

C'est un granite leucocrate à grain grossier généralement homogène, dont l'orientation est plus fruste que celle des granites de Brame. Les phénocristaux de feldspath K atteignent 2×1 cm; la muscovite losangique, en paillettes d'environ 0,5 cm, est abondante tandis que la biotite est en proportion variable: dans la partie du massif qui nous intéresse, elle semble plutôt disséminée mais, sur l'ensemble du massif, elle peut être localement très abondante, avec existence de biotites parfois puissantes. L'une d'entre elles est même utilisée comme standard géochimique international.

En lame mince, le feldspath K subautomorphe est maclé Carlsbad et microcline, avec des perthites en film et des inclusions de muscovite; le plagioclase est de l'albite; le quartz forme de grandes plages polycristallines à extinction onduleuse, localement recristallisées; la muscovite primaire, losangique, abondante, est souvent ployée et s'accompagne de muscovite secondaire; la biotite, rare, est généralement chloritisée; accessoirement on rencontre zircon, apatite, quelques oxydes, uraninite et monazite.

M. Friedrich (1984 : p. 96-100) donne les descriptions comparatives de deux pétrotypes de granite de Saint-Sylvestre (qu'il compare au pétrotype de Brame) définis au Sud de la feuille dans les parties centre et est du massif. J. Barbier (1970) décrit l'évolution des caractères pétrographiques depuis l'unité de Brame à l'Ouest jusqu'à l'unité de Saint-Goussaud à l'Est.

γ^b . **Faciès à grandes biotites.** Ce faciès, décrit par les anciens auteurs (J. Sarcia, J. Barbier, etc.) comme « faciès d'endomorphisme » dans

la carrière des Brugeauds, affleure également dans le secteur de la Croix-du-Breuil et le long de la voie ferrée désaffectée au Sud de la D 711.

Les petits massifs montrent un allongement N20°E. C'est une roche orientée de grain moyen à fin, localement porphyrique, de teinte claire beige rosé et à deux micas; la biotite est caractéristique, en taches d'environ 1 cm² irrégulièrement répartie, la muscovite est lonsangique. Le contact avec le granite de Saint-Sylvestre s.s. n'a été observé que le long de la voie ferrée : le granite à grandes biotites est surmonté par le granite à biotite et muscovite, et au contact se développent de grands cristaux de feldspath K.

En lame mince : biotite rouge sombre à l'origine mais fortement chloritisée et incluant de nombreux zircons; muscovite primaire indépendante ou autour de la biotite; développement de petites muscovites secondaires entre et dans les feldspaths; feldspath K perthitique, subautomorphe, maclé Carlsbad et pœcilitique, dont les bordures sont corrodées par du quartz ou du plagioclase; plagioclase automorphe altéré (environ An 10); quartz en grandes plages fortement recristallisées, apatite, oxydes.

γ_m^1 . **Leucogranite à muscovite seule** (pétrotype Saint-Sylvestre—les Échelles). Ce type de granite à grain moyen (environ 0,5 cm) très leucocrate, à phénocristaux centimétriques, affleure au Sud-Est de la carte.

En lame mince, l'albite prédomine largement sur le feldspath K qui peut subsister en reliques ou former de rares cristaux indépendants; le quartz est en grandes plages polycristallines; la muscovite se présente en grandes lamelles à bordure pœcilitique, ou secondaire incluse dans les feldspaths; la biotite, rare et souvent décolorée, est associée à la muscovite; l'apatite est abondante.

Cette évolution depuis le granite type γ^2 jusqu'au granite totalement albitisé est progressive (Barbier, 1970) : on passe des granites légèrement albitisé à microcline au granite totalement albitisé. Un tel faciès presque totalement albitisé affleure au Sud de la Gartempe et du pont Gibus.

Ce type de granite albitisé a également été observé ponctuellement dans l'unité de Brame : à la Bussière-Rapy et en bordure des micaschistes de Villefavard au Nord de Puy-la-Pierre.

Leucogranites à deux micas de Châteauponsac

Ces roches résistantes à l'altération forment dans le paysage des petites collines généralement couvertes de forêts, contrastant avec les zones plus plates et cultivées des granites de Brame. Cependant, immédiatement à l'Est de la faille de Nantiat et au Sud de Châteauponsac, les affleurements sont plus rares; leur cartographie a bénéficié

de l'appui de la géophysique aéroportée dans les limites du permis Cogéma. Ces granites de Châteauponsac constituent des massifs allongés selon un axe d'environ N30°E, ou des dykes de puissance variable (pluricentimétrique à plurimétrique) dont l'orientation est soit proche de N30°E (dominante), soit proche de N160°E, ou enfin des sills; on a donc tendance à surestimer leur importance lorsque l'on doit cartographier à partir des labours.

$f\gamma^2$, $m\gamma^2$. **Leucogranites à grain fin ou à grain moyen.** Ce sont des leucogranites à structure équante mais localement orientée, hétérogènes au point de vue granulométrie et pourcentages relatifs de biotite et muscovite. On peut en effet passer d'un type à grain fin (< 2 mm : $f\gamma^2$) à biotite et muscovite, à un type à grain moyen (environ 3 mm avec cristaux de feldspath K allant de 2×5 mm à 6×30 mm). Ce faciès à grain moyen (noté $m\gamma^2$) affleure au Nord de Châteauponsac dans le secteur des Tourettes et autour de la Méneireix au centre-Sud de la feuille.

Par ailleurs, les variations de la teneur en biotite, des phénomènes de rubanement et de greisenisation accentuent cette hétérogénéité.

En lame mince, on observe dans le faciès-type : quartz xénomorphe (à tendance automorphe) à extinction onduleuse, avec localement quelques sous-grains, pouvant inclure des aiguilles de sillimanite; orthose très perthitique en cristaux de taille moyenne ou en phénocristaux maclés Carlsbad, et en cristaux plus petits et pœcilitiques (nombreuses inclusions de quartz, plagioclase, biotite et sillimanite aciculaire); plagioclase (An0 à An15) à tendance automorphe; albite interstitielle; biotite plus ou moins chloritisée (avec exsudation de rutile) également en petits cristaux automorphes allongés, souvent associés à muscovite et feldspath K; muscovite généralement abondante, primaire ou deutérique; sillimanite en quantité variable, le plus souvent incluse dans le quartz, plus rarement dans le plagioclase et l'orthose; cordiérite (secteur le Méneireix) et andalousite localement présentes; peu d'accessoires (apatite, zircon et monazite, rares opaques).

¹**YP. Faciès à bouffées pegmatitiques.** C'est un faciès associé à de nombreux filons de pegmatite, qui affleure dans le secteur du bois de Lavaud, à l'Est de Balledent.

On peut lui rattacher les faciès pegmatitiques à placages de cristaux centimétriques de feldspath K, affleurant au bord de la Semme, à droite de la route descendant au moulin de Villefavard.

$f\gamma$. **Leucogranite à grain fin recoupant les granites de Saint-Sylvestre.** Ils diffèrent peu des granites de Châteauponsac.

Minéralogie des granites du massif de Brame—Saint-Sylvestre

● **Évolution des microtextures de l'orthose.** J. Barbier et G. Ranchin (1969) ont observé une zonation W-E du complexe, caractérisée par

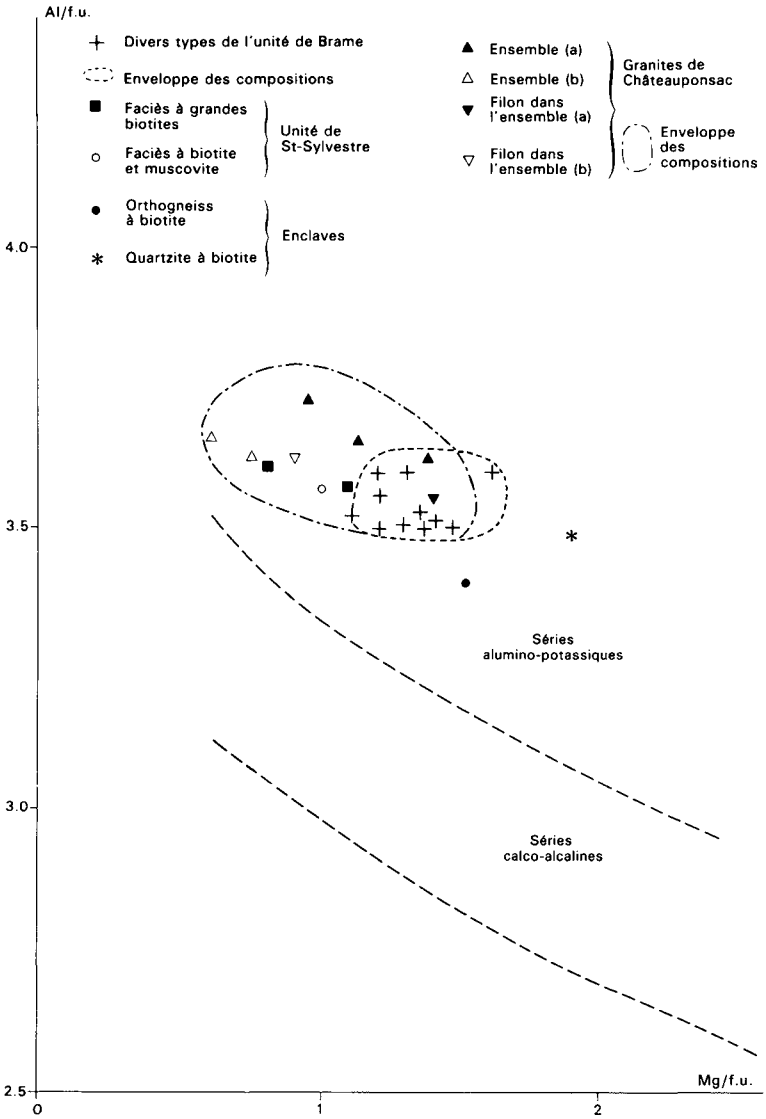


Fig. 9 - Composition des biotites dans les granites de Brame, St-Sylvestre et Châteauponsac et dans leurs enclaves (diagramme Nachit *et al.*, 1985)

le développement de l'albite et l'apparition du microcline quadrillé, puis par une albitisation totale.

S. Wilhelm (1977) a étudié les caractéristiques physiques, chimiques et génétiques des microtextures de l'orthose, sur des lames orientées. Il apparaît nettement une évolution continue de ces microtextures, tant du point de vue de la croissance que du point de vue de la déformation thermique, depuis l'unité de Brame à l'Ouest jusqu'aux unités de Saint-Sylvestre et Saint-Goussaud à l'Est.

● **Étude minéralogique et cristalochimique des biotites et des muscovites.** Cette étude très détaillée (Friedrich, 1984) a montré l'évolution suivante, d'Ouest en Est : les biotites sont de plus en plus alumineuses et s'appauvrissent en magnésium et en titane ; elles peuvent être remplacées par de la muscovite sur leur bordure et leurs compositions sont fortement rééquilibrées ; la muscovite losangique des granites de Saint-Sylvestre présente une évolution parallèle à celle de la biotite, avec coefficients de distribution constants pour le fer, le magnésium et le titane.

Quelques analyses de biotite ont été réalisées dans le cadre de la cartographie sur différents types des unités de Brame et Saint-Sylvestre : d'après leurs teneurs en Al, Mg et Fe, les biotites se situent dans le domaine des biotites des granites alumino-potassiques ; les biotites de l'unité de Saint-Sylvestre sont moins magnésiennes que celles de l'unité de Brame, mais les teneurs en Al sont proches et nettement moins élevées que dans le faciès Saint-Léger situé au Sud-Est. Toutes ces biotites renferment une quantité de fluor atteignant localement 2 % (tabl. VIII, fig. 9).

L'enveloppe étendue de la composition des biotites des leucogranites de Châteauponsac suggère l'idée d'une hétérogénéité pour ces granites. Par ailleurs, cette enveloppe peut se décomposer en deux domaines qui correspondent à deux ensembles de massifs sur le terrain (A. Marchiol) : un ensemble (a) plus magnésien, correspondant au massif situé au Nord-Ouest de Montulat et à celui de Saint-Sornin-Leulac, dont l'enveloppe se superpose à celle des granites de Brame ; et un ensemble (b), plus ferro-alumineux, constitué par le Peu de la Fortune, les granites du Soulier, du moulin de Lascoux et de Mazat. De plus, quelques filons de granite à deux micas se rattachent, sur les diagrammes et à l'affleurement, soit à l'ensemble (a) (filons orientés N35°E), soit à l'ensemble (b) (filons N160°E) (tabl. IX, fig. 10).

Géochimie

● **Granites de Brame** (γ_s^2). Les granites de Brame sont caractérisés par de fortes variations de leur composition chimique : 70 % < SiO₂ < 74 % ; 1,4 % < Fe₂O₃t < 2,2 % ; 4,6 % < K₂O < 6,3 % (tabl. V) ; les teneurs en Na₂O (2,7-3,2 %) sont les plus faibles observées parmi les granitoïdes peralumineux de la chaîne varisque française. Selon la classification chimico-minéralogique de F. Debon et P. Le Fort (1983), leur composition est celle de leucogranites typiques passant à des monzoleucogranites et monzogranites fortement potassiques et pera-

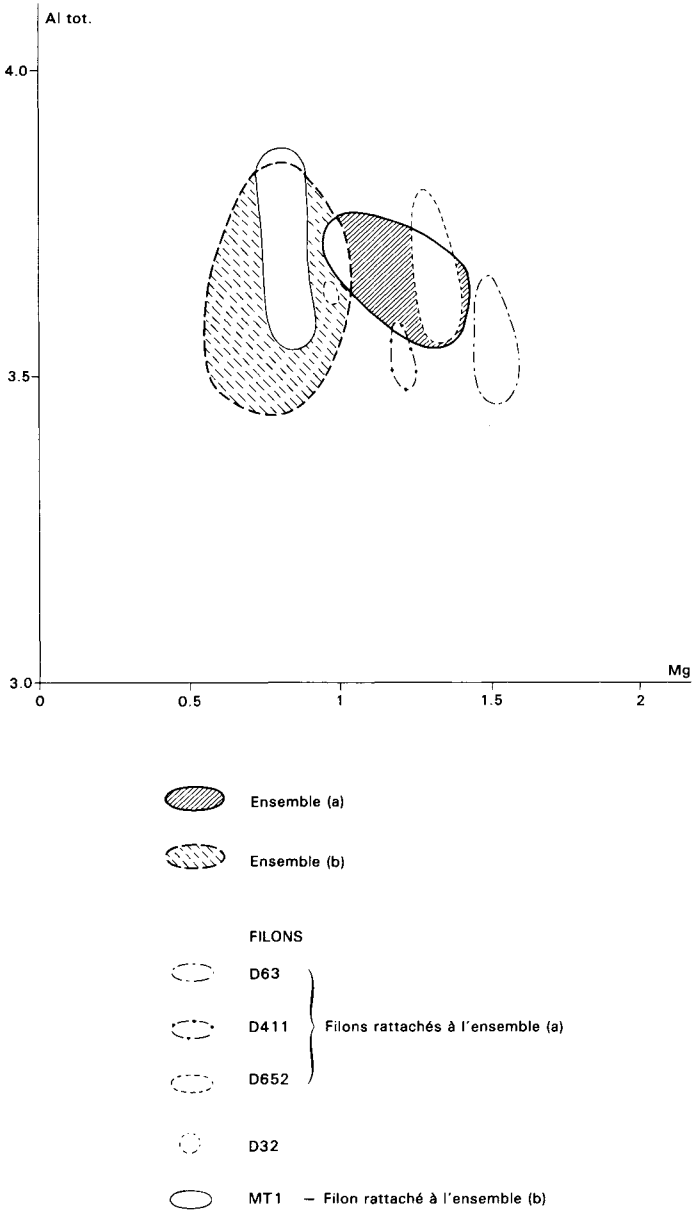
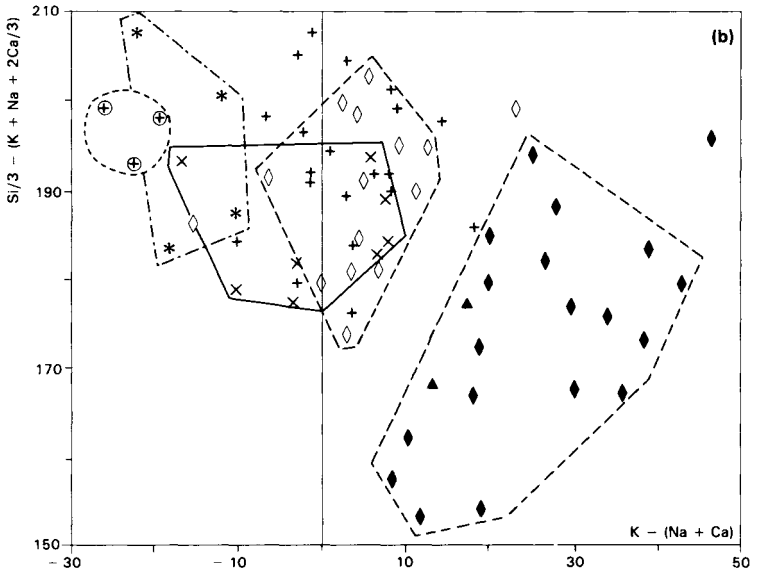
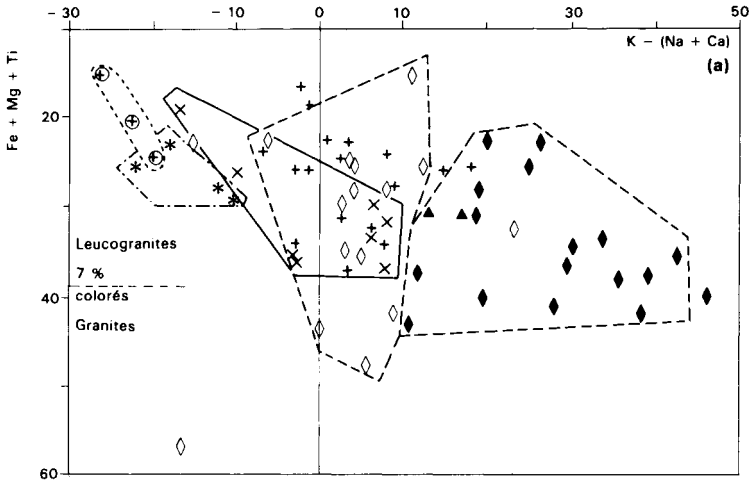


Fig. 10 - Composition des biotites dans les granites de Châteauponsac (ensembles (a) et (b)) et les filons associés
(in Marchiol, 1989)



- | | | | | |
|-----------------------------|----------------------------|---|---------------|----------------------------------|
| ◆ γ^2_s groupe B | } Granites de Brame | + | $\gamma^2(a)$ | } Granites fins de Châteauponsac |
| ▲ groupe B, faciès Montulat | | ⊕ | $\gamma^2(b)$ | |
| ◇ γ^2_s groupe A | } Granites de St-Sylvestre | ○ | | |
| × γ^2 | | ◇ | | |
| * γ^1_m | | ◊ | | |

Fig. 11 - Représentation et comparaison de la composition des granites de Brame, de St-Sylvestre et de Châteauponsac

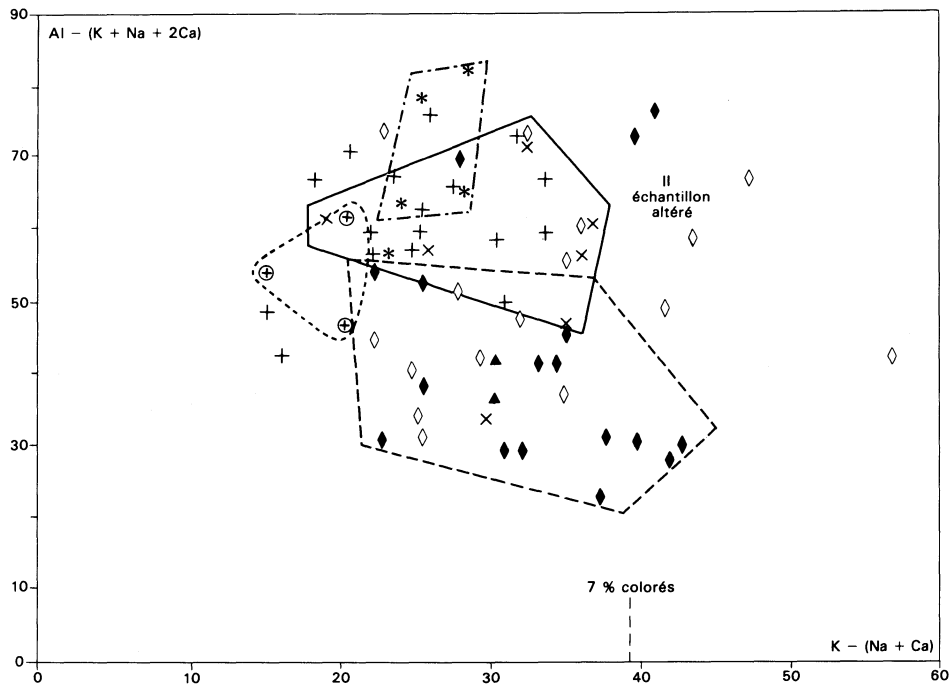


Fig. 12 - Représentation des granites de la fig. 11, prenant en compte la teneur en alumine
Même légende que fig. 11

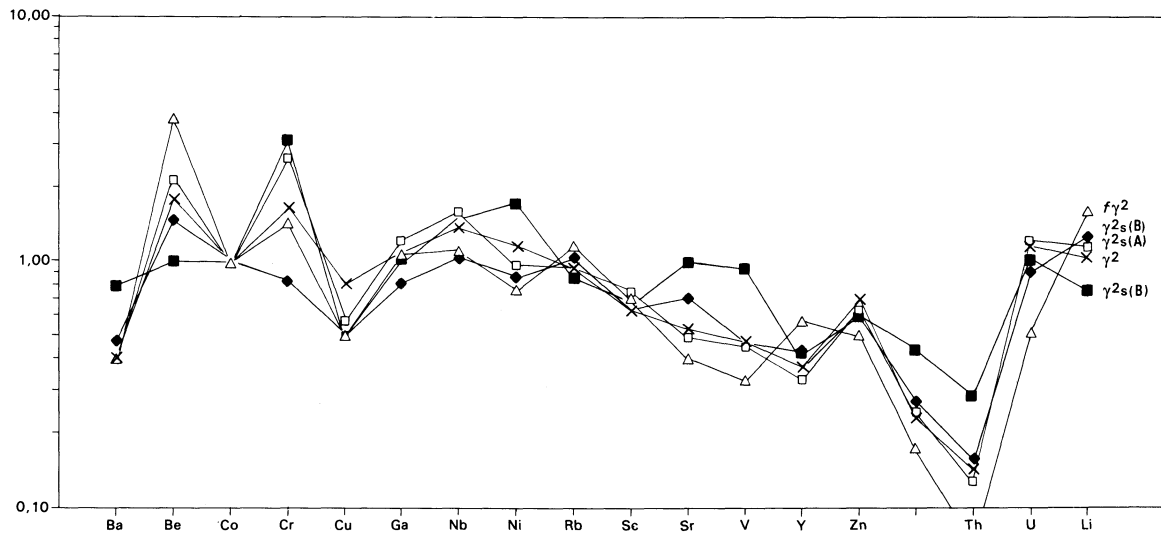
lumineux (fig. 11 et 12). Deux groupes de compositions peuvent être individualisés d'après les variations chimico-minéralogiques définies par les diagrammes de la figure 11. Chacun de ces groupes présente une dispersion assez importante des compositions, pouvant amener des convergences partielles.

Groupe A. Il comprend des leucogranites caractérisés par $\text{SiO}_2 > 72,5 \%$ et des proportions de minéraux colorés comprises entre 4 et 9 %; leur peraluminosité est élevée ($[\text{Al}-(\text{K}+\text{Na}+2\text{Ca})] > 40$; fig. 12) en relation avec la présence de muscovite (dans certains cas, par suite de l'altération postmagmatique), d'une biotite alumineuse ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 19 \%$) et quelquefois de sillimanite. K_2O est rarement inférieur à 5 % pour des teneurs en Na_2O généralement comprises entre 2,8 % à 3,2 % (tabl. Va). Les proportions minéralogiques normatives des leucogranites du groupe A données dans le tableau Vb, montrent des variations notables des proportions de quartz pour des variations peu importantes de $\text{K}/\text{Na}+\text{Ca}$ (0,90-1,12).

Groupe B. Il comprend des granites et leucogranites dans lesquels $\text{SiO}_2 < 72,5 \%$ pour des proportions en éléments ferromagnésiens équivalentes à celles des granites et leucogranites du groupe A (fig. 11 et 12; tabl. V). K_2O est plus élevé ($5,5 \% < \text{K}_2\text{O} < 6,5 \%$) par suite d'une proportion plus importante d'orthose et conduit, pour des teneurs équivalentes en CaO et Na_2O (proportions et composition du plagioclase comparables), à des rapports $\text{K}/\text{Na}+\text{Ca}$ plus élevés et discriminants (1,07-1,40) (tabl. Va). L'excès d'alumine est généralement moins marqué ($\text{Al} < 40$), la muscovite normative étant moins fréquente (tabl. Vb). Ce groupe de granites s'individualise par d'importantes variations des rapports quartz/feldspaths et orthose/plagioclase (fig. 11; tabl. Vb).

Ces deux groupes ne s'individualisent pas sur le plan pétrographique; cependant la sillimanite semble globalement plus abondante dans les échantillons du premier groupe, alors que le feldspath K et la muscovite seraient en proportion plus importante dans le second groupe (ceci pour ce qui concerne l'échantillonnage réalisé lors du levé géologique).

Les granites et leucogranites de ces deux groupes ont des signatures géochimiques en éléments traces Rb, V, Sc, Nb, Ga, Cr et Be (tabl. Va) comparables. Par contre, les granites du groupe B sont moins fractionnés (après normalisation à la composition des orthogneiss granitisés $M\lambda$) en éléments traces compatibles Ba, Sr, Zn, Zr et Th (les teneurs en Th peuvent atteindre 55 ppm dans les termes les plus biotitiques) (fig. 13). Th, Zn, Zr et Li présentent un comportement compatible et fractionnent avec la biotite (fig. 13). Par contre, Li devient fortement incompatible dans les leucogranites du groupe A, de même que dans les granites à grain moyen de Montulat (fig. 14). Ces derniers présentent, à composition en éléments majeurs comparable à celle des termes les moins potassiques du groupe B, un spectre d'éléments traces compatibles (Ba, Cr, Ni, Sr, Zr, Th) plus fractionné que ceux-ci; ils se définissent ainsi comme une entité magmatique distincte. Les teneurs en U sont du même ordre de grandeur dans les deux groupes, mais les granites du groupe B sont plus fortement



■ Granite de Brame , groupe B

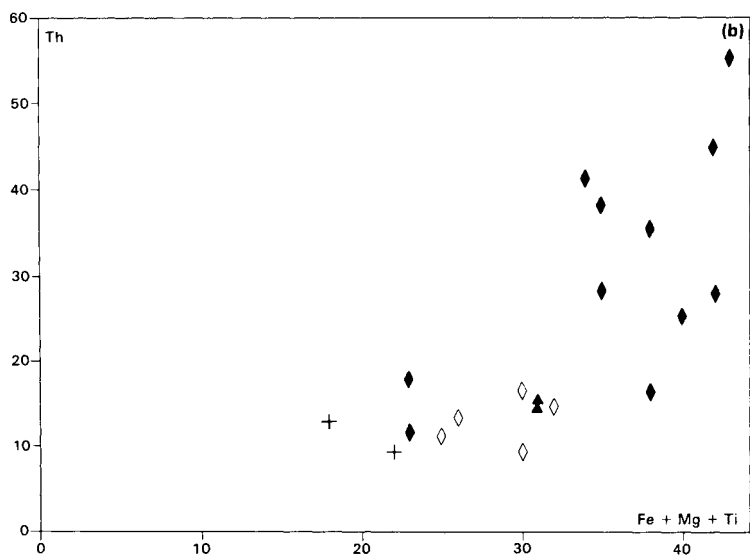
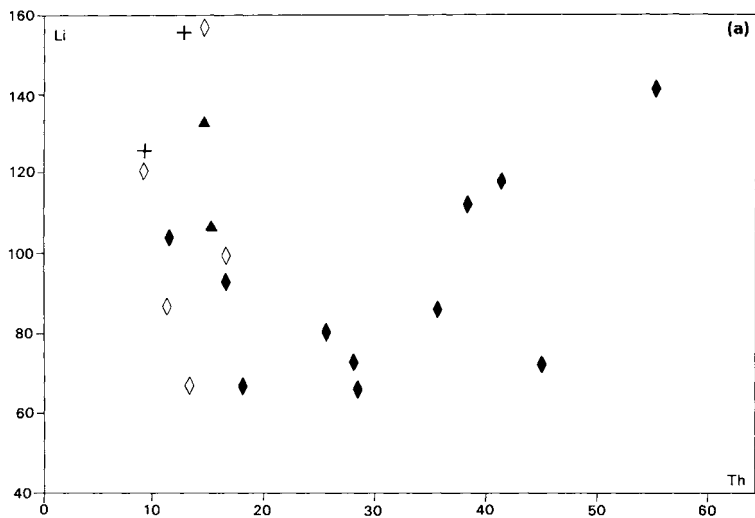
◆ Granite de Brame , groupe B, faciès Montulat

□ Granite de Brame , groupe A

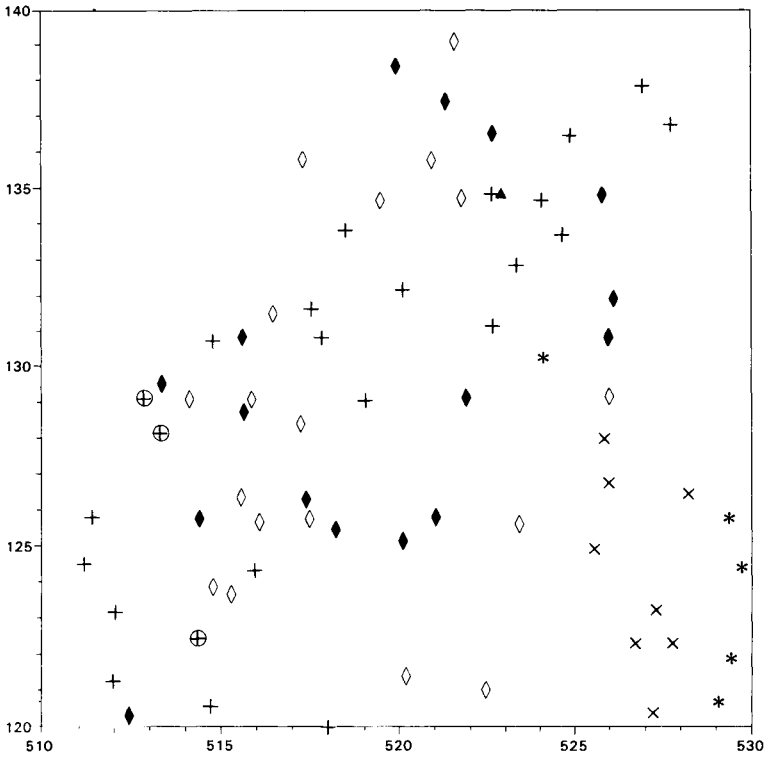
△ Leucogranite à grain fin de Châteauponsac

× Granite de St-Sylvestre

Fig. 13 - Spidergramme pour les granites de Brame, Montulat, St-Sylvestre, Châteauponsac



**Fig. 14 - Teneur en éléments-traces
des granites de Brame, St-Sylvestre et Châteauponsac**
Même légende que fig. 11



- ◆ Granite de Brame (γ^2s), groupe B
- ▲ Granite de Brame (γ^2s), groupe B, faciès Montulat
- ◇ Granite de Brame (γ^2s), groupe A
- × Granite de St-Sylvestre (γ^2)
- * Granite de St-Sylvestre à muscovite (γ^1m)
- + Granite fin de Châteauponsac ($f\gamma^2$), ensemble (a)
- ⊕ Granite fin de Châteauponsac ($f\gamma^2$), ensemble (b)

Fig. 15 - Carte des faciès géochimiques dans le massif de Brame-St-Sylvestre

fractionnés en Th; ceci correspond à une répartition de U et Th dans des minéraux différents (monazite, zircon, uraninite) et présentant des modalités de fractionnement distinctes au cours de l'évolution magmatique.

Dans la partie nord du massif, on observe des granites moins évolués, connus sous le nom de granites à biotite et sillimanite d'Arnac-la-Poste. Leur composition (I122, tabl. V) est plus ferromagnésienne (10 % de minéraux colorés; $Fe/Fe+Mg = 0,51$) et plus calco-sodique ($K/Na+Ca = 0,86$) que celle des granites du groupe B. Ces granites représentent les magmas les moins évolués du massif de Brame—Saint-Sylvestre et ont été considérés comme des faciès de convergence avec les granites de Guéret (Ranchin, 1971) dont ils se distinguent cependant par leur composition plus potassique.

Bien qu'un plus grand développement des granites du groupe B semble apparaître à l'Ouest et au Nord-Ouest qu'à l'Est du massif, la répartition cartographique des deux groupes de granites est peu organisée et reflète l'hétérogénéité pétrostructurale du massif de Brame (fig. 15). Elle peut être comparée, à l'échelle de la carte Magnac-Laval, aux alternances de niveaux ferromagnésiens et potassiques et de niveaux leucocrates quartzo-plagioclasiques (La Roche *et al.*, 1980) et/ou au polyphasage magmatique (Girard, 1990) décrits dans la partie ouest des leucogranites à deux micas de Saint-Sylvestre, le long des profils miniers de Pény—Margnac—Tennelles (La Roche *et al.*, 1980; Friedrich, 1984; Girard, 1990; Cuney *et al.*, 1992). D'après les données structurales de C. Girard (1990), ces alternances de niveaux structurés riches en orthose et biotite et de niveaux plus leucocrates des granites et leucogranites de Pény (proches des granites de Brame), pourraient résulter d'un effet de filtre-pressé consécutif à la déformation en régime d'aplatissement rotationnel (taux d'aplatissement calculé atteignant 70 %) des granites lors de leur mise en place. Des bilans de masse effectués entre les granitoïdes des groupes A et B déterminent des constituants soustraits (dans l'hypothèse d'un modèle de filtre-pressé) à biotite et orthose prédominant sur le quartz et le plagioclase; leurs compositions sont toutefois plus K-feldspathiques et plus biotitiques que les compositions les moins différenciées observées réellement dans les granites du groupe B, suggérant un effet de filtre-pressé moins sélectif ou modifié par des interactions entre fractions magmatiques.

● **Granites de Saint-Sylvestre** (γ^2 , γ^1_m). Les granites γ^2 se distinguent géochimiquement des leucogranites γ^1_m par leur composition dans l'ensemble plus ferromagnésienne (biotite plus fréquente) et plus potassique : $K_2O > 5 \%$, $K/K+Na > 0,52$ et $K/Na+Ca > 0,97$ dans γ^2 , pour $K_2O < 5 \%$ et $K/K+Na < 0,50$ et $K/Na+Ca < 0,90$ dans γ^1_m (tabl. VI). L'excès d'alumine est du même ordre de grandeur, le développement de la muscovite dans γ^1_m compensant le fractionnement d'une biotite alumineuse. Il n'existe pas de solution de continuité de compositions entre les granites γ^2 et γ^1_m . L'augmentation progressive du caractère silico-sodique dans les leucogranites γ^1_m (fig. 11) a été attribuée à une albitisation tardi-magmatique et subsolidus (albitisation

du feldspath potassique sous forme de perthites maclées, développement d'albite intergranulaire tardive; Ranchin, 1971; Barbier, 1970). Elle est attribuée actuellement à la mise en place de plusieurs magmas de compositions différentes, tantôt potassiques, tantôt sodiques. Les proportions minérales normatives sont données dans le tableau VIb.

La composition en éléments majeurs des granites γ^2 présente de nombreuses convergences avec celle des granites Brame (groupe A). Cependant, à proportions équivalentes en minéraux ferromagnésiens, ces derniers sont souvent plus excédentaires en quartz (fig. 12) et présentent une dispersion de compositions plus importante. Ces deux groupes de granitoïdes présentent également des signatures géochimiques en éléments traces voisines (tabl. VIa, fig. 11). Ces analogies de composition ont contribué à l'argumentation d'un lien génétique direct entre eux (Chenevoy, 1958; Ranchin, 1971; Leroy et Marignac, 1983; Friedrich, 1984).

Les granites γ^2 de la feuille Magnac-Laval correspondent pétrographiquement aux leucogranites porphyroïdes et leucogranites à grain moyen définis par C. Girard (1990) dans la partie ouest du massif de Saint-Sylvestre couverte par la carte géologique Ambazac, mais représentés par les symboles γ^2 et γ^1 sur le 1/50 000 (Chantraine et Autran, 1974). Leurs termes les plus silico-potassiques s'apparentent aux leucogranites porphyroïdes (Girard, 1990) de Margnac, les termes plus quartzo-plagioclasiques à ceux des leucogranites de Tenelles. Les leucogranites γ_m^1 (feuille Magnac-Laval) s'apparenteraient aux faciès de Saignedresse et des Gorces (Girard, 1990) enrichis en éléments lithophiles Rb, Li, Sn par rapport aux leucogranites porphyroïdes de Margnac, et plus sodiques que ces deux-ci. Les leucogranites (faciès à muscovite seule et spécialisés en Li, Sn, Rb et F) des Sagnes et de la Védrenne, décrits par C. Girard (1990), n'ont pas été observés sur la feuille Magnac-Laval.

• **Leucogranites à deux micas de Châteauponsac (γ^2).** Leur composition en éléments majeurs est très proche de celle des granites γ^2 de Saint-Sylvestre (tabl. VI, fig. 11 et 12). Par rapport à ces derniers, ils peuvent devenir plus quartzeux et à teneurs en Fe+Mg+Ti équivalentes, les rapports Fe/(Fe+Mg) sont plus élevés et K/(K+Na) plus faibles. Certains termes présentent des compositions silico-sodiques (éch. B8, tabl. VIa; K/K+Na = 0,45) comparables à celles des leucogranites γ_m^1 de Saint-Sylvestre (fig. 11 : $f\gamma^2$ [b]); ils pourraient correspondre à des intrusions distinctes de celles de leurs homologues potassiques ($f\gamma^2$ [a]). A. Marchiol (1989) met en évidence deux groupes de compositions qui diffèrent par la teneur en MgO des biotites; en roche totale, ils ne sont cependant pas distingués par les éléments majeurs en raison du faible développement de la biotite. Le spectre des éléments traces est le plus fractionné en éléments compatibles des granitoïdes du massif de Brame—Saint-Sylvestre; il met par contre en évidence un enrichissement en éléments lithophiles mobiles Be, Rb et Li (tabl. VIa, fig. 13). Les proportions normatives (tabl. VIb) sont comparables à celles des granites de Saint-Sylvestre.

Structuration du massif

• **Unités de Brame et de Saint-Sylvestre.** L'étude de la structuration magmatique a été réalisée par B. Mollier (1984) sur l'ensemble du massif Brame—Saint-Sylvestre—Saint-Goussaud.

Rappelons la méthodologie de cet auteur :

- détermination des plans de fluidalité magmatique (PFM) et des directions de fluidalité magmatique (DFM), marqueurs de l'écoulement magmatique, qui donnent une carte structurale brute dont l'interprétation permet de proposer une hypothèse sur la forme du granite et un scénario sur sa cinématique de mise en place. On peut considérer que le PFM est concrétisé par le plan moyen de la disposition des marqueurs plats (biotites, feldspaths, etc.), et que dans ce plan la DFM est concrétisée par l'allongement moyen des marqueurs longs (ici les feldspaths K). Les mesures effectuées sont contrôlées au laboratoire sur des échantillons préalablement orientés ;
- discrimination des structures magmatiques et des structures acquises à l'état solide : celle-ci se fait par l'observation macro- et microscopique des grains de quartz (et en particulier par celle de la déformation des aiguilles de rutile qui y sont incluses) et des feldspaths.

L'obstacle majeur rencontré sur l'ensemble du massif, et notamment dans l'unité de Brame, est la faible densité des affleurements ; l'altération importante est en effet favorisée par la foliation subhorizontale.

B. Mollier a établi que, pour l'ensemble du massif, la structuration des unités de Brame, Saint-Sylvestre et Saint-Goussaud était acquise au stade magmatique. L'intensité de la déformation à l'état solide est en effet très faible, même dans l'unité de Brame, malgré l'aspect du granite parfois proche d'un orthogneiss ; le quartz globuleux présente des inclusions de grandes aiguilles de rutile parfaitement rectilignes. Cet aspect d'orthogneiss résulte de la grande densité des mégacristsaux de feldspath potassique et de l'intense structuration magmatique. La faible déformation à l'état solide se traduit localement par un allongement de grains de quartz ou seulement par des extinctions onduleuses ou des sous-structures en damiers, mais elle n'oblitére pas l'empreinte de la structure magmatique.

La carte structurale brute obtenue a donc permis de réaliser, par interpolation entre mesures voisines, une carte de trajectoires des PFM et des DFM (cf. schéma structural et fig. 16 et 17).

Des mesures complémentaires ont été effectuées sur ce massif dans le cadre du levé de la carte. Ces mesures confirment les résultats de B. Mollier et apportent des renseignements complémentaires, notamment sur les relations entre les granites de Brame et les granites fins de Châteauponsac (A. Marchiol) :

- la structuration des granites de Brame est beaucoup plus forte que celle des granites de Saint-Sylvestre ;
- au cœur de l'unité de Brame, les directions de PFM et DFM sont conformes à celles qui sont observées pour l'ensemble du massif : plans faiblement pentés, localement moyennement à fortement pentés,

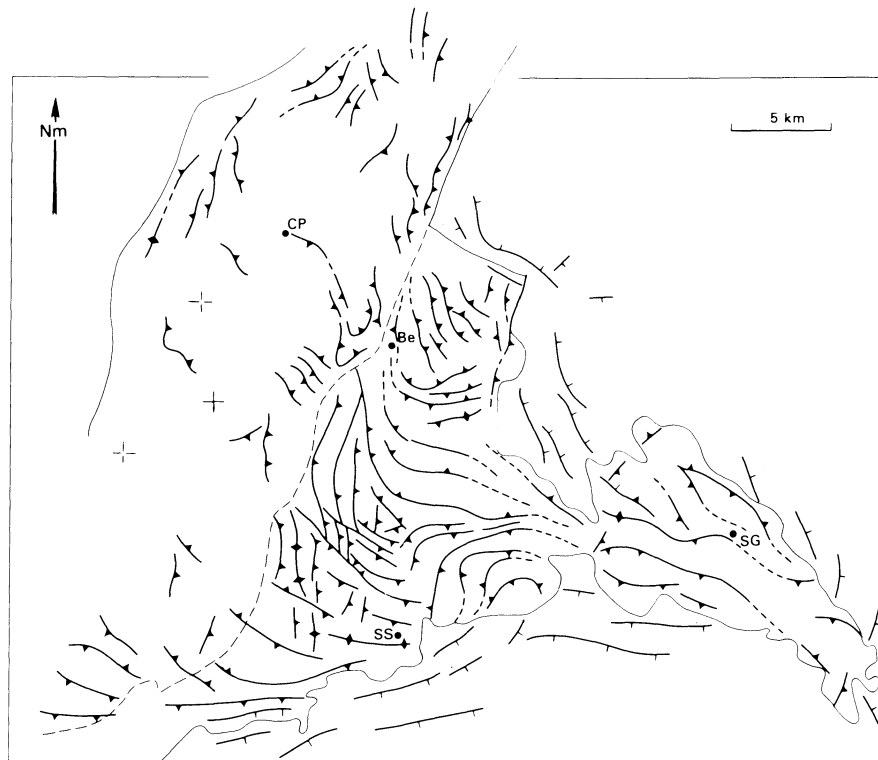


Fig. 16
Carte structurale des trajectoires
de plans de foliation magmatique (PFM)
 (Mollier, 1984, complété)

- Limite du complexe granitique
- - - Limite classique Brame-St-Sylvestre
- + + Zone à PFM horizontaux
- ↗ ↘ Trajectoire de PFM avec plans faiblement, moyennement et fortement pentés
- ↖ ↙ Trajectoire de PFM avec plans subverticaux
- ↔ Trajectoire des foliations dans l'encaissant

CP = Châteauponsac ; Be = Bessines-sur-Gartempe ;
 SS = St-Sylvestre ; SG = St-Goussaud

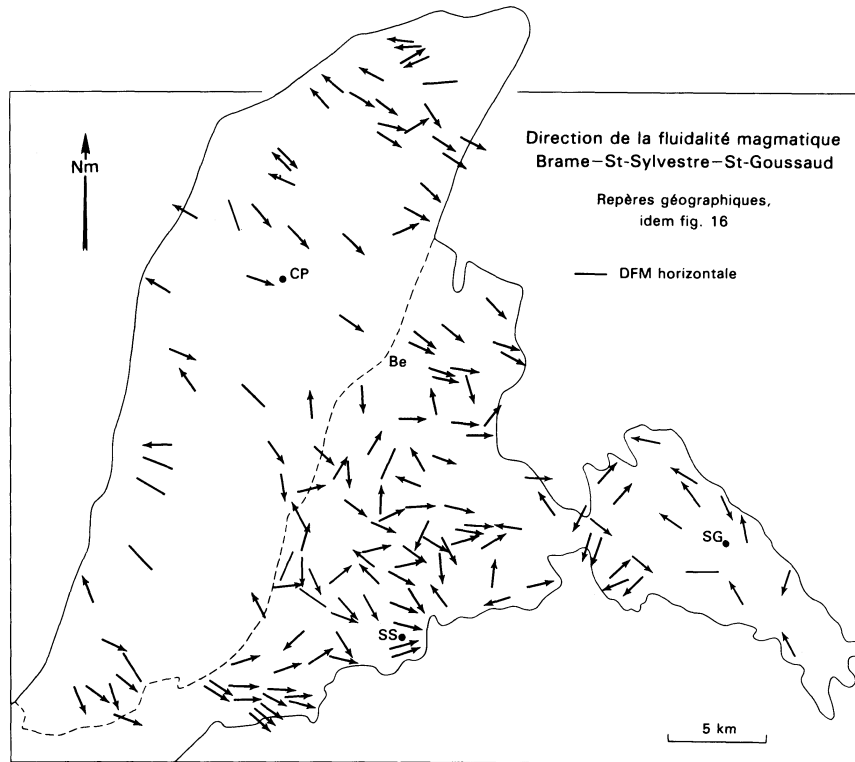


Fig. 17 - Structure linéaire

de directions voisines de N120°E ; direction de la fluidalité magmatique voisine de N120°E et à faible pendage vers l'Est ;

— lorsque l'on se rapproche des accidents de Nantiat à l'Ouest, de Bussière-Madeleine et d'Arrènes—Ouzilly à l'Est, la direction des PFM (dans les unités de Brame et de Saint-Sylvestre) tend à se calquer sur celle de ces accidents ; les PFM pendent vers l'Ouest à proximité de la faille de Nantiat, vers l'Est à proximité de celles de Bussière-Madeleine et Arrènes—Ouzilly. L'orientation de la DFM est toujours voisine de ESE.

Par exemple au NNW de Fromental, le granite de Brame est orienté environ N20°E avec plans pentés de 45 à 50° vers l'Est et portant une linéation N110° plongeant de 50° vers l'Est, indiquant un mouvement en faille normale syn-mise en place du granite ; de même, en limite de feuille, au Nord-Est du Cluzeau (le long de la voie ferrée au Sud des épingles à cheveux), le granite de Saint-Sylvestre montre des plans C orientés N135° à pendage 75° vers le Sud et une linéation orientée N140° et plongeant de 40° vers l'Est, indiquant un cisaillement dextre syn-mise en place ;

— dans le secteur de la vallée de la Brame, il semble se dégager une structure en « synforme » et en « antiforme » dans lesquelles se trouvent des massifs de granite de Châteauponsac (A. Marchiol). Ces observations ne se retrouvent pas dans les secteurs ouest et sud de Châteauponsac où ce granite présente un gisement en sill, surmontant le granite de Brame qui affleure seulement à la faveur des vallées.

• **Leucogranites de Châteauponsac.** La texture de ces granites à grain fin est plus équante que celle des granites de Brame et de Saint-Sylvestre. Des mesures de PFM ont été effectuées sur les biotites disposées en plan. Celles-ci montrent une hétérogénéité au sein même d'un massif. Dans l'ensemble, les pendages sont faibles, ce qui renforce l'hypothèse d'une mise en place en sill. Les différents massifs de granite de Châteauponsac semblent donc être constitués de petites unités, indépendantes sur le plan structural.

Cependant, au Peu de la Fortune, une ancienne carrière a permis de faire une coupe E-W d'un massif, montrant :

— l'homogénéité, à l'échelle de la carrière, de la granulométrie et des proportions en biotite-muscovite ;

— l'orientation des PFM (donnée par les biotites) en « antiforme » d'axe N-S (figure 18a ; A. Marchiol).

• **Rapports des leucogranites de Châteauponsac avec les granites de Brame.** Les contacts des leucogranites de Châteauponsac sont francs et sécants par rapport à la structuration des granites de Brame. Le plus souvent, ils sont subhorizontaux et, dans les massifs, le granite de Châteauponsac coiffe fréquemment celui de Brame :

— dans le secteur de la Valette-Montavie et de Vérines, on peut voir des affleurements de granite de Brame à la faveur des vallées, avec un PFM peu penté vers l'Ouest (direction N30°W à N30°E), coiffé par du granite de Châteauponsac ;

- près du village des Fougères, on observe un filon subvertical passant à l'horizontale;
- entre le Soulier et le moulin de Lascoux, un tout petit massif de granite de Châteauponsac repose sur du granite de Brame, le contact étant à N45°E avec pendage de 23° vers le Sud-Est;
- au village du Soulier, dans une carrière, on peut voir le granite de Brame en blocs de toutes dimensions, roulés et emballés par du granite de Châteauponsac qui se trouve au-dessus de lui (fig. 18b);
- au Sud-Ouest de Châteauponsac, le long de la Gartempe, la foliation mesurée dans le granite de Brame est proche d'E-W, alors qu'elle est variable dans le granite de Châteauponsac, mais souvent proche de N160°E;
- localement, on peut observer des contacts où le granite de Châteauponsac « rebrousse » la structuration du granite de Brame, celle-ci devenant alors parallèle au contact (par exemple dans la vallée de la Brame; fig. 18c).

● **Effet de bordure au contact des granites de Brame : phase fluide tardive.** Des rubanements à quartz-muscovite ont été observés dans les leucogranites de Châteauponsac, à proximité du contact avec les granites de Brame (Nord de la carrière du Peu de la Fortune, carrière du Soulier), ou bien sans relation apparente avec des contacts. À partir du contact, les granites de Brame sont souvent muscovitisés sur une vingtaine de centimètres; ceci laisse à supposer l'existence d'une phase fluide importante lors des derniers stades de mise en place des leucogranites de Châteauponsac. Cette phase fluide a par ailleurs la propriété de concentrer l'uranium puisque la radioactivité augmente dans le granite encaissant, au niveau de l'éponte.

Âge des granites de Brame et de Saint-Sylvestre

Rappelons qu'à partir d'une isochrone roche totale-minéraux, l'unité de Brame était attribuée au Dévonien (370 Ma; Duthou, 1977) alors que les unités de Saint-Sylvestre et de Saint-Goussaud étaient datées, à partir d'une isochrone sur roche totale, à 325 ± 18 Ma (Sr.i = 0,707). La datation de l'unité de Brame semblait par ailleurs confirmée par une isochrone à 350 ± 6 Ma (Sr.i = 0,7053) obtenue sur des dykes et stocks de leucogranite à grain fin de Châteauponsac recoupant l'unité de Brame.

À la suite des études pétrologiques, structurales et géochimiques qui ont montré une évolution continue entre les deux unités de Brame et de Saint-Sylvestre, un programme de géochronologie a été entrepris sur différents faciès de l'unité de Brame (Holliger *et al.*, 1986). Un âge de 324 ± 4 Ma a été obtenu par la méthode U-Pb sur des lots de zircons et monazites de deux échantillons prélevés sur la feuille Ambazac, l'un au Nord-Ouest de Compreignac, l'autre à la sortie ouest du village de Santro. Ce résultat est en accord avec les données pétrographiques et géochimiques mais pose le problème de la validité de l'isochrone obtenue sur les leucogranites fins de Châteauponsac, qui sont très nettement intrusifs dans le complexe.

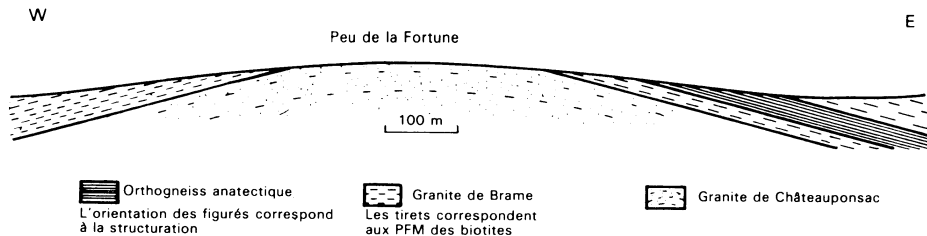


Fig. 18a - Coupe interprétative à travers le Peu de la Fortune

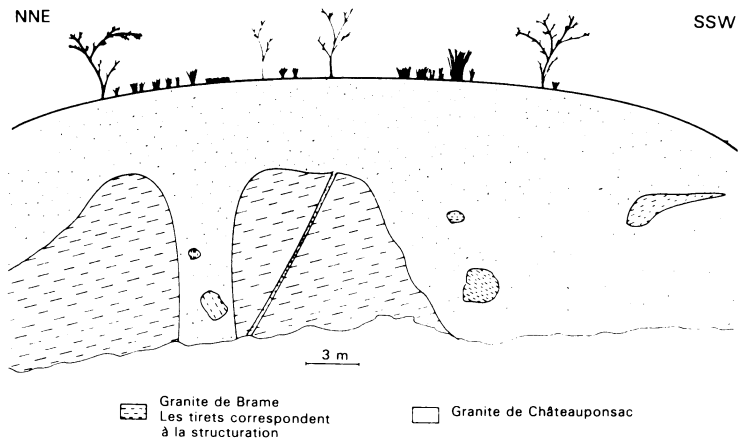


Fig. 18b - Relations entre les granites de Brame et de Châteauponsac dans la carrière du Soulier

On note la rotation des blocs de faciès Brame enclavés dans le granite à grain fin

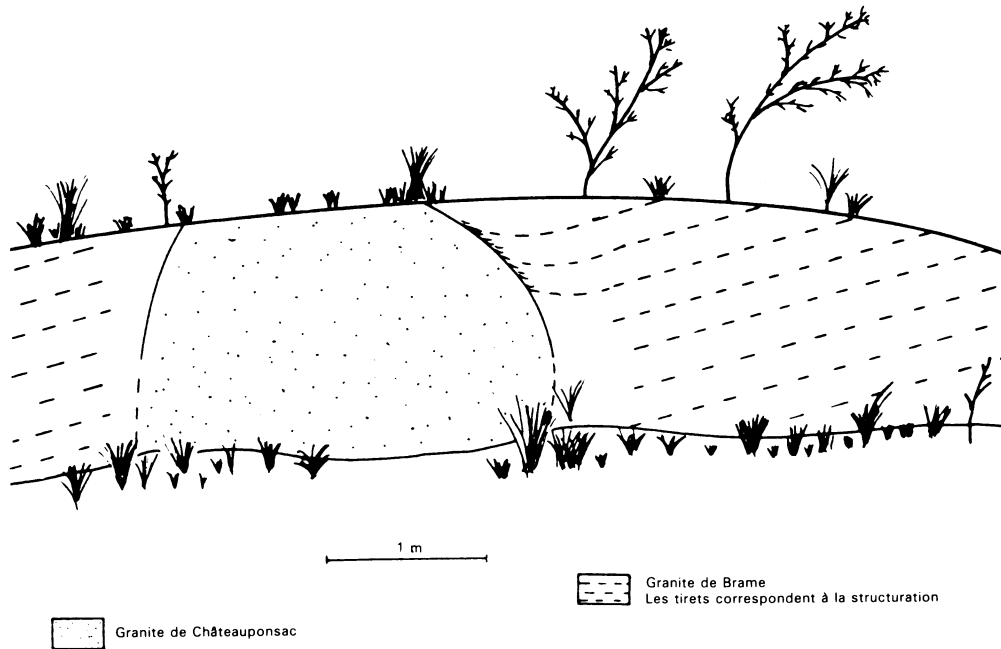


Fig. 18c - Rebroussement de la structuration du granite de Brame par une intrusion de granite de Châteauponsac

ROCHES FILONIENNES

v. **Lamprophyres.** Les filons de lamprophyre sont bien représentés au Sud-Est de la feuille où leur direction varie de N-S à N70°E et leur pendage de 50 à 70° vers le Nord-Ouest. Au Nord-Est de Châteauponsac, un filon courbe présente une direction ENE à NNW. Ces filons affleurent généralement peu; on en trouve souvent des blocs dans les labours; leur radioactivité a grandement aidé à déterminer le tracé des nombreux filons du Sud-Est.

Cette notation a donc été attribuée à des roches à forte radioactivité par rapport à l'encaissant, généralement de couleur gris verdâtre et fortement altérées, comme par exemple aux Grandes-Magnelles. À l'Est du Mas, c'est une sorte de minette kersantite à lattes de plagioclase séricitisé, feldspath potassique interstitiel, rare quartz, biotite chloritisée à exsudats titanés, apatite abondante et oxydes ferrotitanés.

Au Sud de la carte, des lamprophyres recoupant le granite de Saint-Sylvestre, datés par J. Leroy et J. Sonet (1976) et décrits par D. Velde, sont formés de biotite (limite entre biotite magnésienne et phlogopite), de pyroxène (augite) et de péridot souvent pseudomorphosé en talc, chlorite, silice, calcite et/ou montmorillonite; la matrice est feldspathique (feldspath K et plagioclase en proportions variables); apatite et magnétite sont abondantes. Des plages arrondies de quartz sont entourées d'une couronne de clinopyroxènes interprétée comme une réaction entre des fragments granitiques et le liquide lamprophyrique.

La composition chimique des échantillons datés par ces auteurs est donnée dans le tableau X.

L'étude géochronologique par la méthode au strontium a porté sur les 9 échantillons de roches totales et sur 4 biotites. L'âge obtenu pour l'ensemble des filons est de 285 ± 10 Ma (c'est-à-dire de la fin du Stéphanien), avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,706 ou 0,708.

$\mu\gamma^{3-4}$. **Microgranodiorites à biotite et hornblende.** Les gisements apparemment filoniens les plus importants se situent au Sud-Ouest de Morterolles-sur-Semme, selon un alignement SW-NE. D'autres ont été identifiés dans les secteurs des Grands-Magneux et de la Villemichel (entre Châteauponsac et Bessines-sur-Gartempe).

L'échantillon-type provenant de la Villemichel a l'aspect d'une diorite à grain fin renfermant environ 50 % d'amphibole et de biotite dans un assemblage quartzo-feldspathique de couleur rose. En lame mince: texture grenue hypidiomorphe; plagioclase subautomorphe à cœur altéré, feldspath K subautomorphe, quartz, hornblende verte, biotite, apatite, sphère et oxydes ferrotitanés.

γ^{3-4} . **Granodiorites à grain fin, à biotite.** Ces roches à gisement filonien sont représentées au Nord et au Sud de Champlong au sein des migmatites bordant le granite de Guéret, en limite nord-est de la feuille. On en trouve des pointements dans les champs et des amas de boules au bord du ruisseau coulant à environ 100 m à l'Est de Champlong. Il existe aussi des affleurements au Nord-Est de Magnac-Laval.

Ce sont des roches homogènes, de grain millimétrique et riches en biotite orientée. En lame mince : texture grenue hypidiomorphe ; plagioclase automorphe plus ou moins saussuritisé prédominant, feldspath K et quartz interstitiels, biotite orientée de couleur brun verdâtre (environ 15 %), apatite abondante, oxydes Fe-Ti, allanite altérée et sphène. La composition chimique est donnée dans le tableau XI. La composition de la biotite tombe dans le domaine calco-alcalin (fig. 4). Le plagioclase renferme 35 à 45 % d'anorthite.

$\mu\gamma^{2-3}$. **Microgranites porphyriques.** Les filons de microgranite sont représentés au Sud-Ouest de la feuille dans les secteurs de Saint-Julien-les-Combes (avec une direction SW-NE à N20°E), de Panissac (direction N20°E), au Sud de la Gartempe (secteur de Monsac), mais beaucoup plus abondamment dans le quart nord-est où de grands filons se ramifient avec une direction SW-NE à N10°E, et à l'extrême Sud-Est (Nord de Bersac), avec une direction N70°E à N-S.

Il s'agit de microgranites porphyriques à phénocristaux de feldspath rose saumon (atteignant 2 cm) et de quartz globuleux, à biotite chloritisée disséminée et muscovite dans une mésostase gris clair.

Les échantillons prélevés dans les secteurs de Panissac, Monsac et les Brosses-Perrot ont des caractères pétrographiques très voisins : phénocristaux de quartz « rhyolitique », feldspath K, plagioclase séricitisé, cordiérite altérée en muscovite et rare biotite ; mésostase subgranophyrique ou finement grenue quartzo-feldspathique à muscovite, biotite chloritisée, apatite, zircon et oxydes de fer.

L'échantillon provenant des environs du Mas (Sud-Est de la carte) semble différent : quartz « rhyolitique » à halo de calcite imprégné d'oxydes de fer, feldspath altéré, rare biotite ; mésostase plutôt microlitique à quartz, feldspath, chlorite, muscovite et épidote. Il aurait donc un caractère plus calcique que les précédents.

Sur le plan géochimique un microgranite porphyrique du secteur de Monsac est riche en silice ($\text{SiO}_2 = 73,6 \%$) et potassique (K_2O environ 5 %) (tabl. XI).

Un faciès très dur et donc très résistant, de teinte beige rosé, accompagne certains filons de microgranite porphyrique ; ce microgranite aphyrique a été identifié en bordure du filon de Panissac et au Nord de Monsac où il affleure particulièrement bien sur le chemin N10°E

allant de Chasseneuil vers la Gartempe : le microgranite porphyrique passe brutalement au microgranite aphyrique qui semble l'englober.

En lame mince : texture granophyrique et aphyrique ; plagioclase acide, feldspath K, biotite aciculaire éparse, muscovite secondaire abondante, apatite.

Sur le plan géochimique, ce faciès diffère du microgranite auquel il est associé par une teneur en Na_2O plus élevée (3,66 %), en K_2O plus faible (3,56 %) pour SiO_2 comparable, mais surtout par des teneurs en Li (160 contre 125 ppm pour le microgranite) et Sn (112 ppm contre 25 ppm) élevées. De telles observations ont également été faites sur la feuille Oradour-sur-Glane (Chèvremont, 1992) où ces filons situés à l'éponte des microgranites montrent des teneurs en F et Li élevées. Il s'agirait donc non pas d'une évolution par simple différenciation mais d'une évolution de type pneumatolytique.

Ces microgranites recoupent les granites de Brame (datés à 325 Ma) mais, sur la feuille Oradour-sur-Glane, ils sont recoupés par les granites des monts de Blond (301 Ma) ; leur âge serait donc d'environ 310 Ma, c'est-à-dire namuro-westphalien, en accord avec l'âge de ces microgranites affleurant dans d'autres secteurs du Massif central (Saint-Gervais-d'Auvergne, Évaux-les-Bains, etc. ; cf. Hottin, 1991). Ceci est toutefois en désaccord avec les conclusions de J. Leroy et J. Sonet (1976) déduisant, des relations mutuelles lamprophyres-microgranites (lorsqu'ils sont en contact), une mise en place contemporaine, c'est-à-dire fin Stéphanien (285 Ma \pm 10 Ma).

P. Pegmatites et apaites associées. De nombreux filons de pegmatite concordants ou sécants sont associés aux granites de Saint-Sylvestre et plus localement aux granites de Brame (cf. « Gîtes minéraux »), ainsi qu'au granite leucocrate à muscovite de Dompierre ; la tourmaline est fréquente. On trouve également des volantes de pegmatite dans les migmatites de Lanneau. Des faciès apaitiques peuvent être associés aux pegmatites.

Q. Quartz. À l'Ouest de la faille de Nantiat, le principal filon exploité est celui des Pierres-Blanches, environ 2 km au Sud-Est du Dorat. Ce filon subhorizontal, d'orientation N95°E, est constitué de quartz blanc très pur ; il recoupe les migmatites de Lanneau.

Les autres filons affleurent peu ; ils ont souvent été identifiés en « volantes » :

- au Nord-Ouest de Rancon et des Bosnages, sur le tracé d'un grand accident NNW-SSE, un filon affleure le long de la nouvelle route ;
- au Sud-Est de la Valette, un filon subparallèle au précédent est représenté par des volantes et des zones de silicification ;
- entre Monsac, le Montrou et Bersac, un filon affleure dans une ancienne carrière (cachée par un bosquet) à proximité d'un sentier N-S, entre Bersac et Monsac ;
- entre Lagudée et Prouzat, on trouve du quartz en place en rive gauche de la Bazine.

La faille de Nantiat est localement jalonnée par des zones silicifiées. C'est le cas à l'Ouest de la tuilerie de Roche. On trouve également de nombreux blocs de quartz le long de la route SW-NE rejoignant Villard.

Au Sud de Dompierre-les-Églises (environ 1,5 km), un filon de quartz N70°E recoupe la D 45 juste après le pont ; il se prolonge à l'Ouest de la Débaillade.

À l'Est de la faille de Nantiat, le filon de Saint-Maurice-la-Souterraine affleure 1 km à l'Ouest de ce village, sur la N 145 ; c'est du quartz saccharoïde, orienté N10°E. Il se trouve en continuité avec la zone bréchique et silicifiée N-S de Gacheny (affleurements à l'entrée sud de ce hameau et, au Sud de la Saumagne, dans le chemin conduisant au Puy-Robin), jalonnant ainsi l'accident de Bussière-Madeleine.

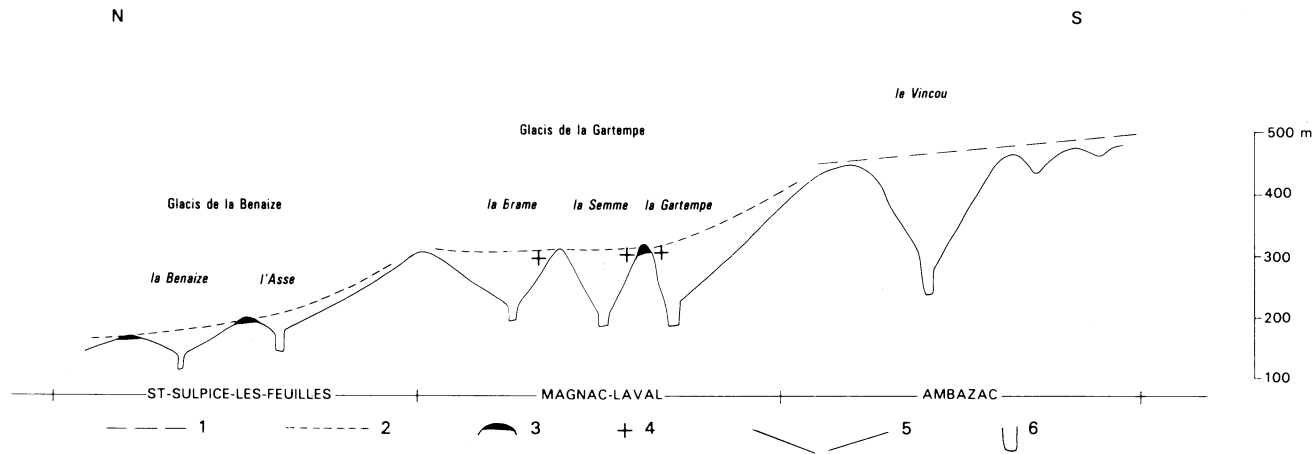
Les filons de quartz minéralisés seront décrits dans le chapitre « Ressources du sous-sol et exploitations ».

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET SUPERFICIELLES

e. **Éocène. Sables, grès, conglomérats.** En divers points de la feuille (entre Blanzac et Balledent, à Châteauponsac, etc.), il existe des placages de sables blancs, plus ou moins feldspathiques, souvent riches en passées de galets de quartz (max. 10 cm), et parfois consolidés en grès et conglomérats par un ciment siliceux. Les bons affleurements sont rares et montrent des figures de stratification planes (lits de 20-30 cm), plus rarement des stratifications obliques (Châteauponsac, Blanzac). Ces dépôts, qui peuvent dépasser 15 m d'épaisseur, comblent une paléotopographie incisée dans le socle, et se raccordent à la moyenne surface (voir « Géodynamique récente »).

Cette formation détritique est azoïque, mais elle ressemble à celles, datées de l'Éocène (Ladapeyre, feuille Guéret : Berthier et Feys, 1986 ; Gouzon, feuille Évaux-les-Bains : Hottin, 1991) ou azoïques (Genouillat, feuille Aigurande : Quenardel *et al.*, 1991) et que l'on retrouve en Brenne.

R. **Altérites rouges.** Des altérites rouges ont été observées en deux points : à Bordessoule (3,5 km au Sud de Saint-Maurice-la-Souterraine) et au point 350, au Nord-Est de Font-de-Cher, à 3 km à l'Est de Fromental. Elles existent aussi certainement au lieu-dit Terre-Rouge, près de la tuilerie de Roche, à 3 km au Nord-Est de Rancon, mais n'affleurent plus. Dans tous les cas, elles sont proches de la moyenne surface et peuvent dater d'un Tertiaire récent, mais on ne peut exclure un interglaciaire pléistocène. Des formations très comparables, tant sur arènes granitiques que sur roches métamorphiques, sont connues sur les cartes La Souterraine, Aigurande, Saint-Sulpice-les-Feuilles, etc.



- 1 : "surface intermédiaire", en contrebas de la haute surface limousine (Freynet, 1988)
- 2 : surface "éocène", jalonnée par des placages de sables, conglomérats, argiles, grès, de faciès Brenne. Cette surface se divise en deux ensembles : le "système Gartempe" et le "système Benaize" (ou glacis)
- 3 : plage de terrains rapportés à l'Éocène
- 4 : altérites rouges, argileuses ou argilo-sableuses
- 5 : "basse surface", formée de deux versants en "V" très ouvert, et en pente douce. Cette vallée très large est symétrique dans les coupes perpendiculaires au drain majeur ; ici, presque toutes les coupes sont obliques, d'où la dissymétrie apparente. Âge probable : Mio-Pliocène
- 6 : drains actuels encaissés (souvent avec des terrasses rocheuses et alluviales) à peu près dans le talweg du drain de la basse surface. Les affluents actuels sont également encaissés dans les versants (non figurés ici)

Fig. 19 - Relations entre les diverses surfaces, les placages de sables éocènes et les altérites rouges
 Coupe synthétique N-S, établissant les relations avec les feuilles voisines St-Sulpice-les-Feuilles (au Nord) et Ambazac (au Sud)

Les relations entre altérites rouges et sables et grès éocènes ne s'observent jamais directement; les altérites sont localisées topographiquement plus bas que les grès et sables, au sommet des lanières de la basse surface, à proximité de la moyenne surface (fig. 19).

AC. **Formation de type silcrète, à ciment argilo-siliceux.** Il s'agit de grès et de microconglomérats à éléments de quartz et de feldspath subanguleux et à ciment d'argile silicifiée très dure. On les trouve toujours en pierres volantes (blocs arrondis atteignant 20 cm de diamètre) dans les champs fraîchement labourés sur des plateaux ou des buttes : au Sud de Rancon (Ouest du lieu-dit les Creuses), le long de la D 1 à l'Ouest de Blanzac, entre le Bauvert et Cressac, entre la tuilerie de Roche et la Maison-Neuve où les blocs sont par ailleurs totalement rubéfiés (terres rouges?).

Ce type de roche a été décrit au Sud-Ouest, sur la feuille Oradour-sur-Glane (Chèvremont, 1992) dans une position morphologique analogue. Il rappelle également celui des silcrètes décrites dans le Sud du Bassin parisien (Rasplus, 1982; Thiry *et al.*, 1983) ou sur la bordure nord du Massif central (Turland *et al.*, 1989). Cette roche pourrait donc correspondre aux vestiges de silcrètes ayant affecté des dépôts sableux (superficiels détritiques ou résiduels) sur les bas plateaux du Limousin, ou bien ce sont des dépôts sableux éocènes consolidés.

A, AS, AQ. **Altérites.** En pays granitique, les versants et les plateaux sont revêtus d'arènes peu épaisses (20 à 50 cm en général) affectées par le gel et par la formation à blocs (*cf.* fig. 27, chapitre « Géodynamique récente »). Les granites de Brame en particulier, de par leur structure planaire subhorizontale et leur granulométrie, sont extrêmement sensibles à l'altération. Les zones arénisées n'ont pas été représentées sur la carte; elles correspondent aux plages où ne figurent pas d'indication de pendage.

Sur les roches métamorphiques (micaschistes et métatexites) se développent des **altérites argileuses** (*AQ*) qui arrivent à retenir une nappe aquifère temporaire perchée. Sur une coupe (tranchée de route, fossé) on observe des taches d'hydromorphie. Ces altérites renferment souvent des fragments de quartz ou de roches anguleuses. Dans les micaschistes de Villefavard, au Nord du hameau de la Saumague, les épandages de quartz sont particulièrement importants.

Localement les altérites sont à **dominante sableuse** (*AS*).

Sous la notation *A* ont été représentées des zones d'**altérites indifférenciées** plates, totalement dépourvues d'affleurements et recouvertes de forêts (au Nord de Magnac-Laval) ou de pâturages (Nord-Est de la feuille).

C. Colluvions. Les bas de versants et les fonds de vallons sont tapissés de colluvions (limons, sables, fragments de roches).

Fz. **Alluvions.** Ce sont les alluvions récentes (Pléistocène supérieur à Holocène) des fonds de vallées.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Les formations métamorphiques affleurant sur la feuille Magnac-Laval peuvent être regroupées en trois grands ensembles :

- micaschistes et gneiss plus ou moins anatectiques de Villefavard, de Fromental et de Bersac ;
- migmatites de Lanneau, de Magnac-Laval et de bordure du massif de Guéret ;
- formations de la Gartempe.

Par ailleurs, des faciès diversifiés sont enclavés dans le massif de Brame-Saint-Sylvestre.

Micaschistes et gneiss

Il s'agit essentiellement de roches paradérivées dont le protolite va de sédiments pélitiques (micaschistes hyperalumineux) jusqu'à des grauweekes (faciès plus feldspathiques) et à des faciès quartzitiques. Les rares intercalations d'amphibolites représentent des niveaux volcaniques. Rappelons que sur la feuille Bourgneuf, J. Arène *et al.* (1979) ont trouvé des bancs de gneiss de composition rhyodacitique et d'origine tuffacée. L'âge de cette série sédimentaire n'a pas été déterminé.

Migmatites

Les migmatites de Lanneau affleurant sur cette feuille sont représentées surtout par des termes orthodérivés ; les termes paradérivés correspondent à des métasédiments alumineux. Quelques niveaux d'amphibolites de composition basaltique à affinité tholéitique ont été observés.

Une datation Rb-Sr sur roche totale (Duthou, 1977) a fourni un âge de 501 Ma pour le protolite granitique de l'orthogneiss métatectique de Lanneau. Les amphibolites intercalées dans ces migmatites correspondent probablement à des sills basiques. L'anatexie a été datée à 373 Ma (Duthou, 1977).

Les migmatites de Magnac-Laval et celles qui bordent le massif de Guéret représentent les termes très anatectiques d'un protolite volcano-sédimentaire, les termes métagrauweekeux étant ici seuls représentés.

Formations de la Gartempe

Elles comprennent des termes orthodérivés acides et basiques ainsi que des termes paradérivés (micaschistes et amphibolites rubanées).

Les termes orthodérivés basiques correspondent à des niveaux continus ou lenticulaires d'amphibolites parmi lesquelles ont été identifiés des faciès de sills ou de coulées basaltiques d'affinité calco-alcaline, et des faciès à texture grenue relique qui peuvent représenter des termes hypovolcaniques (métagabbros doléritiques).

Les termes orthodérivés acides (peu représentés ici) sont des leptynites ($\chi\lambda$) dérivant de métarhyolites ou de métatufs soudés. On peut probablement leur rattacher certains faciès de leptynite à biotite ($\rho\alpha$), affleurant par exemple dans le lit de la Bazine en association avec des amphibolites orthodérivées.

Les termes paradérivés correspondent aux micaschistes alumineux (métapélites) et aux amphibolites rubanées alternant avec des leptynites à biotite et hornblende. Le rubanement minéralogique observé dans cette association suggère un ensemble de tufs basiques à acides.

L'orthogneiss à biotite et amphibole ζ^5 peut être rapporté aux orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac.

Les analyses chimiques réalisées sur quelques amphibolites ont permis d'envisager, comme site géodynamique de mise en place de leur protolite, un bassin arrière-arc. Cette formation a été impliquée (postérieurement à sa mise en place) dans la tectonique tangentielle varisque.

Les datations effectuées sur d'autres associations leptyno-amphiboliques ont fourni un âge de 482 Ma (pour Marvejols; Pin, 1979).

Roches métamorphiques enclavées dans le massif de Brame—Saint-Sylvestre

Les orthogneiss anatectiques ($M\lambda$) des Fougères—le Soulier, ainsi que les gneiss anatectiques à cordiérite du pont de Ventenat (Châteauponsac), montrent de grandes analogies chimiques avec les gneiss orthodérivés du Thaurion (Cuney *et al.*, 1982; Marchiol, 1989). Cependant, pour le panneau de Châteauponsac, il faut émettre quelques réserves sur le plan géochimique car les gneiss « œillés » sont fortement affectés par l'anatexie. Le protolite des orthogneiss du Thaurion a été daté à 530 ± 26 Ma (Duthou, 1977).

ROCHES MAGMATIQUES

Diorites quartzifères et granodiorites à hornblende

Ces diorites injectées de mobilisats granitiques affleurent au sein des migmatites de Lanneau. Elles se rattachent à un alignement NW-SE d'environ 250 km, la « lignée tonalitique du Limousin » (Didier et Lameyre, 1971 ; Peiffer, 1985). Leur texture est magmatique mais elles montrent une orientation structurale conforme à celle de leur encaissant migmatitique, ce qui suggère pour ces roches une mise en place syntectonique. Ceci est en accord avec les datations effectuées sur la granodiorite de Saint-Barbant, feuille Bellac (Pin, 1979 : 360 Ma) et sur deux types de la tonalite de Saint-Jean-de-Ligoure, Sud-Est de Limoges (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 : 355 ± 2 Ma et 379 ± 19 Ma).

Sur le plan géochimique (Floc'h, 1992), ces roches présentent des affinités avec le magmatisme calco-alkalin lié à une zone de subduction d'âge dévonien ; la source profonde serait en partie crustale mais hybridée par un magma basaltique profond. Il faut remarquer que les tonalites du Limousin affleurent généralement dans l'unité supérieure des gneiss, alors qu'ici elles se situent dans l'unité inférieure ; il en est de même sur la feuille Rochechouart (Chèvremont, à paraître). Par ailleurs, ces diorites quartzifères sont souvent spatialement associées à des bancs d'amphibolites, ce qui permet d'envisager l'hypothèse d'une origine anatectique à partir des paragneiss à intercalations d'amphibolites (Chèvremont, en cours).

Granites médiovarisques d'Oradour-Saint-Genest et de Guéret

La granodiorite d'Oradour-Saint-Genest recoupe clairement les migmatites de Lanneau (Floc'h *et al.*, 1993) et passe progressivement aux migmatites de Magnac-Laval. Le granite de Guéret montre des relations identiques avec les migmatites qui le bordent. On peut proposer une mise en place contemporaine pour ces deux granites : datation à 356 Ma (Berthier *et al.*, 1979) pour le granite de Guéret. Ces deux massifs renferment des enclaves basiques microgrenues et présentent des faciès granodioritiques à amphibole. La présence de ces enclaves, relativement basiques dans le granite de Guéret, permet d'expliquer son chimisme particulier (teneurs en Sr, Ca, Mg et éléments compatibles) par comparaison avec les matériaux crustaux dont il peut dériver (métagrauwackes représentant le protolite des migmatites). En effet, ces caractères portant sur l'ensemble des faciès (même les plus différenciés) ne peuvent être attribués à un phénomène de cumulation ; la seule alternative est donc un mélange avec un magma basique, représenté ici par les enclaves microgrenues quartz-dioritiques et par les faciès quartz-dioritiques à biotite. Enfin, signalons que par leur caractère à la fois alumineux et mafique et par leur spectre de terres rares, les différents types de granite du massif du Guéret s'apparentent à des granites récents mis en place à l'issue de processus de collision entre arc et continent (D. Thiéblemont, comm. orale).

L'étude géophysique de l'extrémité occidentale du granite de Guéret (Dupis *et al.*, 1990) a montré qu'une ligne W-E reliant la partie nord des migmatites de Chabannes à Grand-Bourg (feuille La Souterraine) sépare deux domaines : au Nord de cette ligne, l'épaisseur du granite serait de 1500 à 2000 m, alors qu'au Sud, le granite peu épais repose sur les gneiss ; cette hypothèse a été vérifiée par le forage implanté 1 km à l'Ouest de Saint-Étienne-de-Fursac (fig. 20), qui a rencontré les gneiss d'Aubusson sous le granite à 590 m de profondeur et jusqu'à 700 m, confirmant ainsi le gisement laccolitique du massif de Guéret et la nature tectonique du contact avec les gneiss sous-jacents (Lameyre *et al.*, 1988).

Le granite orienté de Montjourde présente des analogies de faciès avec le granite de La Souterraine, déformé le long de l'accident de la Marche (Vauchelle, 1988).

Complexe leucogranitique néovarisque de Brame—Saint-Sylvestre—Saint-Goussaud

Ce complexe est représenté ici par les deux premières unités, l'unité de Brame étant recoupée par les granites fins de Châteauponsac.

La structuration de ce complexe est d'origine magmatique, la foliation, peu pentée, étant beaucoup plus intense dans l'unité de Brame. La linéation principale d'origine magmatique est orientée N110°E, parallèle à celle des roches métamorphiques encaissantes.

Localement (en particulier de part et d'autre de la N 20), dans un couloir de déformation d'origine magmatique orienté N-S à N20°E, le pendage de la foliation est plus important ; c'est dans cette zone déformée que sont situées les principales minéralisations uranifères (Fanay et Margnac, au Sud de la feuille). Les déformations observées le long des accidents de Bussière-Madeleine et Arrènes—Ouzilly indiquent un cisaillement dextre syn-mise en place.

Les modélisations géophysiques (reprises par B. Mollier, 1984), ainsi que les structures magmatiques, impliquent que le complexe se présente sous la forme d'une lame peu épaisse (environ 2 km en moyenne), l'épaisseur maximum se situant vers l'Est pour diminuer dans l'unité de Brame (environ quelques centaines de mètres), ce qui indique un déversement vers le Nord-Ouest.

Sur le plan géochimique, les études isotopiques (Rb-Sr et Nd-Sm ; Turpin *et al.*, 1990) ont montré que la source des granites peralumineux du massif de Saint-Sylvestre pouvait être constituée par les roches métamorphiques du Limousin à dominante de roches orthodérivées.

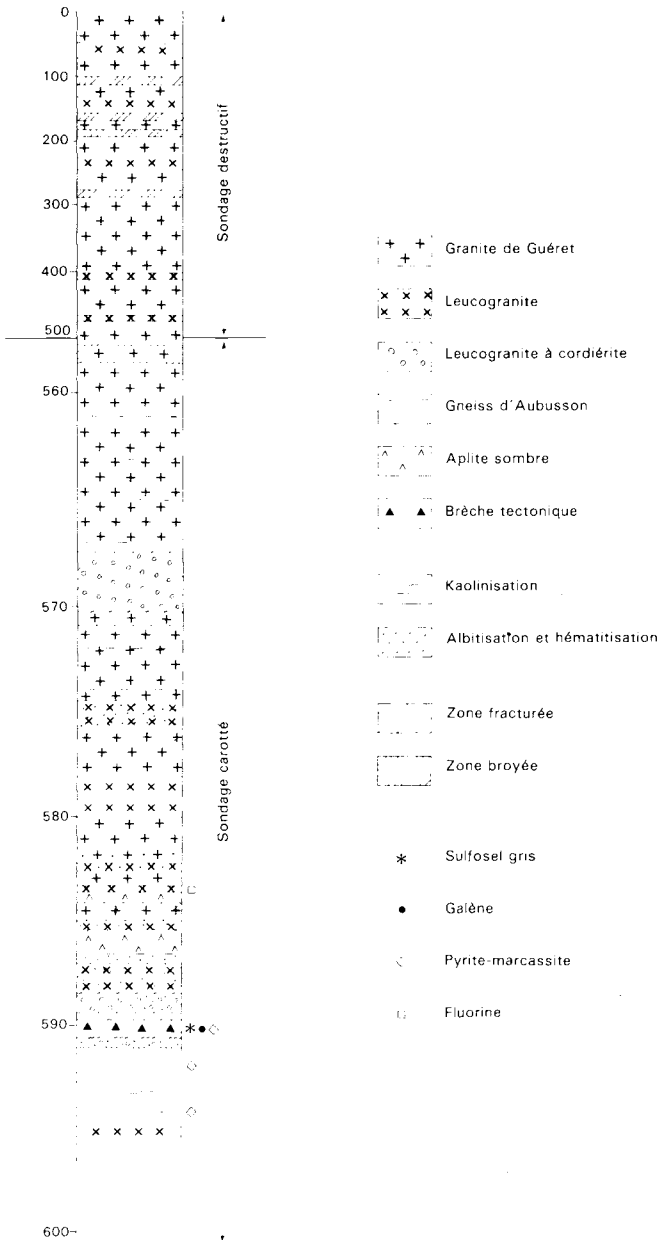


Fig. 20 - Coupe simplifiée du sondage de Créchat-Les Sibieux
(d'après les données CEA, in Lameyre et al., 1988)

Complexe granitique de la Marche occidentale

Le granite de Dompierre—Arcoulant diffère des granites de Brame par sa composition plus ferromagnésienne, plus calco-sodique et moins potassique. C'est cependant un granite peralumineux qui s'apparente au type Aulon ou au type Paulhac (massif de Guéret). Il renferme une enclave de granodiorite et diorite quartzifère d'affinité calco-alcaline. Les granites de Brame renferment également des enclaves de diorite (feuille Ambazac; Chantraine et Autran, 1974). Aucune datation n'a été effectuée sur ce massif. Le fait que vers l'Est il passe progressivement à un leucogranite (γ_D^2) dans lequel a été observée de la sillimanite, et qu'il présente une structuration comparable à celle des granites de Brame, nous conduit à supposer qu'il puisse appartenir à la même génération.

Cependant, d'après les données géochimiques (absence de corrélation linéaire entre leurs compositions respectives), le leucogranite γ_D^2 ne dériverait pas du granite de Dompierre par cristallisation fractionnée.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

MÉTAMORPHISME

Au cours de l'évolution du métamorphisme régional, on peut, avec J.P. Floc'h *et al.* (1993), distinguer trois étapes d'après les paragenèses observées dans les différentes formations.

Paragenèse précoce de moyenne température et moyenne pression

Dans ces conditions du métamorphisme barrovien, l'isograde de la sillimanite est atteint dans les trois ensembles; cependant, dans les formations de la Gartempe, le métamorphisme serait de plus faible degré (selon J.P. Floc'h), évoluant depuis une zone à biotite-grenat vers une zone à grenat-staurotide, puis vers une zone à sillimanite (limite des feuilles Bellac et Magnac-Laval, dans les micaschistes alumineux) sur laquelle cet auteur émet toutefois des réserves (l'apparition de la sillimanite pouvant être due à la surrection du dôme des migmatites de Lanneau).

Il n'a pas été observé de reliques de disthène ni dans les formations de la Gartempe, ni dans l'ensemble des micaschistes (aussi bien sur Magnac-Laval que sur Bourganeuf), ni dans les migmatites (mais il faut remarquer que les faciès de métatexites dans lesquels on peut éventuellement rencontrer du disthène sont ici peu représentés).

Les formations de la Gartempe ne renferment aucune trace d'éclogites.

Paragenèse de haute température et basse pression liée à l'anatexie

Au cours de l'anatexie généralisée affectant les migmatites de Lanneau, de Magnac-Laval et de bordure du massif de Guéret, se développent des faciès de diatexites et de granites d'anatexie; dans les termes alumineux apparaît la cordiérite, en réponse à la baisse de pression consécutive à la surrection du dôme migmatitique.

Paragenèse rétomorphique

La sillimanite est remplacée par de grandes lames de muscovite, le grenat est chloritisé; dans les faciès basiques, les amphiboles sont chloritisées. Ces rétomorphoses s'observent dans les couloirs de cisaillement liés aux grands accidents (Nantiat, Arrènes—Ouzilly, Busnière-Madeleine, cf. *infra*) et sur le pourtour du dôme anatectique de Lanneau.

TECTONIQUE TANGENTIELLE

Formations de la Gartempe

Au Sud-Ouest de la carte, ces formations affleurent selon une structure synclinale, dont les pendages sont dirigés vers le Nord ou le Nord-Ouest. À l'Ouest, sur la feuille Bellac, J.P. Floc'h *et al.* (1993) ont pu observer des plis couchés dans la foliation régionale qui est parallèle à leur surface axiale; ces plis anisopaques sont des plis P2 qui montrent eux-mêmes dans leurs flancs des traces de petits plis P1, reliques d'une première phase P1. Quelques observations de ce type ont été faites dans le secteur des Forges : plis P2 à surface axiale parallèle à la foliation régionale, et flanc de pli P2 avec traces de plis P1.

Ces phases précoces synfoliales sont synchrones de l'empilement des nappes : un mouvement tangentiel du Nord-Ouest vers le Sud-Est a pu être déterminé à partir d'observations réalisées sur des plans de cisaillement intrafoliaux (feuille Bellac).

Au cours de l'empilement des nappes, les formations de la Gartempe viennent chevaucher les migmatites de l'unité de Lanneau.

Ce chevauchement est évident sur la feuille Bellac mais déjà, à l'extrême Sud-Est, on observe une inversion des pendages vers le Nord qui se maintient sur Magnac-Laval. Cette inversion peut être attribuée à une évolution tectonique postschisteuse et à des déformations tardives.

En effet, une phase P3 symmétamorphe verticalise la foliation S1-2 au cœur des synformes et provoque le basculement des charnières P2 dont la surface axiale est redressée (Floc'h *et al.*, 1993).

Plus tardivement, une phase P4 (avec plis en chevrons et kinks d'axes très redressés) affecte la série verticalisée et provoque un changement brutal dans les directions structurales. L'inversion des pendages pourrait ainsi être attribuée à cette phase P4 qui est contemporaine du fonctionnement de couloirs mylonitiques accompagnant la surrection du dôme de migmatites. Les paragenèses rétro-morphiques observées dans les micaschistes de la Gartempe pourraient être liées à ces déformations tardives.

Ensemble des migmatites de Lanneau—Magnac-Laval—bordure du granite de Guéret

L'anatexie généralisée dans des conditions de haute température et de basse pression développe des faciès de diatexite (avec ou sans cordiérite) et divers faciès de granites d'anatexie.

Les migmatites de Lanneau sont surtout représentées par des termes orthodérivés dont le protolite a été daté à 501 Ma (Duthou, 1977) dans la carrière de Lanneau. Mais, sur la feuille Bellac, affleurent des faciès alumineux à biotite et sillimanite, avec mobilisats localement à cordiérite.

Les migmatites de Magnac-Laval correspondent essentiellement à des diatexites à cordiérite, comparables aux anatexites d'Aubusson datées, elles, à 356 Ma (Duthou, 1984).

Les diatexites d'Oradour-sur-Glane, dans l'arc du Thaurion (comparables à celles de Lanneau) ont été datées à 373 Ma (Duthou, 1977). Ceci est en bon accord avec les relations entre le granite d'Oradour-Saint-Genest et les migmatites de Magnac-Laval d'une part, et de Lanneau d'autre part. Avec ces dernières, le contact est franchement intrusif.

Les micaschistes et les gneiss de Villefavard représentent le flanc occidental d'une vaste antiforme dont le cœur est intrudé par les granites de Brame—Saint-Sylvestre. En effet, on peut considérer que ces micaschistes et gneiss sont équivalents à l'ensemble des micaschistes bordant le complexe de Brame—Saint-Sylvestre—Saint-Goussaud, dont une partie affleure au Sud-Est de la feuille (micaschistes de Fromental et de Bersac). Ici, la direction de la foliation est conforme à celle des micaschistes affleurant sur la feuille Bourgameuf (Arène *et al.*, 1979) où ont été décrites deux phases de plis P1 et P2 synmétamorphes et une phase P3 accompagnant la mise en place des granites et en relation avec le jeu précoce de la faille de Nantiat. Au contact du granite, les micaschistes sont affectés par un métamorphisme thermique avec cristallisation d'andalousite. Les micaschistes de Fromental sont affectés par l'accident d'Arrènes—Ouzilly.

Les micaschistes de Villefavard sont affectés par la faille de Nantiat, mais cet accident ne constitue pas leur limite puisqu'on retrouve des

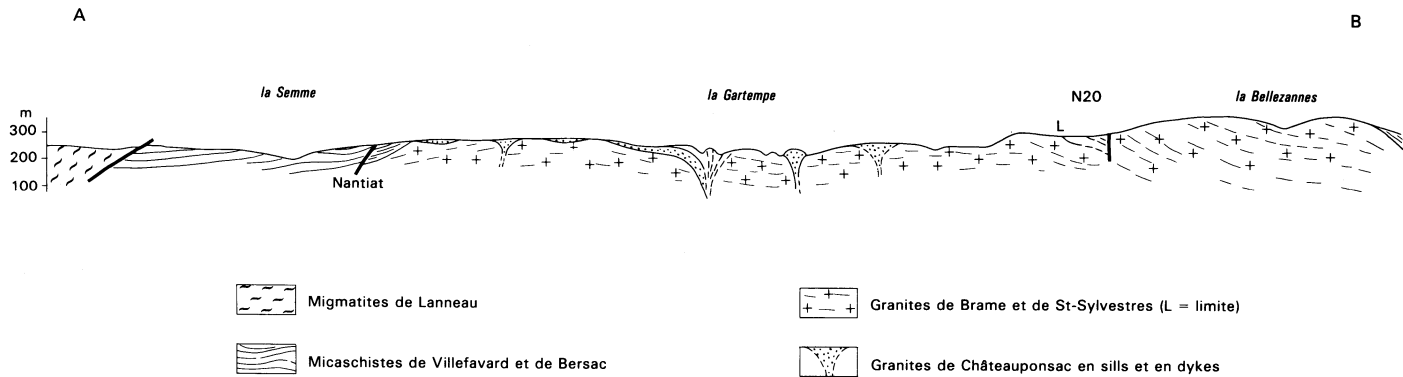


Fig. 21 - Coupe interprétative suivant AB (cf. schéma structural)

micaschistes à l'Est de Villefavard, en contact avec les granites de Brame qui induit un métamorphisme thermique (en particulier, cornéification).

Les relations structurales qui ont pu être observées, notamment au Sud et à l'Ouest du panneau de Villefavard, indiquent un contact chevauchant des migmatites de Lanneau sur les micaschistes (fig. 21), mais ces relations structurales ont pu être perturbées par la montée du dôme migmatitique et par les phases de plissement tardives P3 et P4.

ACCIDENTS DUCTILES ET CASSANTS

Faille de Nantiat

Ce grand accident d'importance régionale (qui prend naissance à l'Est de Rochechouart au Sud et se termine au Nord-Est de Magnac-Laval) présente sur cette feuille une orientation N10-20°E jusqu'à Villefavard, pour devenir subméridien jusqu'au Nord de la N 145, où il est relayé par les failles dites de Dompierre et de Saint-Hilaire, d'orientation SW-NE; d'après les données de la géophysique (TCM), il se poursuivrait avec sa direction N-S jusqu'au Nord de la carrière de Dompierre.

Le long de cet accident, on peut observer deux styles de déformation : une déformation primitive ductile (visible au hameau de Laireau au Sud, où elle affecte les granites de Brame) correspondant à un mouvement en faille normale avec abaissement du compartiment nord-ouest, et une déformation de style cassant affectant la précédente (cataclasites affleurant le long de la D 1 au Nord de Rancon). Dans les micaschistes, la foliation devient subméridienne et l'on observe des zones hydrothermalisées et silicifiées (au Sud de Villefavard).

Faille d'Arrènes—Ouzilly

Les textures observées dans les granites de Saint-Sylvestre et de Montjourde indiquent un cisaillement dextre pour cet accident dont le fonctionnement est contemporain de la mise en place des granites de Saint-Sylvestre (c'est-à-dire 324 Ma). Les plans de foliation sont orientés N120-130°E et plongent fortement vers le Nord-Est (50-80°), avec une linéation orientée N140°E et plongeant de 40° vers le Nord-Est.

Les micaschistes de Fromental sont affectés par cet accident : mylonites du cimetière de Fromental (fig. 22).

Localement, la déformation aboutit à des phyllonites, aussi bien dans le granite que dans les micaschistes : le long de la voie ferrée au Nord de la route conduisant au Cluzeau et dans le virage en épingle à cheveux juste avant la voie ferrée.

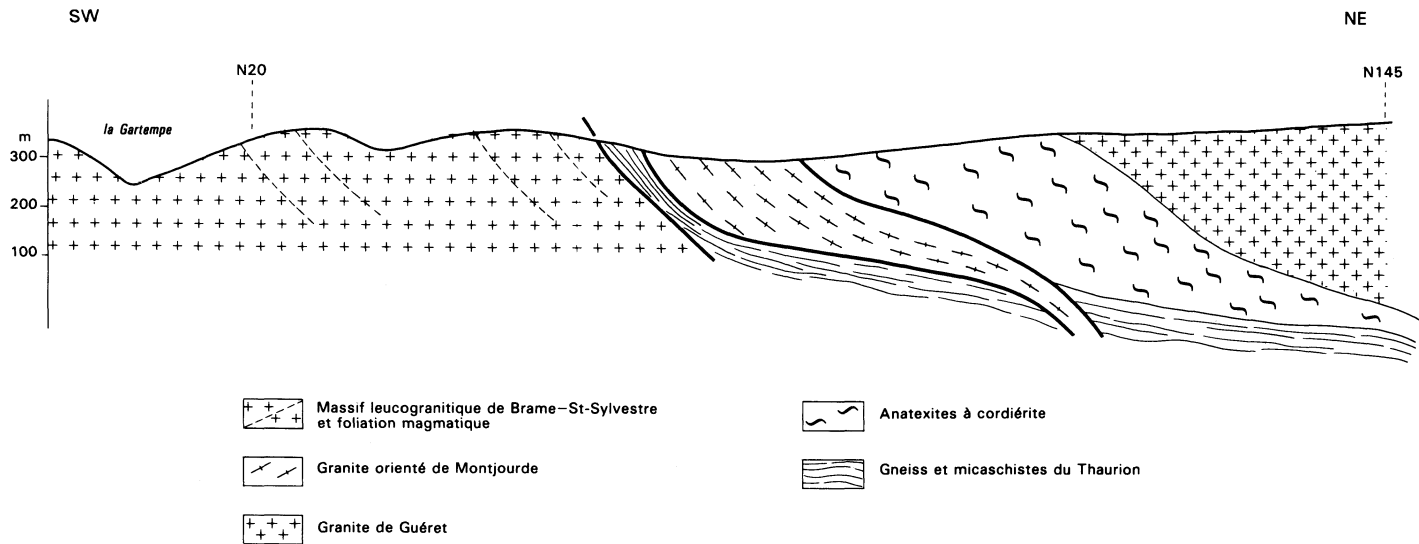


Fig. 22 - Coupe interprétative CD (cf. schéma structural)

Cet accident ne se prolonge pas vers le Nord-Ouest dans l'unité de Brame ; cependant, des accidents cassants de même orientation pourraient correspondre à un rejeu cassant.

Faille de Bussière-Madeleine

Cette faille, affectant l'unité de Brame (la foliation du granite tend à s'orienter N-S) et le granite de Montjourde, a fonctionné à la même époque que la faille d'Arrènes—Ouzilly, en faille normale, avec abaissement du compartiment est. L'orientation des plans de foliation mylonitique dans le granite de Montjourde est subméridienne, avec pendages forts vers l'Est et linéation N110°E à pendage d'environ 50° vers l'Est (fig. 22).

C'est à la faveur de rejeux de cet accident que se sont mis en place des filons de quartz (Saint-Maurice-la-Souterraine) et que se sont développées des zones silicifiées (Gacheny).

Faille de Magnac-Laval

Au Nord de Magnac-Laval l'accident orienté NW-SE, décalé par une faille qui prolonge celle de Nantiat, présente comme celle-ci un style de déformation ductile (secteur de la Loubresse à l'Ouest ou des Peux au Sud-Est), avec orthogneissification des granites et un style cassant affectant la précédente. Cet accident se situe dans le prolongement occidental de la faille d'Arrènes—Ouzilly mais sa trace n'a pas été retrouvée dans les granites de Brame : on n'observe que des fractures tardives alignées dans cette direction (et visibles surtout sur photographies aériennes).

Réseau de fractures tardives

Les migmatites de Lanneau et de Magnac-Laval, ainsi que les micaschistes de Villefavard, sont affectés par un accident NNW-SSE jalonné au Nord-Ouest de Rancon par un filon de quartz et par les lentilles de serpentinites. Des accidents de moindre importance existent à l'Est de celui-ci.

Les diverses fractures (identifiées sur le terrain ou par photogéologie) se calquent sur les directions des grands accidents : subméridienne, SSW-NNE, SW-NE, NW-SE.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

SOCLE CRISTALLIN

L'évolution tectono-métamorphique et magmatique varisque (schématisée dans le tableau 1) des formations affleurant sur la feuille

		Ma	Événements tectoniques et métamorphiques régionaux	Magmatisme	Manifestations tectono-métamorphiques
NÉOVARISQUE	Permien				
	Stéphanien	285 300		Lamprophyres (285 Ma) Microgranites filoniens	
	Westphalien			Granites fins de Châteauponsac ?	
	Namurien	325	Failles normales de Nantiat et Bussière-Madeleine Cisaillement dextre d'Arrènes- Ouzilly	Complexe Brame-St-Sylvestre (325 Ma) Complexe Dompierre-St-Sulpice-les-Feuilles	Déformation du granite de Montjourde
	Viséen Tournaisien	350		Complexe Montjourde-La Souterraine (345 Ma)	
MÉDIOVARISQUE	Dévonien	356	Anatexie	Granite de Guéret (356 Ma) Diorites à hornblende (355-379 Ma)	Migmatites d'Aubusson-Magnac-Laval (356 Ma) Migmatites de Lanneau (373 Ma) Reliques Ky dans métatexites d'Aubusson (à l'Est)
		373	Anatexie Métamorphisme barrovien Mise en place des nappes Magmatisme d'arc Collision arc-continent Métamorphisme HT-MP		
		400	Enfouissement Subduction Phase de convergence Fin de la distension		
ÉOVAR.	Silurien	450			
	Ordovicien	482 500		Protolite des complexes leptyno-amphiboliques (482 Ma, Marvejols)	
	Cambrien	501		Protolite des migmatites de Lanneau (501 Ma) Protolite des orthogneiss du Thaurion (530 ma)	
		535 600			

Tabl. 1 - Chronologie tectono-métamorphique et magmatique

Magnac-Laval sera décrite en faisant référence au modèle actuel sur l'évolution de la chaîne varisque (Ledru *et al.*, 1989). Cette évolution peut être subdivisée en quatre périodes :

- éovarisque (450 à 400 Ma) : enfouissement de croûte continentale et océanique avec développement d'un métamorphisme HP-HT ;
- médiovarisque (400-340 Ma) : collision continent-continent, ou plutôt arc-continent ; mise en place des nappes principales ; métamorphisme HT-MP ; anatexie ; magmatisme d'arc ;
- néovarisque 1 (350-320 Ma) et 2 (320-280 Ma) : réactivation de la chaîne et grands décrochements crustaux.

Dans l'empilement de nappes qui s'est produit pendant la période médiovarisque, on distingue de bas en haut :

- les unités supérieures épizonales de Génis et de Thiviers—Payzac ;
- l'unité supérieure des gneiss, comprenant notamment les groupes leptyno-amphiboliques et les gneiss du Thaurion ; les reliques de métamorphisme HP sont fréquentes ;
- l'unité inférieure des gneiss, représentée par des métapélites, métagrauwackes, orthogneiss et anatexites, avec rares reliques de HP ;
- l'autochtone relatif de micaschistes à reliques de sillimanite et de disthène.

Période éovarisque

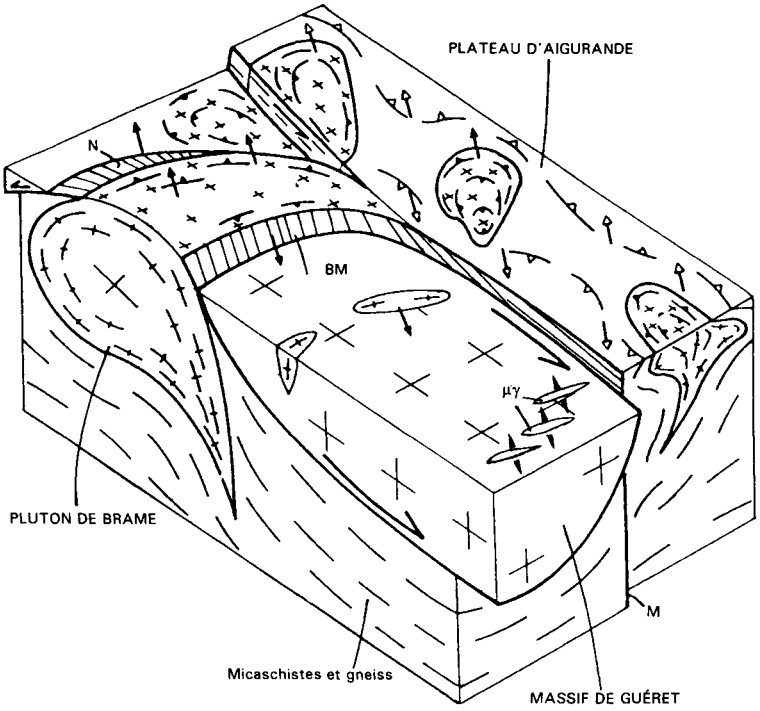
Aucune trace de métamorphisme de haute pression (reliques de disthène et/ou éclogites), n'a été observée dans les formations métamorphiques affleurant sur cette carte ; cependant, il faut rappeler que des reliques de disthène ont été décrites plus à l'Est dans les métatexites de Lépaud (feuille Évaux-les-Bains : Hottin, 1991).

Période médiovarisque

L'empilement des nappes consécutif à la tectonique collisionnelle est matérialisé par :

- le chevauchement des formations de la Gartempe sur les migmatites de Lanneau ;
- le chevauchement des migmatites de Lanneau sur les micaschistes de Villefavard.

● **Relations entre formations de la Gartempe et migmatites de Lanneau.** Les migmatites de Lanneau et de Magnac-Laval sont comparables aux formations de l'unité inférieure des gneiss ; les premières renferment quelques enclaves d'amphibolites et les secondes des amphibolites et des serpentinites (dont la disposition le long d'un grand accident régional n'est pas sans rappeler la zone aurifère du Châtelet—Évaux-les-Bains).



- M Faille de la Marche
- BM Faille de Bussière-Madeleine
- N Faille de Nantiat
- Linéation d'étirement avec sens du cisaillement dans le granite
- ↗ Linéation dans l'encaissant
- μγ Dyke de microgranite avec direction de l'extension

Fig. 23 - Bloc-diagramme montrant les relations entre le détachement du massif de Guéret, les décrochements et les failles normales, et les caractéristiques structurales des leucogranites
(d'après Faure et Pons, 1991)

Les formations de la Gartempe sont corrélées par J.P. Floc'h *et al.* (1993) avec l'unité de Thiviers—Payzac en Bas-Limousin mais il semble plus logique de les considérer comme la base de l'unité supérieure, l'unité de Thiviers—Peyzac étant essentiellement épimétamorphique.

Si le caractère chevauchant des formations de la Gartempe est évident sur la feuille Bellac, on assiste sur Magnac-Laval à une disposition inverse due probablement à un plissement tardif (phase P4 de J.P. Floc'h); par ailleurs, l'anatexie affectant aussi bien les termes orthodérivés de Lanneau que ceux de la Gartempe, leur distinction sur le terrain s'avère difficile (difficulté accentuée par un recouvrement important d'altérites).

• **Relations migmatites de Lanneau—micaschistes de Villefavard.** C'est sur des critères lithologiques et sur l'analogie de leurs relations avec le massif de Brame que les micaschistes de Villefavard peuvent être rapportés à l'autochtone relatif, comme les micaschistes de Bersac au Sud-Est.

Les relations structurales entre les migmatites de Lanneau et les micaschistes de Villefavard permettent d'envisager un chevauchement des migmatites sur les micaschistes (fig. 21).

Le métamorphisme HT-MP se développe dans les différentes unités métamorphiques.

La collision arc-continent est responsable d'un magmatisme calco-alcalin à l'origine des diorites quartzifères et des granodiorites à hornblende.

L'épaississement crustal provoque une fusion partielle qui engendre les migmatites du dôme de Lanneau ainsi que les différents types de granites alumino-potassiques : Guéret (Montjourde est peut être légèrement plus tardif) et Oradour-Saint-Genest. De par les caractères chimiques des différents faciès du massif de Guéret, il faut envisager un mélange avec un magma basique représenté par des enclaves quartz-dioritiques à granodioritiques (*cf.* « Conditions de formations des entités géologiques ») pouvant être contemporaines du magmatisme d'arc.

Période néovarisque

Dans le Nord-Ouest du Massif central, la période namuro-west-phalienne correspond à une phase d'extension crustale interprétée comme l'effondrement de la croûte épaissie lors de la collision varisque (Faure et Pons, 1991).

Le détachement vers l'ESE du massif granitique de Guéret (fig. 22) provoque un jeu normal ductile sur la faille de Bussière-Madeleine, jeu normal qui évolue sur la faille d'Arrènes—Ouzilly vers un jeu de plus en plus décrochant dextre en allant vers l'Est. Au Nord, la faille de la Marche fonctionne en cisaillement ductile senestre.

Ces mécanismes sont contemporains de l'emplacement des granites cogénétiques de Brame—Saint-Sylvestre dont les linéations NW-SE d'étirement se traduisent dans les roches encaissantes par des paragenèses rétomorphiques.

Vers l'Ouest, la mise en place du pluton de Brame—Saint-Sylvestre favorise le jeu normal ductile vers le Nord-Ouest de la faille de Nantiat, qui peut être considéré comme symétrique de celui de la faille de Bussière-Madeleine par rapport au dôme granitique (fig. 23); les rejeux plus tardifs de la faille de Nantiat se traduisent par des cataclasites verdâtres postérieures au cisaillement ductile.

Les filons de microgranite recouper les différents granites; plus à l'Est (feuilles Guéret : Berthier et Feys, 1986 et Évaux-les-Bains : Hottin : 1991), ils recouper également les terrains viséens; en revanche, on les retrouve en éléments dans les sédiments stéphaniens (Bazot, 1970). Ils sont donc vraisemblablement d'âge namuro-west-phalien. Leur orientation moyenne de N10°-50°E indique une direction d'extension maximum proche de NW-SE, subparallèle à celle de l'extension ductile régionale (Faure et Pons, 1991; fig. 23).

Période carbonifère

Les lamprophyres se sont mis en place à la fin du Stéphanien (285 ± 10 Ma).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Seul l'Éocène est représenté par quelques placages de sable blanc alignés dans une direction E-W et se prolongeant vers l'Ouest par les formations de la Brenne et vers l'Est jusqu'au bassin de Gouzon sur la feuille Évaux-les-Bains (Freytet, *in* Hottin, 1991).

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Relief et hydrographie

En première approximation, le relief du territoire occupé par la coupure Magnac-Laval est un ensemble de collines peu marquées dominées vers le Sud par la retombée des monts d'Ambazac.

Un examen plus attentif à partir d'un point de vue situé sur les hauteurs méridionales (villages au Sud d'une ligne Châteauponsac—Bessine-sur-Gartempe : entre Châtre et le Taffres, au Nord de la Combe; sur la route qui borde la N 20 au Sud de Mazataud, etc.) permet de saisir nettement la logique du relief :

— dans l'extrême Sud, des collines arrondies ou à sommet plat ont des altitudes comprises entre 400 et 450 m, le point culminant étant de 524 m à Montmassacrot (sur la carte au 25 000^e seulement);

— un vaste glacis occupe le reste de la feuille, régulièrement incliné vers le Nord-Ouest ; il n'est conservé que sous forme d'échines d'interfluves entre les cours d'eau majeurs de la carte, curieusement orientés E-W ;

— ces cours d'eau sont installés dans des vallées en « V » très ouvert d'abord, puis au fond de véritables gouttières et gorges ensuite.

Surfaces d'aplanissement

La morphologie générale de la feuille Magnac-Laval (fig. 24) s'explique facilement quand on la replace dans son cadre régional maintenant bien connu (fig. 25), les feuilles voisines vers le Nord et l'Est étant parues ou en cours d'impression. On retrouve ici trois surfaces majeures d'autant mieux conservées qu'elles sont plus récentes.

Les témoins les plus élevés sont à rapporter, à notre avis, non à la haute surface limousine qui tronque les sommets les plus hauts des monts d'Ambazac vers 600-650 m, mais à la « surface intermédiaire » (Freytet, 1988), vers 400-450 m et raccordée à la haute surface par un talus net. Rappelons qu'en aucun cas la haute surface limousine ne peut être confondue avec la surface posthercynienne : les cartes paléogéographiques du Jurassique (Enay *et al.*, 1980, Synthèse paléogéographique du Jurassique français) considèrent que le Massif central était submergé. La haute surface doit être qualifiée de post-portlandienne, et s'est édifiée pendant le Crétacé inférieur et une partie (?) du Crétacé supérieur.

La moyenne surface n'est conservée que sous la forme de crêtes d'interfluve entre les cours d'eaux majeurs qui traversent la carte : la Gartempe, la Semme, la Brame. Cette moyenne surface est intéressante, car elle porte çà et là de petits ressauts de 5 à 10 m séparés par des talus de raccordement nets, mais non dessinables sur l'esquisse de la figure 24. De plus, elle est jalonnée de dépôts détritiques à Châteauponsac et de l'Ouest de Blanzac à Balledent. Ils remplissent une paléotopographie peu différenciée, dont on peut estimer la profondeur maximale des creux à environ une dizaine de mètres.

Très curieusement, la moyenne surface se prolonge, à travers la feuille La Souterraine, aux monts de Guéret. Cette affinité orientale s'exprime aussi par la direction E-W des cours d'eau : Gartempe, Semme, Brame. Les monts d'Ambazac ont fourni peu de matériel et peu d'affluents à ce dispositif.

La basse surface (fig. 26) se compose, dans les bassins-versants des grands cours d'eau, de deux glacis topographiques inclinés vers le drain actuel, dessinant une vallée en « V » très ouvert ; la largeur peut atteindre jusqu'à 10 km (la Brame), ou être très réduite (la Gartempe à Châteauponsac). Dans les régions les plus larges, il est facile de dessiner les courbes de niveau de cette basse surface, représentant l'état final (au Pliocène terminal antérieur au creusement des

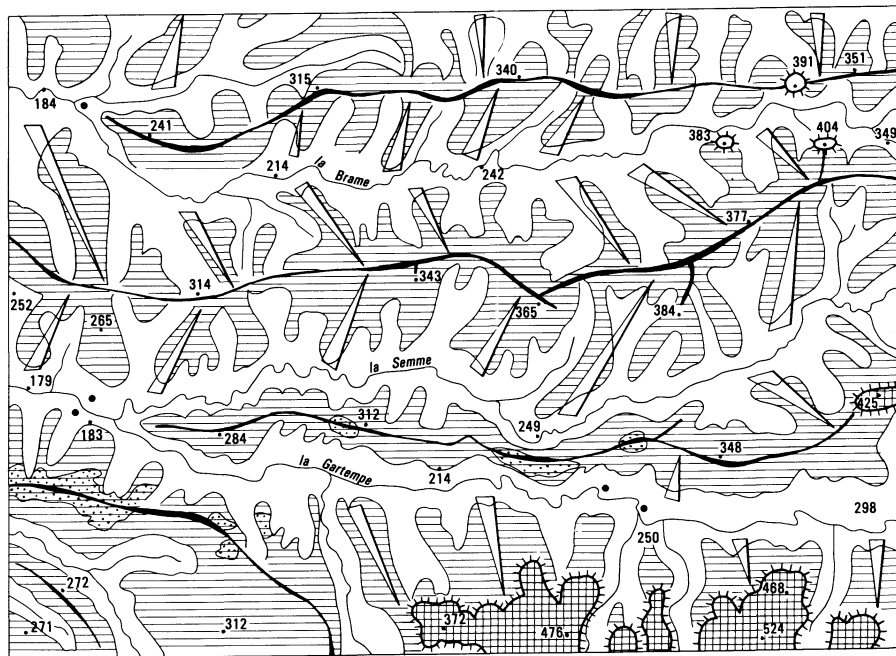











Fig. 24
Esquisse géomorphologique
de la feuille Magnac-Laval

-  "Surface intermédiaire"
-  Lignes d'interfluves représentant les restes de la moyenne surface
-  Basse surface, composée de glacis inclinés vers les drains majeurs actuels
-  Glacis topographiques nets dans le paysage
-  Alluvions rapportées à l'Éocène
-  Hydrographie actuelle
-  Alluvions des terrasses pléistocènes
-  404 Point coté
-  Vallées actuelles avec leurs terrasses (alluviales et rocheuses) et talus de raccordement à la base

vallées quaternaires) plus les déformations quaternaires. Les conditions d'affleurement n'ont pas permis de trouver, en bas des glacis topographiques, de formations corrélatives comme sur les feuilles voisines Ambazac et Bourgneuf (J.C. Flageollet), Aigurande, Guéret, etc. (P. Freytet) : il est difficile de distinguer une nappe alluviale « pliocène » de remaniements colluviaux de sédiments éocènes, dans un paysage de bocage fortement anthropisé et ayant subi de très forts remaniements périglaciaires.

À proximité des drains majeurs, il s'est formé une « gouttière », parfois une gorge véritable ; l'enfoncement quaternaire est souligné par de nombreuses terrasses rocheuses, rarement alluviales. Dans ce cas, les galets sont uniquement quartzeux et proviennent du remaniement de l'Éocène. Les principaux niveaux sont, sur la Gartempe, au-dessus du lit actuel, à + 40 m (Bussière-Étables, à l'Ouest de Bessines), à + 20 et + 35 m au Petit-Confolens ; sur la Brame à + 10 m près du confluent de la Brame et du Brunet, au Nord-Est du Dorat.

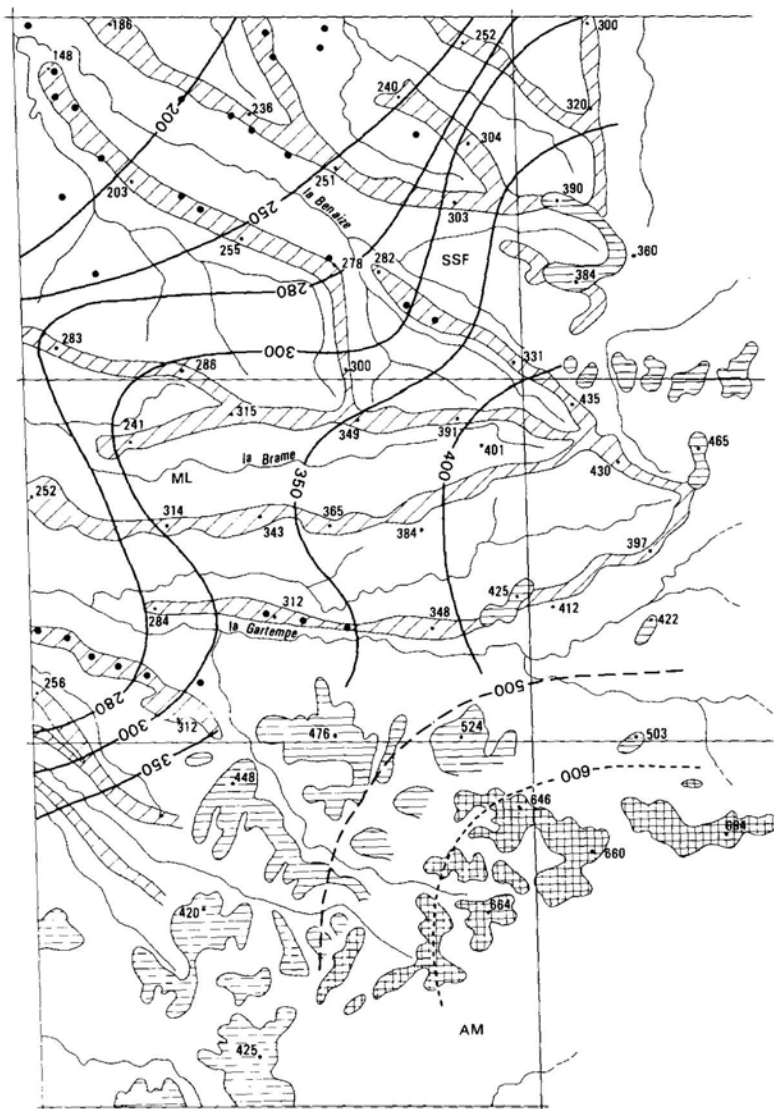
Morphogenèse quaternaire





Pendant le Quaternaire, période particulièrement complexe, de nombreux phénomènes ont interféré, et ajouté ou retranché leur action :

- enfoncement général du réseau hydrographique, en plusieurs épisodes qui ont pu laisser des témoins sous la forme de terrasses rocheuses ou alluviales ;
- altérations cumulatives développées sous climats tempérés et chauds : argilification des roches métamorphiques riches en ferromagnésiens, arénisation des granitoïdes, rubéfections (à moins qu'elles ne soient tertiaires) ;
- défonçage plus ou moins intense des pays granitiques selon le mécanisme des alvéoles décrit par B. Valadas (1984) dans la montagne limousine. L'arénisation n'est pas uniforme, elle laisse des chapelets de boules peu ou pas altérées dans les profils. Les creusements successifs mettent en relief des chaos ou des tors, et dépriment les zones fortement arénisées : un paysage typique se compose d'échines sèches, parfois à boules et de dépressions tourbeuses.

Les cours d'eau, du vallon sec ou à drainage intermittent à la grande rivière, ont donc un profil transversal marqué alternativement par des rétrécissements, parfois de véritables gorges (zone à boules) et des élargissements (zone fortement arénisée, avec tourbières ou vallée à méandres).

Au cours des périodes de gel, les ségrégations de glace se sont développées jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre 3 m. Sur les versants, en milieu granitique, on rencontre systématiquement, avec quelques nuances, dans tous les grattages exploitant le « tuf » (nom local de l'arène granitique), la superposition classique : arène en place, à filons de microgranite et diaclases ; arène litée à traces de lentilles de glace parallèles au versant ; arène fauchée, étirée dans le sens de la









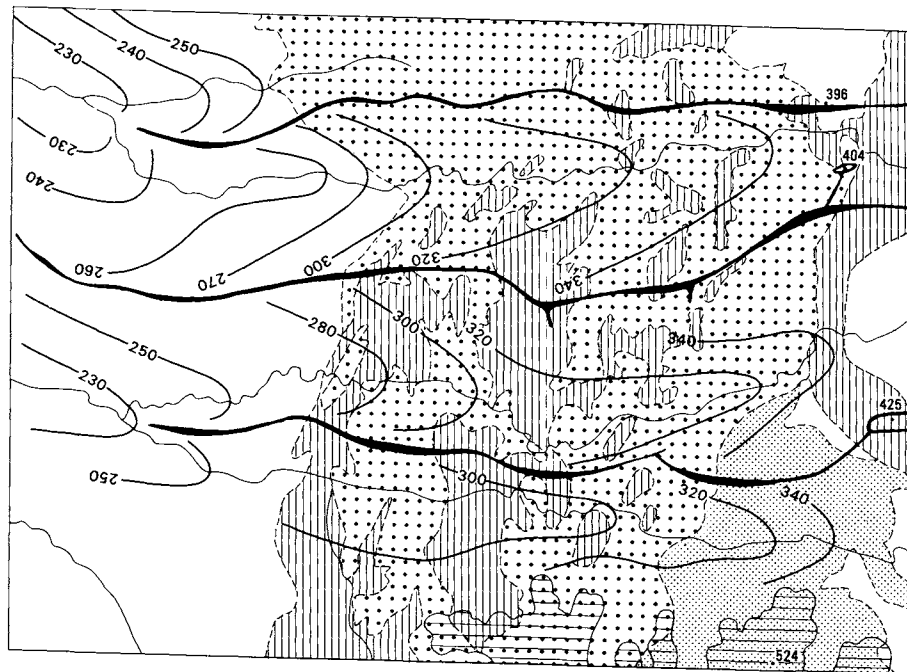
-  Haute surface limousine, et courbe de niveau correspondante (600 m)
-  "Surface intermédiaire" et courbe de niveau correspondante (500 m), et reliefs résiduels de tous âges
-  Échines correspondant aux interfluviaux actuels, témoins de la moyenne surface
-  Points d'observation de sédiments rapportés à l'Éocène ; en blanc : basse surface, terrasses pléistocènes et vallées actuelles

L'inflexion des courbes de niveau de la moyenne surface le long de la Brame coïncide avec l'absence de formations tertiaires ; celles-ci sont conservées dans des zones concaves des courbes, sur la Gartempe et la Benaize. L'interprétation néotectonique est l'érosion sur l'anticlinal de la Brame et la conservation dans les synclinaux de la Gartempe et de la Benaize

Fig. 25 - La feuille Magnac-Laval dans son contexte régional
 (feuilles St-Sulpice-les-Feuilles : SSF et Dun-le-Palestel, partie ouest ;
 Magnac-Laval : ML et La Souterraine, partie ouest ;
 Ambazac : AM et Bourgneuf, partie nord-ouest)

Fig. 26
Courbes de niveau de la basse surface
et relations entre relief et lithologie

-  "Surface intermédiaire"
-  Crête d'interfluve rapportée à la moyenne surface, jalonnée de dépôts "éocènes"
-  Basse surface et vallées actuelles
-  Granites à biotite
-  Granites à biotite et muscovite
-  Leucogranites de St-Sylvestre ;
en blanc : roches métamorphiques



penne; surface de ravinement; et formation à blocs, parfois très riche en matrice et pauvre en blocs (fig. 27).

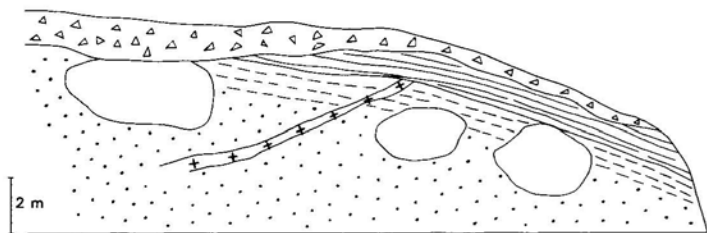
Après fonte de la glace des petites lentilles disséminées dans le profil (cryosol), des ségrégations argileuses apparaissent et ralentissent la circulation des eaux de percolation, créant ainsi de véritables sols hydromorphes de plateaux et de versants. En coupe (fossé, fondations de maisons), les taches d'hydromorphie grises et jaunes sont très fréquentes, et en surface la non-infiltration des eaux apparaît sous forme de prairies à joncs dans les zones non drainées et non cultivées.

Relations entre lithologie et relief

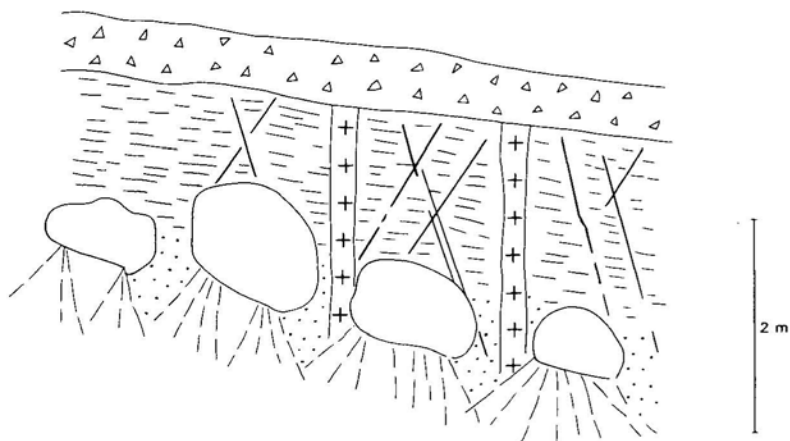
Par rapport à la vieille carte au 80 000^e qui ne reconnaissait que quelques variétés de granite, nous bénéficions ici d'une cartographie détaillée d'au moins quinze types de roches éruptives, plus leurs faciès particuliers (fin, grossier, porphyroïde, à grandes biotites, etc.), sans parler des roches filoniennes. Il est donc intéressant de tenter de constater quelles sont les relations entre la lithologie et les reliefs successifs. Nous retiendrons, pour simplifier, les granites-granitoïdes à mica blanc, en séparant les leucogranites de Saint-Sylvestre, les granites-granitoïdes à biotite seule, et les autres roches (métamorphiques). Il faut analyser séparément les relations de ces ensembles avec la moyenne et la basse surface d'une part, et avec la topographie actuelle résultant des dynamiques quaternaires d'autre part.

La figure 26 montre à l'évidence que les contacts entre ces divers types de roches sont orientés N-S à NNE-SSW, c'est-à-dire en gros perpendiculaires à la pente générale de la moyenne surface et des axes des drains de la basse surface. N'importe quelle roche occupe indistinctement une crête d'interfluve (témoin de la moyenne surface), la basse surface, les talus de raccordement, les vallées actuelles. Par contre, les collines méridionales, couronnées par la surface intermédiaire, sont dépourvues de roches métamorphiques : elles sont entièrement en roches éruptives, souvent, mais pas toujours, à mica blanc. Il apparaît donc que vis-à-vis de la dynamique de glacioplation qui a façonné la surface intermédiaire et la moyenne surface, les roches ont toutes la même résistance, ou la même fragilité.

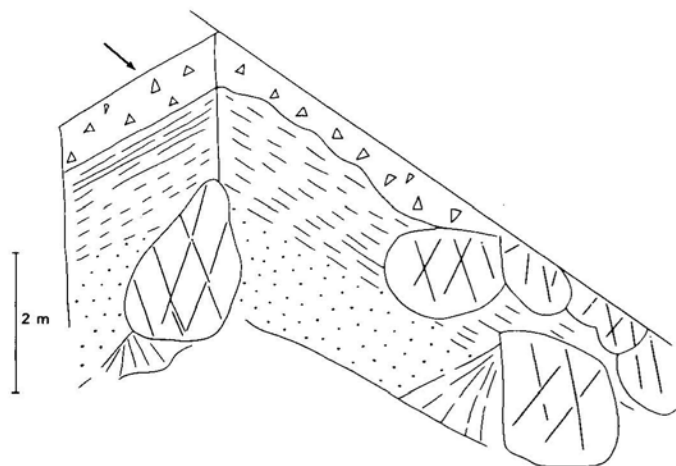
Des conclusions intéressantes peuvent être tirées de l'observation des courbes de niveau de la basse surface dans chacun des drains actuels. Les courbes sont plus resserrées dans les roches métamorphiques de l'Ouest que dans les granitoïdes du centre et de l'Est de la feuille. Les pentes des talwegs de la basse surface (contact des deux glacis convergents vers ce talweg) sont pour la Brame, de 0,36 % en roches métamorphiques et 0,13 % sur granite; pour la Semme, de 0,26 % en roches métamorphiques et 0,17 % sur granite; pour la Gartempe, de 0,20 % en roches métamorphiques et 0,19 % sur granite. Donc, globalement, les roches métamorphiques sont un peu moins résistantes que les roches éruptives, dans les conduits de la glacioplation.



Carrière de Mazat (commune de St-Hilaire-la-Treille)



Talus de route au Sud du Clops



Carrière de Châtre (commune de Châteauponsac)

-  Formation à blocs ("convoi à blocs" des auteurs limousins)
-  Arène fauchée tronquant les filonets de microgranite
-  Arène litée, à traces de lentilles de glace parallèles au versant
-  Arène non affectée, conservant ses diaclases et filonets
-  Filonnet de microgranite, aplite, etc.
-  Diaclase ouverte
-  Boule de granite
-  Talus d'écroulis au pied du front de taille
-  Sens de la pente. La carrière montre un front perpendiculaire et un front parallèle à la pente

Fig. 27 - Croquis de quelques fronts de taille de carrières ou de talus de route, montrant les formations périglaciaires quaternaires

Par contre, les reliefs issus de l'encaissement des vallées au Quaternaire, sous des alternances climatiques chaudes, tempérées et froides, ont une toute autre répartition, à l'échelle, cette fois, du kilomètre carré. Le plus démonstratif se trouve dans la partie est de la feuille, où le granite de type Châteauponsac, fin ou grossier, apparaît régulièrement en croupes dominant de 20 à 40 m des dépressions plus ou moins larges (1 à 3 km) occupées par les granites à biotite et sillimanite de Brame, avec de temps en temps de la muscovite. Les leucogranites de Saint-Sylvestre ont le même comportement dépressionnaire que ceux de Brame.

On ne peut donc pas parler d'érosion différentielle entre les divers types de roches en conditions de glaciplanation sous climat sub-humide à semi-aride. Sous les climats contrastés du Quaternaire, et en soupçonnant une forte influence des conditions périglaciaires, on peut constater que les granites à mica blanc, réputés résistants, sont en fait plus altérés et décapés de leurs arènes que les granites à biotite, réputés fragiles.

Néotectonique

Le trop grand morcellement du territoire par des bassins-versants étroits ne permet pas de déceler d'éventuelles déformations de la basse surface, comme sur les feuilles voisines (Dun, Aigurande, Guéret, etc.).

Par contre, l'examen du cadre régional (fig. 24) montre que la répartition des sédiments rapportés à l'Éocène (vallées de la Gartempe et de la Benaize) coïncide nettement avec un infléchissement des courbes de niveau de la moyenne surface vers le Sud-Est. À l'opposé, les courbes sont déformées vers le bassin de Paris (Nord-Est) à l'aplomb de la vallée de la Brame. Cette disposition pourrait s'expliquer par d'hypothétiques différences de vitesse de façonnement de la surface. Plus simplement, nous pouvons y voir un pli anticlinal à grand rayon de courbure axé sur la Brame, érodé de sa couverture éocène, et de part et d'autre deux synclinaux, de la Gartempe au Sud-Ouest et de la Benaize au Nord-Ouest, à couverture éocène conservée.

Dans un autre ordre d'idées, le très fort encaissement des vallées actuelles en plusieurs épisodes soulignés par des terrasses rocheuses et alluviales, fait supposer un soulèvement d'ensemble de toute la région, du Sud du bassin de Paris et du Nord du Massif central.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétation, cultures

La région couverte par la feuille Magnac-Laval est essentiellement consacrée à l'élevage (particulièrement bovins : « veaux du Limousin ») et accessoirement à la culture (maïs, céréales, betteraves, etc.).

Dans le domaine granitique, les versants et les plateaux sont recouverts d'arènes. Dans le massif de Brame—Saint-Sylvestre, les plateaux (correspondant à l'affleurement de l'unité de Brame) sont consacrés à l'élevage et à la culture, tandis que les pointements de granites de Châteauponsac («peux») sont généralement recouverts de forêts (principalement des feuillus) ou de broussailles.

Dans le domaine métamorphique, les altérites souvent très argileuses sont recouvertes de forêts de conifères et de feuillus (bois de Saint-Martial au Sud-Ouest, forêt de Rancon, bois de Magnac-Laval).

Les versants abrupts des principales rivières sont également recouverts de feuillus. À l'Est, au Sud de Vitrat, le grand étang occupant les alluvions de la Brame est entouré d'une zone inondable et de marécages.

De nombreux étangs de pisciculture ont été aménagés le long des grandes rivières et de leurs affluents.

Géographie humaine

La région de Bessines-sur-Gartempe s'est développée grâce à la découverte des mines d'uranium et à l'installation de l'usine de traitement de la SIMO.

La région a bénéficié de la proximité de la ville de Limoges, et à Morterolles se trouve une fabrique artisanale d'émaux.

La ville de Châteauponsac a connu un certain essor industriel mais elle s'oriente actuellement surtout vers un développement touristique grâce à son site exceptionnel et à la possibilité de kayak sur la Gartempe.

Les autres villes importantes, Le Dorat, Magnac-Laval, Morterolles, Saint-Maurice, sont situées sur des nœuds routiers importants.

L'habitat est relativement dispersé mais un réseau routier très dense relie tous les hameaux. De nombreuses fermes ou moulins sont transformés en résidences secondaires.

Préhistoire et archéologie

Le musée René-Bauberot créé en 1944 est installé depuis 1957 dans l'ancien prieuré bénédictin de Châteauponsac. Il appartient à la Société d'histoire et d'archéologie « Notre terroir ».

Dans la section préhistoire est exposé notamment un polissoir en quartzite trouvé à proximité du village des Tourettes.

La section gallo-romaine a été constituée à partir des sondages effectués à la Bussière-Étable sur l'emplacement d'une importante villa gallo-romaine. Elle regroupe des sépultures et des urnes cinéraires

en granite de Brame. Dans une salle consacrée aux minéraux et fossiles, sont exposés des minéraux provenant du Limousin: quartz, béryl, barytine et minéraux d'uranium.

Dans les environs de Châteauponsac se trouvent quelques vestiges « archéologiques »: cuve baptismale trilobée au bord de la Semme, ancienne voie romaine au Nord de Châteauponsac, le Camp de César (à Chérugat) et le tumulus des Tourettes.

Magnac-Laval possède également un musée lapidaire avec une exposition de vestiges gallo-romains.

RESSOURCES EN EAU

Le territoire de cette feuille s'étend sur la Marche, région située aux confins nord-ouest du Massif central, soit au Nord du Limousin dont la limite naturelle passe en Haute-Vienne par l'échine E-W des monts d'Ambazac (589 m) et des monts de Blond (500 m).

L'altitude varie de 420 m au Sud-Est à 220 m au Nord-Ouest. Le relief de la vieille pénéplaine hercynienne présente des vallées anciennes en aval de Rancon. La reprise de l'érosion récente du modelé a accentué le relief en creux: telle est la vallée étroite et profonde de la Gartempe en son cours supérieur (amont de Rancon).

La hauteur des précipitations moyennes sur 15 ans (1964-1978) est de l'ordre de 900 mm par an (atlas climatique du Limousin).

Au plan géologique, l'importante zone de fracture sépare un encaissant métamorphique d'ensembles granitiques:

- à l'Ouest, les séries bordant le complexe de Brame—Saint-Sylvestre et enclavées dans ce complexe, constituées de micaschistes, gneiss, quartzites, migmatites, diorites, amphibolites, serpentinites et leptynites;

— à l'Est, les roches plutoniques constituées:

- de granites d'anatexie associée aux migmatites, de granites porphyriques (bordure occidentale du massif de Guéret),
- du complexe de Brame—Saint-Sylvestre—Saint-Sulpice-les-Feuilles, comportant granites planaires, granites porphyriques et leucogranites,
- enfin les granites de Châteauponsac, se présentant en sills et dykes.

Les roches filoniennes sont représentées par: pegmatites, aplites, microdiorites, microgranites, lamprophyres et filons de quartz.

Enfin, il est à noter, principalement sur la partie ouest de la feuille, la présence de formations superficielles et sédimentaires. Elles sont constituées de formation de type arkose à ciment silico-argileux et de formations argileuses ou argilo-sableuses à galets de quartz, ainsi que des altérites.

Les roches cristallines et cristallophylliennes se présentent le plus

du rocher décomprimé. Les eaux de pluie s'infiltrent dans la partie supérieure du substratum qui est relativement perméable parce qu'elle est arénisée et décomprimée. Cette infiltration est importante dans le cas de massifs de roches plutoniques dont les altérites sont moins argileuses que celles des formations gneissiques et dont la perméabilité de fracture est plus forte.

Schématiquement, deux comportements hydrauliques peuvent être distingués :

- un milieu capacitif mais peu perméable : ce sont les altérites qui assurent le stockage de l'eau. Il se constitue à la base de l'arène, dans les fissures de la roche, un niveau aquifère capable d'alimenter des sources lorsqu'une dépression topographique (telle qu'un vallon) lui permet d'affleurer à la surface. En l'absence de rupture de pente et de dénivellation importante, les sources sont le plus souvent portées à émergence par des filons de quartz, microgranite et lamprophyre ;
- un milieu faiblement capacitif mais perméable : ce sont les fractures ouvertes qui permettent la circulation de l'eau.

La superposition de ces deux milieux, conduisant à un phénomène de drainage descendant, est un élément favorable à la recherche et à l'exploitation d'eau souterraine.

En raison de la situation superficielle des « nappes », les sources sont nombreuses, généralement diffuses, de débit faible et fluctuant (0,20 à 2 l/sec, exceptionnellement plus). Leurs qualités, notamment la régularité du débit et la sensibilité aux foyers de pollution, sont directement fonction de l'épaisseur du manteau arénacé, et par conséquent peuvent varier d'une source à l'autre. Jusqu'alors, c'est l'aquifère superficiel qui a été couramment sollicité (captages par drains de 0 à 7 m et par puits profonds de 12 à 20 m prenant en compte le milieu fissuré sous-jacent) pour l'alimentation humaine.

Ces procédés de captage, utilisés par ailleurs régionalement, ne permettent que de faibles prélèvements qui entraînent une multiplication des ouvrages.

Pour répondre à des besoins importants, la solution privilégiée est l'utilisation des eaux superficielles stockées puis traitées (syndicats de la Gartempe et Couze-Gartempe alimentant Magnac-Laval, Balledent, Rancon-Bessines, Morterolles à partir de pompages).

Depuis plusieurs années, des recherches d'eau sont menées en milieu fissuré de socle. Elles ont permis d'identifier, par forage les ressources suivantes : Châteauponsac, 1, 0,36 et 0,40 m³/heure (au soufflage) sur trois forages distincts ; Roussac, 0,43 m³/heure (également au soufflage). Ces ressources de très faible ampleur ne sont bien évidemment pas exploitées.

Enfin, à Fromental un forage productif a mis à jour 30 m³/heure pour le compte du SIAEP de Couze-Gartempe.

GÎTES MINÉRAUX

Les ressources minérales du territoire couvert par la feuille Magnac-Laval sont essentiellement représentées par les gîtes d'uranium. Accessoirement on peut citer des indices de tungstène et de pegmatites à béryl et un gîte de barytine à sulfures de Pb-Zn associés. Les pegmatites furent exploitées au XIX^e siècle et au début du XX^e siècle pour l'extraction du feldspath potassique, éventuellement du kaolin, utilisés par l'industrie de la porcelaine de Limoges. Pour l'uranium, le Limousin est la plus importante province productrice française et revêt une importance historique puisque c'est ici qu'ont été initiées, dès 1947, les premières explorations et exploitations (avec la fameuse mine «Henriette» de la Crouzille) et que se sont développées les exploitations et les installations industrielles de traitement de la division minière de la Crouzille (Cogéma). La coupure Magnac-Laval comprend seulement la partie nord du district producteur.

Gisements et indices d'uranium

Historique des travaux

Les découvertes de minéralisation uranifère remontent en Limousin, en 1804, quand de l'«uranite» (aujourd'hui «autunite») a été découverte dans les pegmatites de Chanteloube (Haute-Vienne, feuille Ambazac).

La mise en évidence en 1948 de gummites à la Crouzille, au Sud du district du même nom, conduisit à la découverte de pechblende et à la mise en exploitation de la première mine française, la mine «Henriette» (1949-1959); elle fut aussi à l'origine d'un effort considérable d'exploration de la part du CEA et de nombreuses sociétés privées.

Le district de la Crouzille occupe un vaste secteur, d'environ 250 km², du massif granitique de Saint-Sylvestre, avec des exploitations, aussi bien souterraines qu'à ciel ouvert, ayant fourni près de 25 000 t d'uranium métal. L'exploitation du district a profité des installations centrales de l'usine de concentration de la SIMO à Bessines-sur-Gartempe (mise en service en 1958); actuellement, l'activité extractive est en diminution du fait de la conjoncture (prix de l'uranium en forte diminution depuis 1980) et de la modicité des teneurs du minerai (2,5 à 3 kg d'U/tonne).

La partie nord du district de la Crouzille, exploité par Cogéma, est sous le régime de concession minière (concession de la Gartempe attribuée depuis 1961 et concession de Lacour, 1981), tandis qu'en

périphérie de ces concessions de nombreux permis de recherche ont, depuis les années 1960, traduit les efforts d'exploitation de différentes sociétés : en plus de Cogéma, on peut citer Elf-Aquitaine et Total-Cie minière qui a racheté la société Dong Trieu.

Minéralisation

La minéralisation d'uranium est régionalement associée aux leucogranites namuriens de Saint-Sylvestre et de Brame, tandis que la phase principale de concentration d'uranium, plus tardive, serait permienne, vers 275 Ma (Cuney, 1990). On trouve les minéralisations principalement dans les leucogranites de Saint-Sylvestre dont l'extension vers le Nord est limitée par la faille d'Arrènes—Ouzilly de direction sud-armoricaine N140°; accessoirement, des minéralisations se développent dans les parties leucocrates des granites de Brame ou dans des discontinuités structurales affectant ces granites.

Depuis la partie méridionale du district (sièges miniers de Margnac et Fanay), la localisation préférentielle des gisements principaux montre un alignement suivant un couloir subméridien de 5 km de large, attribué à une structuration particulière des granites de Saint-Sylvestre. Une anisotropie de structuration magmatique se remarque (Mollier et Bouchez, 1983) dans ce couloir, avec des foliations magmatiques qui se verticalisent; ce couloir est également le siège de la mise en place de nombreuses intrusions à grain fin à biotite dominante, présentant des enrichissements en uranium et en autres éléments incompatibles (U, Rb, Sn, W,...).

Un stade précoce d'altération hydrothermale des granites à deux micas aboutit à la formation d'épisyénite feldspathique par disparition du quartz, transformation de la muscovite en feldspath, de la biotite en chlorite. Ces épisyénites sont recoupées par les dykes de lamprophyre et de microgranite. Un stade plus tardif, subcontemporain de la mise en place de ces dykes (285 ± 10 Ma), conduit à la formation d'épisyénite micacée dont le développement est contrôlé par la fracturation (surtout N-S ou E-W); au cours de cette altération, tous les minéraux originels du granite sont transformés ou disparaissent, excepté la muscovite; la minéralisation en uranium est souvent associée à ces épisyénites micacées.

De ce fait, les minéralisations uranifères présentent deux types morphologiques, avec souvent passage ou proximité d'un type à l'autre :

- en remplissage de fractures;
- en dissémination dans des roches-réservoir correspondant aux épisyénites.

La minéralisation consiste en pechblende colloforme, rarement massive, toujours associée à de la coffinite, surtout présente dans les épisyénites, et à des sulfures soit visibles à l'oeil nu (pyrite, marcassite), soit la plupart du temps seulement décelables au microscope (galène,

sphalérite, chalcopryrite, bismuthinite, etc.). Les gangues peuvent contenir du quartz, de la barytine, de la fluorine, les carbonates sont présents; les épontes sont presque toujours hématitisées. Les teneurs varient du pour mille à exceptionnellement plusieurs pour cent (mine Henriette, sur la coupure Ambazac).

Les fractures minéralisées sont souvent de dimension kilométrique, mais la minéralisation économique primaire n'y forme que des colonnes exploitables, conditionnées par :

- l'existence d'épisyénite pouvant servir d'encaissant à une minéralisation disséminée;
- le croisement de deux fractures;
- l'intersection de dykes de lamprophyre (« minette ») et de fractures.

L'altération météorique et les phénomènes supergènes provoquent le remaniement et la dispersion de l'uranium, proche de la surface, sous forme de minéraux à uranium hexavalent parmi lesquels dominent l'autunite et les gummities (produits jaunes), bien exprimés dans les parties superficielles des exploitations en carrière; plus profondément apparaissent des produits noirs pelliculaires, avec néoformation de pechblende et de coffinite. Cependant, dans les épisyénites, la minéralisation reste remaniée même en profondeur.

Principaux gisements

• **Le Brugeaud.** Situé au Nord immédiat de la rivière Gartempe à Bessines, ce gisement a été exploité de 1959 à 1972, surtout à ciel ouvert (grande fosse de 14.10^6 tonnes brutes dont a été extrait 1 230 kt de minerai à une teneur moyenne de 1,03 %, contenant 1 273 t d'uranium métal, plus du minerai subéconomique lixivié en tas). Au-delà d'un stot de protection situé entre 140 et 165 m de profondeur, l'aval a été exploité en mine souterraine.

Le gisement est localisé dans les leucogranites type Saint-Sylvestre à proximité du contact avec les granites de Brame, zone caractérisée par de nombreux contrastes pétrographiques : injection de granites à grains fins, nombreux faciès pegmatitoïdes, lambeaux de migmatites d'endomorphisme.

La minéralisation est contrôlée par des failles NW-SE en épis sur une structure mylonitique N-S principale qui forme la limite est du gisement. Cette faille N-S est parallèle à la mégastructure régionale subméridienne, dite de la RN 20.

Entre ces réseaux fracturés majeurs existe un réseau très dense de fractures de tous ordres, sans grande extension, formant un stockwerk avec une minéralisation diffuse en amas qui a fourni l'essentiel du minerai.

À ce gisement principal, on peut associer les petits gisements à ciel ouvert voisins de Villard et de Bessines-Sud :

— **Villard.** Sur la rive nord de la Gartempe et à l'Est du Brugeaud, la petite mine à ciel ouvert du Villard représentait 60 t d'U à bonne teneur avec une minéralisation à chalcopryrite abondante, contrôlée par une structure N140°;

— *Sud-Bessines*. Une petite MCO a permis d'exploiter une épisyténite minéralisée à l'intersection d'une structure N140° avec une faille N-S, qui a fourni un tonnage de 140 t d'U à plus de 6 %.

● **Belezanes**. Gisement représentant un potentiel de plus de 4000 t d'uranium, dont l'exploitation a commencé en 1975 et se poursuit actuellement en mine à ciel ouvert et en mine souterraine.

La minéralisation est portée par un réseau de grandes fractures N130° et N-S recoupées par des filons de microgranite et de « minette » de direction SW-NE, affectant un leucogranite à grain moyen souvent hématisé. Les caisses filoniennes minéralisées, puissantes et régulières, montrent le rôle important de l'hématisation sur les concentrations en pechblende et coffinite.

À ce gisement principal, on peut associer les petits gîtes satellites :
— *Petites-Magnelles* au Nord (exploitation prévue en 1991 à ciel ouvert avec un aval minier souterrain);
— *Montmassacrot* au Sud, représentant 120 t d'U à faible teneur, exploitées en grande partie à ciel ouvert. La minéralisation est contrôlée par une « minette » N80°;
— *Puy-Teigneux* à l'Ouest, mine à ciel ouvert en cours d'exploitation (1991) sur une minéralisation portée par des petites structures E-W en épis sur un filon de « minette » N75°. L'aval souterrain n'a pas été exploité.

● **Puy-de-l'Âge**. Ce gisement, au SSE de Belezanes, représente un potentiel supérieur à 500 tU exploitable en MCO et mine souterraine. Il correspond à des structures N140° et N-S pouvant induire des amas épisyténitiques à leurs intersections.

On peut rattacher à ce gisement quelques gîtes voisins sur la zone dite de *la Salesse*, où plusieurs projets de petites MCO sont en attente.

● **La Traverse**. Petit gisement (environ 50 tU) en cours d'exploitation à ciel ouvert (1991), correspondant à une épaisse caisse filonienne développée sur une structure principale N140°, dans une zone à pétrographie contrastée qui pourrait correspondre à la zone de passage du faciès Brame au faciès Saint-Sylvestre, au Nord de Bessines.

● **Montulat**. Ce gisement est localisé au sein des granites de Brame, dans une zone structurée N-S et SE-NW, caractérisée par des intrusions de granite à grain fin.

La minéralisation, exploitée à ciel ouvert (concession de Lacour), est diffuse dans un réseau dense de failles et diaclases constituant un stockwerk à faible teneur. Cette minéralisation s'enracine en profondeur, mais la teneur moyenne reste faible.

● **Pin-Bernard**. Situé au Sud-Est du Maubert, au Sud de la RN 145, ce site regroupe trois petits gîtes à minéralisation remaniée, de type multifissural à remplissage d'autunite barytifère; la minéralisation se

répartit le long d'un contact entre un leucogranite à grain fin (type Châteauponsac) et un leucogranite à gros grain (type Brame). L'ensemble représente environ 50 tU métal.

● **Las-Vias.** À 2 km au Nord-Ouest du précédent, ce gîte est encaissé dans un leucogranite à grain fin (type Châteauponsac) à texture orientée, comprenant des enclaves décamétriques de leucogranite du type Brame.

La minéralisation est en majeure partie oxydée (méta-autunite baryfère associée à des produits noirs) dans une gangue de quartz, d'hématite, de limonite, de pyrite et de barytine formant une structure filonienne de puissance voisine de 2 m. Cette structure s'étend sur 300 m de long, en direction N35°. Dans la caisse filonienne, on note une répartition irrégulière des teneurs (de 0,5 à 6 %) s'expliquant, dans l'hypothèse d'un gîte remanié, par migration des minéralisations et reconcentration par des pièges tectoniques et topochemiques. Les ressources ont été estimées, après sondages d'exploration, à 300 tU métal.

Autres indices

On peut signaler une dizaine d'indices dont le potentiel unitaire ne dépasse pas 10 tonnes U métal.

Dans le massif de Saint-Sylvestre, l'indice de Fromental; dans le massif de Brame et à proximité de la faille de Nantiat, les indices de Villard et de Villefavard (au Nord de Rancon) et de Petit-Champagnac, de Maubert (2 indices, l'un au Sud-Ouest, l'autre au Nord-Est), et de la Grange; et les indices situés dans l'unité de Saint-Sulpice-les-Feuilles, près de Dompierre-les-Églises, d'Arcoulant et de la Chapelle.

Indices de tungstène

Les prospections du CEA (et de Cogéma) ont permis de reconnaître en plusieurs points et dans l'environnement des granitoïdes de Saint-Sylvestre, des pierres volantes de quartz minéralisé en wolframite avec parfois des traces de cassitérite; il s'agit soit de pierres volantes isolées (indice sans intérêt de Villard et des Grandes-Magnelles), soit d'alignement pouvant correspondre à des structures filoniennes dont l'extension est au maximum de 900 m (indices significatifs du Puy-de-l'Âge avec des alignements suggérant trois structures).

Pegmatites à béryl

Les gîtes de pegmatites de la Haute-Vienne sont bien connus des minéralogistes pour leur contenu en espèces minérales rares. Ces pegmatites sont classées en deux groupes suivant leur composition:

les pegmatites sodolithiques (Na/Li) et les pegmatites potassiques à sodipotassiques.

Sur le domaine de Magnac-Laval, on ne connaît que des pegmatites potassiques dont les occurrences se situent dans la partie occidentale du granite de Saint-Sylvestre : elles forment soit des petits filons, soit des amas lenticulaires de dimension métrique à décamétrique (ne dépassant pas la cinquantaine de mètres pour la plus grande dimension). À côté du feldspath potassique dominant, on trouve, en agrégats polycristallins, du quartz, de la muscovite et de la biotite ; les minéraux accessoires sont représentés par le béryl, en cristaux blanchâtres à vert pâle de dimension centimétrique à décimétrique, l'apatite et d'autres minéraux dont la présence n'est pas constante dans les différents gîtes : cassitérite, wolframite, niobotantalite, grenat, triplite, autunite.

Les carrières les plus importantes sont celles du Mazataud, avec trois carrières alignées en direction SE-NW sur 500 m. On peut citer aussi les deux carrières de la Roche (la pegmatite de la carrière sud a également fait l'objet d'une poursuite d'exploitation par galerie), la carrière du Mas-Barbu ; les anciennes carrières d'Aupugbertrot ont été remblayées lors de la rectification du tracé de la RN 20 qui a d'ailleurs mis à jour deux filons de pegmatite à béryl, visibles sur les parements de la route à 200 m au Nord du pont sur la Gartempe.

Gîte de barytine

Il s'agit d'une structure de direction E-W à pendage N70°, située sur la rive droite de la Gartempe, à 1 km au Nord-Est de Rancon. La structure, de puissance moyenne de l'ordre du mètre, constituée par une brèche à éléments de granite cimentés par du quartz et de la barytine, a été reconnue par des travers-bancs, des traçages à deux niveaux et par des sondages carottés. Une tentative d'exploitation n'a permis l'extraction, en 1962-1963, que de quelques centaines de tonnes de barytine. Le potentiel indiqué par ces travaux d'exploration approche de 300 000 tonnes de barytine contenue dans un minerai à teneur moyenne de l'ordre de 60 % SO_4Ba et associée à de la galène et de la blende (teneur moyenne Pb + Zn de 4,2 %) ; la fluorine violette est présente en petites quantités.

Matériaux divers

Les formations métamorphiques ou granitiques traversées par des accidents régionaux et fortement cataclasés sont localement exploitées pour la fabrication de sables et graviers : celles de Rancon et de Magnac-Laval sont les plus importantes.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Secteur oriental: granites de Brame—Saint-Sylvestre (et micaschistes)—Montjourde—Guéret (et migmatites); accidents de Bussière-Madeleine et Arrènes—Ouzilly

Départ de Morterolles-sur-Semme vers Fromental par la D 63a (fig. 28*).

- 1 - Au bord du ruisseau avant la bifurcation de Chez-Doussaud: affleurements de granite de Saint-Sylvestre. Prendre la nouvelle route à quatre voies; on quitte le granite de Saint-Sylvestre pour le granite de Brame.
- 2 - Enclaves de gneiss dans le granite de Brame.
- 3 - Longer le ruisseau vers le Sud (à partir de l'entrée de Laschamps): affleurement de quartzite à biotite et sillimanite (restite).
- 4 - À l'entrée de Laschamps, granite de Brame: orientation N30°E, pendage vers l'Est \approx 25°. À la Croisière prendre la direction de Saint-Maurice-la-Souterraine.
- 5 - Embranchement de Rissac—Petit-Bessac: filon de quartz.
- 6 - À gauche de la route: granite de Guéret, type Paulhac.
- 7 - Sortie de Gacheny: accident de Saint-Maurice avec brèche siliceuse.
- 8 - Entre la Saumagne et Chérugat: granite de Montjourde orienté N-S; 9 - faille normale de Bussière-Madeleine.
- 10 - Moulin Goutay: migmatites rétomorphosées, mais non affectées par l'accident de Bussière-Madeleine.
- 11 - Migmatites granitoïdes à biotite et cordiérite.
- 12 - Granitoïde riche en biotite, \pm cordiérite.
- 13 - Anatexites granitoïdes à biotite et cordiérite.
- 14 - Dans et après Chérugat: granite de Montjourde affecté par la faille normale de Bussière-Madeleine. Foliation verticale sub-méridienne, linéation N110-130, pendage E.
- 15 - Moulin du Temple: migmatites et granite de Guéret affectés par la faille normale.
- 16 - Granite de Brame: déformation syn-mise en place (faille normale). Foliation N-S, pendage 30°E.
- 17 - Micaschistes de Fromental affectés par l'accident d'Arrènes—Ouzilly. Schistosité microplissée. Plans subverticaux N160E, linéation verticale.

* Les figures 28, 29 et 30 sont présentées en fin de notice (dépliant).

- 18 - Granite de Montjourde affecté par le cisaillement dextre d'Arènes—Ouzilly. Foliation N110°, pendage 80°N, linéation plongeant de 45° vers l'Est. Bandes de cisaillement hypermicacées.
- 19 - Le long de la voie ferrée: ultramylonites de micaschistes.
- 20 - Mylonites de granite.
- 21 - Granite de Saint-Sylvestre affecté par le cisaillement dextre d'Arènes—Ouzilly. Foliation N120°, pendage N à 80°, linéation plongeant de 40° vers l'Est, orientée N140°E.
- 22 - Idem. Pendage de la foliation S70°.
- 23 - Dans l'épingle à cheveux: granite de Saint-Sylvestre ultramylonitique.
- 24 - Au pont Gibus: granite de Saint-Sylvestre albitisé à muscovite.
- 25 - Micaschistes.
- 26 - Dans la vallée: pegmatites à béryl, cassitérite, apatite, grenat.
- 27, 28 - Faciès Saint-Sylvestre à grosses biotites.

Secteur central: granites de Brame, de Châteauponsac et de Dompierre—Arcoulant

Départ de Châteauponsac (fig. 29).

- 1 - Sortie de Châteauponsac par la D 711. Avant le pont de Venteat: granite de Brame à nombreuses enclaves de gneiss anatectiques (comparables aux gneiss du Thaurion, d'après M. Cuney). Reprendre la route de Saint-Priest-le-Betoux (D 45).
- 2,3 - Moulin d'Hervaud, moulin des Roches: granite de Brame recoupé par des filons de granite de Châteauponsac; le long du bois au Sud de la route: enclave de gneiss à cordiérite.
- 4 - Les Tourettes, face au tumulus, dans le chemin et dans les labours: granite de Châteauponsac à grain moyen.
- 5 - Dans le fossé: nombreux affleurements de granite de Brame; peu penté ou horizontal. Filons de Châteauponsac. À l'Est de l'étang (droite de la route) colline de granite de Châteauponsac.
- 6 - Route de Saint-Sornin-Leulac—Chantegrelle. Petite carrière dans le bois au-dessus des tennis et talus au bord de l'étang: différents faciès de granite de Châteauponsac.
- 7 - Avant Vaupontour, au croisement: granite de Brame à grain moyen; filons de Châteauponsac, de pegmatites; agrégats à quartz, grenat, biotite.
- 8 - Le long de la route: nombreux affleurements de granite de Brame à pendage faible vers le NNW; linéation N110°E à plongement faible vers le Nord-Ouest.
- 9 - Au Sud de Montulat (D 63), chemin conduisant vers la carrière à ciel ouvert: granite de Brame à agrégats de quartz, + grenat, + biotite et granite de grain moyen à minéralogie identique mais moins structuré.

- 10 - À l'Est de Montulat (D 93) : granite de Brame à nombreuses enclaves d'orthoigneiss anatectique (« gneiss granitisé »).
- 11 - Le Soulier : carrière montrant des blocs de granite de Brame roulés dans du granite de Châteauponsac (cf. fig. 9). 500 m plus loin : alternance de granites (Brame, Châteauponsac) et d'orthoigneiss anatectique.
- 12 - Carrière du Peu de la Fortune : granites de Brame, Châteauponsac et orthoigneiss anatectique (cf. fig. 18a).
- 13 - Les Fougères : orthoigneiss anatectique.
- 14 - Les Terres-Noires : orthoigneiss anatectique microplissé (plans axiaux N55-60E, pendage $\approx 70^\circ$ NW); filons décimétriques de Châteauponsac.
- 15 - D 63 vers Saint-Hilaire-la-Treille. Au château d'eau : microgranite porphyrique.
- 16 - Au Nord de Saint-Hilaire et dans Saint-Hilaire : granite porphyrique à biotite (γ^3_H).
- 17 - D 61 : leucogranite à muscovite à grenat, lardé de pegmatites (γ^2_D).
- 18 - Granite porphyrique type Dompierre, mylonitique.
- 19 - Carrière de mylonites et de cataclasites affectant le granite de Dompierre et les migmatites de Magnac-Laval (associées à du granite type Guéret).
- 20 - Granite orienté à biotite et muscovite de Dompierre—Arcouant (γ^{2-3}_D); foliation N110-120°E, pendage 60°S; linéation N110°, plongement W de 20°.
- 21 - Gros blocs de granite de Dompierre ($\gamma^{2-3}_{D[1]}$) à phénocristaux dispersés de $5 \times 2,5$ cm, quartz automorphe.
- 22 - Entrée du hameau du Soulier : même granite très déformé à biotite et muscovite, de grain grossier, à tourmaline et albite secondaire.
- 23 - Ancienne carrière de granite de Châteauponsac (déviation de la route).
- 24, 25 - Retour vers Châteauponsac par D 2, D 942 et D 45. Dans les virages au Sud du Masroudeau : granite de Brame.

Secteur occidental : formations métamorphiques ; faille de Nantiat

Départ de Magnac-Laval. Prendre la D 91 en direction de Dinsac—la Bazenge (fig. 30).

- 1 - Juste après Dinsac sur la droite, dans un pré : anatexites granitoïdes à taches et traînées de biotite + cordiérite. Orientation N45°E, pendage E très fort.
- 2 - Après le confluent du Brunet et de la Brame : anatexites à co-cordes de cordiérite.
- 3 - À l'ancien moulin (D 88) : granitoïde à cordiérite et biotite.

- 4 - À l'entrée du Dorat : migmatites de Lanneau ; foliation N150°E, pendage W subvertical.
- 5, 6 - D 942, puis route vers la Thière : granodiorite porphyrique à biotite ($\gamma_{(1)}^{3-4}$).
- 7 - Migmatites de Lanneau N110°E pendage 70° S (faciès métatexite, homogène).
- 8 - Affleurement de roches ultrabasiques, orientation très marquée N310E, pendage 85° SW.
- 9 - Au bout du chemin descendre dans le bosquet : beaux affleurements de roches UB.
- 10 - 500 m après la Valette, dans le fossé : affleurement d'amphibolites dans un encaissant de migmatites leucocrates.
- 11 - Migmatite, à faciès gneissique leucocrate, N30°E, pendage 65°S.
- 12 - On peut prendre un sentier vers le Nord-Ouest et monter dans un grand pré : affleurements de roches UB orientées N180°, verticales.
- 13 - N 145. Sur l'ancienne et sur la nouvelle route, après le pont sur la Gartempe : beaux affleurements de migmatites gneissiques alumineuses ; en longeant la Gartempe vers l'Ouest : granite d'anatexie.
Prendre en direction de Blanzac, traverser la D 1 vers le Maubert et Roche.
- 14 - Au bord et dans le lit de la Bazine : contact entre amphibolites et leptynites/migmatites de Lanneau.
Redescendre sur Lagudée (D1a).
- 15 - Gneiss à amphibole et amphibolites.
- 16 - Coupe du chemin creux allant de Piotaix au ruisseau des Boines : leptynites, métarhyolite et amphibolites.
- 17 - Sous les Forges : orthogneiss (M λ).
- 18 - Aux Forges : à droite et à gauche : leptynites et amphibolites litées (métatufs acides et basiques).
Reprendre la D 1 en direction de Rancon, puis la D 7 jusqu'en limite de carte. Après le cimetière prendre la route de Lairaud.
- 19 - Granite de Brame affecté par la faille normale de Nantiat. Foliation N20°E, pendage 30°W ; linéation N120°, plongement 30°NW.
- 20 - En continuant après les Creuses : gros blocs de silcrètes retirés des labours. Revenir sur la D 7, prendre à droite vers l'Homme et Balledent.
- 21 - Au Nord et au Sud du moulin : gneiss anatectiques à cordiérite.
Reprendre la D 103 vers Rancon.
- 22 - Entre le Cluzeau et Rancon : mylonites ductiles puis cataclasites lorsque l'on se rapproche de Rancon. À Rancon prendre l'ancien pont.
- 23 - Sur la route du moulin : affleurements de diorites quartzifères à hornblende recoupées par des mobilisats.

- 24** - À l'Est de Rancon, le long de la Gartempe : carrière de mylonites dans granite de Châteauponsac. Foliation N30°E à pendage 40° W ; linéation N130°E, plongement 40°W. C'est-à-dire mouvement en faille normale.
- 25** - En continuant vers le moulin de Roche : enclaves de métatexites à cordiérite.
- 26** - Prendre la D 1 : mylonites verdâtres de la faille de Nantiat. Prendre la D 25 à gauche puis tourner en direction de Villeneuve.
- 27-28** - Micaschistes.
Aller vers Villard puis Villefavard.
- 29** - Le long de l'ancienne voie ferrée : affleurements de micaschistes et de granite de Brame à l'Est de la faille de Nantiat. On peut aller au moulin de Villefavard (D 93).
- 30** - En descendant vers la Semme : faciès pegmatitique ; et en traversant : micaschistes plus ou moins quartzitiques. En suivant la Semme vers l'Ouest : alternances de micaschistes et de granite de Châteauponsac.
On arrive à Villefavard par le Menieux—la Solitude. On rejoint les Âges.
- 31** - Micaschiste à biotite et muscovite.
- 32** - D 93a : faciès de gneiss leptynique ζλ dans l'ensemble mica-schisteux.
- 33** - Migmatite granitoïde à biotite.

BIBLIOGRAPHIE

- ARÈNE J., AUTRAN A., COFFRANT D., LABERNARDIÈRE H., BURNOL L. (1979) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bourgneuf (665). Orléans : BRGM, 50 p. Carte géologique par J. Arène *et al.* (1972).
- AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) — La zone interne de l'orogénèse varisque à l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 2^e C.G.I. Paris, colloque C6 « Géologie de l'Europe », p. 90-111.
- AUTRAN A., GUILLOT P.L. (1974) — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque. Relation entre les cycles calédoniens et varisques. Colloque international CNRS « Chaîne varisque de l'Europe occidentale et moyenne », Rennes.
- BARBIER J. (1970) — Zonalités géochimiques et métallogéniques dans le massif de St-Sylvestre (Limousin, France). *Mineral. Deposita*, 5, p. 145-156.
- BARBIER J., RANCHIN G. (1969) — Zonalité pétrographique et géochimique dans le massif granitique de St-Sylvestre. In : « Géologie de l'uranium dans le massif granitique de Saint-Sylvestre (Limousin, Massif central français) ». *Sci. de la Terre*, Nancy, mém. n° 15 (rapp. CEA R3684).

- 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^e cycle, Clermont-Ferrand, 205 p.
- BERNARD-GRIFFITHS J. (1975) — Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas-Limousin (Massif central français). *Annales scientifiques de l'université de Clermont-Ferrand*, n° 55, 243 p.
- BERNARD-GRIFFITHS J., GEBAUER D., GRUNENFELD M., PIBOULE M. (1985) — The tonalite belt of Limousin (French Massif Central): U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. I, n° 4, p. 523-529.
- 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.
- BERTHIER F., FEYS R. (1986) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Guéret (642). Orléans : BRGM. Notice explicative par A.M. Hottin, F. Berthier (1993), 83 p.
- BOGDANOFF S., BOËSSÉ J.M., CIRODDE J.L., DAMBRINNE P., SY D., ZISERMAN A. PELLATON C., LORENZ C. (1988) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Sulpice-les-Feuilles (615). Orléans : BRGM. Notice explicative par S. Bogdanoff *et al.* (1989), 34 p.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J., MATTE P. (1984) — Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan belt: an example in the French Massif Central. In Hutton D.H.W. and Sanderson D.J. (eds): «Variscan tectonics of the North-Atlantic region». *Geol. Soc.*, London, Spec. Publ. 14, p 47-61.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1974) — Roches métamorphiques, roches éruptives, esquisse structurale régionale. In J.C. Flageollet *et al.* : notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Ambazac (664). Orléans : BRGM, p. 4-23, 32-35. Carte géologique par J. Chantraine (coord.) (1974).
- CHENEVOY M. (1958) — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 428 p.
- CHÈVREMONT P. (1992) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Oradour-sur-Glane (663). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Chèvremont et coll. (1992), 99 p.
- CUNNEY M., FRIEDRICH M., LEROY J., POTY B., DRIN N., SHEPPARD S.M.F., TURPIN L. (1982) — Petrology and geochemistry of the Brame—St-Sylvestre—St-Goussaud granite complex (Limousin, French Massif Central). Colloque «Géochimie et pétrologie des granitoïdes», Clermont-Ferrand.

- CUNNEY M., RAIMBAULT M. (1991) — Variscan rare metal granites and associated mineralizations from the North French Massif Central. 25 years SGA anniversary meeting, guide book of the field trip, 75 p., 38 fig.
- 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.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1971) — Les roches granitiques du Massif central français. In: «Symposium J. Jung: Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français». Clermont-Ferrand: Plein-Air Service édit., p. 133-156.
- DUPIS A., ROBIN G., DURANDAU A., LAMEYRE J., VAUCHELLE L. (1990) — Étude géophysique de l'extrémité occidentale du granite de Guéret. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), VI, n° 4, p. 683-691.
- DUTHOU J.L. (1977) — Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme: le Nord Limousin (Massif central français). *Ann. fac. sci. univ. Clermont-Ferrand*, 63, 294 p.
- 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*, p. 204.
- FAURE M., PONS J. (1991) — Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. *Geology*, v. 19, p. 730-733.
- FLOCH J.P. (1983) — Le socle métamorphique du Limousin central: une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif central français). Thèse État, Limoges, 445 p. + annexes.
- FLOCH J.P., JOUBERT J.M., CONSTANS J., MAURIN G. (1993) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bellac (639). Orléans: BRGM, 78 p. Carte géologique par J.P. Floch, J.M. Joubert, D. Santallier (1993).
- FLOCH J.P., SANTALLIER D., GROLIER J., GUILLOT P.L. (1977) — Données récentes sur la géologie du Bas-Limousin. *C.R. 102^e congr. nation. soc. sav., Limoges, fasc. II*, p. 147-158.
- FREYTET P. (1988) — Quelques réflexions à propos du relief du Limousin. *Norvès*, 35, 138, p. 201-221.
- FREYTET P., LEROUGE G., QUENARDEL J.M., BOGDANOFF S., BOUVIER P., COHEN-JULIEN M., LEMAIRE D., ROLIN P., SCHMIDT P. (1985) — Esquisse néotectonique des pays limousin, marchais et bourbonnais (Massif central français), *C.R. Acad. Sci., Paris*, II, 301, p. 1163-1168.
- FRIEDRICH M. (1984) — Le complexe granitique hyperalumineux de Saint-Sylvestre, Nord-Ouest du Massif central français (thèse 3^e cycle, Nancy I). *Géol. géoch. uranium mém.*, Nancy, 5, 361 p.
- GAUTSCH J.P. (1958) — Étude géologique du district uranifère du Limousin, au Nord de la Gartempe et métallogénie de l'uranium dans cette zone. *Dipl. ét. sup. géologue prospect.*, Paris, 82 p.

- GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J., GRUNENFELDER M. (1981) — U-Pb zircon and monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. Example: Sauviat-sur-Vige, French Massif Central. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 292-300.
- GIRARD C. (1990) — Contrôle structural, pétrologique et géochimique des minéralisations uranifères dans le massif de Saint-Sylvestre (N.O. Massif central). Thèse doct. univ. Nancy, 246 p.
- GUILLOT P.L. (1981) — La série métamorphique du Bas-Limousin de la vallée de l'Isle à la vallée de la Corrèze, le socle en bordure du Bassin aquitain. Thèse État, Orléans, 391 p.
- HOLLIGER P., CUNEY M., FRIEDRICH M., TURPIN L. (1986) — Âge carbonifère de l'unité de Brame du complexe hyperalumineux de Saint-Sylvestre (N.O. Massif central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. II, n° 14, p. 1309-1314.
- HOTTIN A.M. (1991) — Carte géol. France (1/50 000). Feuille Évaux-Bains (643). Orléans: BRGM. Notice explicative par A.M. Hottin et coll. (1991), 102 p.
- JOVER O. (1986) — Les massifs granitiques de Guéret et du Nord Millevaches (Massif central français). Thèse 3^e cycle, Nantes, 164 p.
- LA ROCHE H. (de), AUTRAN A., CHANTRAINE J., MOINE B. (1974) — Études géochimiques associées à la cartographie géologique: essai de reconstitution des séries anté-métamorphiques dans le domaine des feuilles 1/50 000 Bourganeuf et Ambazac. *Bull. BRGM*, IV, n° 2, p. 109-124.
- 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*, Nancy, t. XXIV, n° 1, p. 5-121.
- LAMEYRE J., DURANDAU A., LAURENT O., SAGON J.P., VAUCHELLE L., DUZELLIER D., JUTEAU T., LERICHE A., VUILLEMENOT P., POCACHARD J. (1988) — Démonstration, par sondage, de la présence de gneiss d'Aubusson sous les granites du batholite de Guéret (Massif central français) et de la nature tectonique du contact. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, sér. II, p. 2077-2083.
- 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, sér. II, n° 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.
- LEROY J. (1978) — The Margnac and Fanay uranium deposits of the la Crouzille district (Western Massif Central, France), géologic and fluid inclusion studies. *Economic Geol.*, 73, p. 1611-1634.

- LEROY J., SONET J. (1976) — Contribution à l'étude géochronologique des filons de lamprophyre recoupant le granite à deux micas de Saint-Sylvestre (Limousin, Massif central français). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 283, p. 1477-1480.
- MARCHIOL A. (1989) — Étude de l'enracinement des leucogranites carbonifères sur l'exemple du Nord de l'unité de Brame (Nord Limousin, Massif central, France). D.E.A., Limoges, 107 p.
- MARIGNAC C., LEROY J. (1979) — Données nouvelles sur les rapports entre les massifs granitiques de la Brame et de Saint-Sylvestre (Nord Limousin, Massif central). Implications. *Bull. BRGM*, 2^e sér., sect. I, n° 1, p. 3-26.
- MARQUAIRE C., MOREAU M. (1969) — Esquisse géologique du Nord Limousin et répartition des minéralisations uranifères. Rapport CEA R3684.
- MATTE P. (1986) — Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, p. 329-374.
- MEHNERT K.R. (1971) — Migmatites and the origin of granitic rocks. *Developments in Petrology I*. Elsevier éd., 405 p.
- MIYASHIRO A. (1974) — Volcanic rocks series in island-arcs and active continental margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 174, p. 321-355.
- MOLLIER B. (1984) — Le granite de Brame—Saint-Sylvestre—Saint-Goussaud. Les structures magmatiques. Une étude de la distribution de l'uranium à l'échelle du grain (thèse 3^e cycle, Nantes). Géol. géoch. uranium mém, Nancy, 7, 172 p.
- MOLLIER B., LESPINASSE M. (1985) — Déformation magmatique et plastique en limite nord du granite de Saint-Sylvestre (Nord-Ouest du Massif central français) : la faille d'Arrènes—Ouzilly. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 300, sér. II, n° 14, p. 681-685.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARRON J.M. (1985) — Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, II, n° 11, p. 813-818.
- PEIFFER M.T. (1985) — La lignée tonalitique du Limousin. Sa composition. Sa signification. Son implication dans la structuration varisque du Limousin. Thèse État, Limoges, 585 p., 153 fig., 29 tabl, 16 pl. photos, 14 cartes h.-t. (dont la carte n° 7 à 1/50 000 pour le groupe de Confolens).
- PIN C. (1979) — Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphanienues de l'Aubrac et de la région de Marvejols. Thèse 3^e cycle, Montpellier, 2 vol., 204 p.
- QUENARDEL J.M., BOUVIER P., FREYTET P., LEMAIRE D., LEROUGE G., ROLIN P., SCHMITT P. (1991) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Aigurande (617). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.M. Quenardel *et al.* (1991), 100 p.
- RASPLUS L. (1982) — Contribution à l'étude géologique des formations continentales tertiaires du Sud-Ouest du bassin de Paris. *Sciences géol.*, Strasbourg, mém. n° 66, 227 p.

- SANTALLIER D., FLOCH J.P. (1989) — Tectonique tangentielle et décrochements ductiles dévono-carbonifères superposés dans la région de Bellac (Nord-Ouest du Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, sér. II, p. 1419-1424.
- SANTALLIER D., FLOCH J.P., GUILLOT P.L. (1978) — Quelques aspects du métamorphisme dévonien en Bas-Limousin (Massif central, France). *Bull. minéral.*, 101 p. 77-88.
- SARCIA J., SARCIA J.A. (1962) — Gîtes et gisements du Nord Limousin. In: « Les minerais uranifères français ». Paris : P.U.F., p. 190-192.
- THIRY M., DELAUNAY A., DEWOLF Y., DUPUIS C., MÉNILLET F., PELLERIN J., RASPLUS L. (1983) — Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXV, n° 1, p. 31-40.
- TURLAND M., FEYS R., DESTHIEUX F., VIRLOGEUX D. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Montluçon (619). Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Turland, A.M. Hottin, R. Feys (1989), 115 p.
- TURPIN L., CUNEY M., FRIEDRICH M., BOUCHEZ J.L., AUBERTIN M. (1990) — Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in NW French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, p. 163-172.
- VALADAS B. (1984) — Les hautes terres du Massif central français, contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. Thèse État (géographie), Paris, 2 vol., 927 p.
- VAUCHELLE L. (1988) — L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif central français). Thèse, Clermont-Ferrand, n° 88, 12, 397 p.
- WEBER C., BARBEY P., CUNEY M., MARTIN H. (1985) — Trace element behaviour during migmatization. Evidence for a complex melt-residuum-fluid interaction in the St-Malo migmatitic dome (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 90, n° 1, p. 52-62.
- WILHELM S. (1977) — Étude minéralogique des feldspaths en relation avec leur contexte géologique (héritage magmatique et rôle des phénomènes thermiques dans la formation des microtextures). Thèse État, Paris VI, 2 vol.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Limousin, rue Henri-Griffard, Z.I. Nord, 87280 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, et :

- Jean-Marc STUSSI (C.R.P.G., Nancy) : géochimie des granites ;
- Régis DELBOS (BRGM) : hydrogéologie ;
- Pierre FREYTET (univ. Paris-Sud) : formations sédimentaires et superficielles, géodynamique récente ;
- Xavier de GRAMONT (BRGM) : ressources du sous-sol ;

Coordination : A.M. HOTTIN.

Remerciements à C. Castaing, P. Chèvremont, M. Faure, J. Pons, D. Thiéblemont.

Présentation au CCGF : 28 novembre 1991.

Acceptation de la carte et de la notice : 17 mars 1993.

Impression de la carte : 1995.

Impression de la notice : juillet 1995.

ANNEXE

ANALYSES CHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES

	Orthogneiss anatectique		Quartzite	
	G91	E75	D45	D77
Majeurs %				
SiO ₂	68,40	68,42	73,90	76,49
Al ₂ O ₃	15,53	15,30	6,40	5,74
Fe ₂ O ₃	2,58	2,40	7,69	6,75
MnO	0,02	traces	0,08	0,08
MgO	0,60	0,63	2,86	2,50
CaO	0,72	0,88	0,91	0,69
Na ₂ O	1,82	1,97	0,11	0,10
K ₂ O	6,58	6,94	3,16	2,83
TiO ₂	0,58	0,60	1,67	1,33
P ₂ O ₅	0,44	0,45	0,71	0,58
P.F.	2,18	1,59	0,81	0,82
Total	99,45	99,18	98,30	97,91
Traces ppm				
Ba	637	723	150	111
Be	2,09	2,09	2	2
Cr	10	8	98	68
Li	82	111	228	193
Nb	<5	11	58	58
Ni	6	8	36	23
Rb	369	371	503	450
Sr	129	141	7	9
V	12	18	105	76
Zn	106	114	285	249
Zr	333	364	682	637
U	8,86	7,72	83,53	74,41
Th	94,81	104,51	239,38	228,84
U/Th	0,09	0,07	0,34	0,32
X	525,30	523,35	520,25	523,50
Y	133,95	135,60	135,75	137,00

Tableau I — Analyses des orthogneiss et quartzites enclavés dans les granites de Brame

	017A	025B	025C	43AA	43AB	343	535A[*]	015A	1778[*]
SiO ₂	50,80	54,70	54,70	59,30	51,80	49,60	49,30	54,60	47,80
Al ₂ O ₃	19,44	15,57	15,57	17,03	16,40	18,49	20,08	16,06	14,70
Fe ₂ O ₃	10,03	11,32	11,46	6,63	9,69	5,63	5,97	10,47	13,03
MgO	4,17	3,37	3,44	3,32	7,91	9,37	7,26	3,39	6,83
MnO	0,17	0,17	0,18	0,13	0,16	0,10	0,11	0,20	0,27
CaO	10,52	6,20	5,93	5,75	10,69	13,26	12,22	6,48	10,43
Na ₂ O	2,87	5,25	5,30	3,10	1,31	1,84	2,51	5,32	2,54
K ₂ O	0,80	0,41	0,44	2,65	0,60	0,10	0,62	0,24	0,67
TiO ₂	1,02	2,11	2,12	0,83	1,01	0,34	0,66	2,15	2,04
P ₂ O ₅	0,14	0,25	0,24	0,32	0,09	0,05	0,07	0,23	0,26
Pfeu	0,77	0,39	0,43	0,95	0,94	0,91	0,92	0,26	0,96
Total	100,73	99,74	99,81	100,01	100,60	99,69	99,72	99,70	99,53
Ci	33	21	20	50	300	456	330	10	249
Ni	21	10	10	34	77	137	93	18	144
X	506,20	506,60		504,10		503,30	508,10	505,20	508,60
Y	123,80	124,50		124,10		122,70	126,20	123,60	133,80

Tableau II — Analyses chimiques d'amphibolites (formations de la Gartempe et amphibolite de l'unité de Lanneau[*])

	γD^{2-3}					γD^2			$f\gamma D^2$	$f\gamma^{3-4}$	γ^{3-4}	γM^{2-3}	γH^3		
	194	D1	P64	P59	P66	P68	P51	I102	P57	I107	190	I127	P56	P53	P54
X	509,1	515,9	517,4	517,3	517,0	518,1	520,8	518,0	523,1	529,1	503,4	528,8	523,1	519,0	519,2
Y	139,7	137,4	141,0	139,9	140,2	140,0	139,9	139,1	139,7	139,3	140,5	135,6	140,3	140,3	140,2
SiO ₂	69,10	70,84	71,56	71,81	71,93	72,15	73,75	74,80	73,50	68,50	66,20	70,00	69,90	71,25	71,96
Al ₂ O ₃	14,80	13,07	14,75	14,69	14,68	15,06	14,53	14,55	14,56	15,40	16,70	16,60	14,82	15,05	14,60
Fe ₂ O _{3t}	2,92	2,03	1,97	1,87	1,76	1,48	0,94	1,57	1,54	2,71	4,31	1,97	2,79	1,47	2,02
MnO	0,07	0,03	0,01	0,20	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,05	0,07	0,03	0,02	0,01	0,02
MgO	1,46	0,73	0,60	0,51	0,56	0,25	0,10	0,10	0,14	1,48	1,96	1,18	0,98	0,48	0,56
CaO	1,16	1,27	0,81	0,88	0,72	0,64	0,25	0,84	0,34	1,72	1,42	1,13	1,45	1,04	1,03
Na ₂ O	2,96	3,04	3,20	3,39	2,81	3,37	3,00	4,67	3,34	2,76	2,99	3,11	2,38	3,04	3,17
K ₂ O	4,03	4,80	4,29	4,42	5,04	4,80	5,73	2,06	4,54	4,48	3,82	4,49	5,15	5,80	4,37
TiO ₂	0,48	0,28	0,24	0,20	0,22	0,14	0,03	0,05	0,07	0,44	0,78	0,29	0,34	0,17	0,20
P ₂ O ₅		0,30	0,28	0,32	0,24	0,29	0,20		0,36				0,27	0,24	0,30
PF	2,72	1,13	1,91	1,38	1,57	1,41	1,21	1,63	1,32	1,45	1,96	1,33	1,42	0,91	1,47
Total	99,70	97,52	99,62	99,67	99,55	99,61	99,74	100,29	99,73	98,99	100,21	100,13	99,52	99,46	99,70
FMT	79	47	43	39	39	27	15	23	24	76	113	58	64	33	42
A	68	11	66	53	64	62	57	61	69	56	99	89	52	36	54
Fe/Fe+Mg	0,50	0,58	0,62	0,65	0,61	0,75	0,82	0,89	0,85	0,48	0,52	0,45	0,59	0,60	0,64
K/K+Na	0,47	0,51	0,47	0,46	0,54	0,48	0,56	0,23	0,47	0,52	0,46	0,49	0,59	0,56	0,48
Ba		383	447	230	375	168	265		108				627	391	350
Be		5,2	9,3	8,3	10,3	8,1	2,2		4,5				4,4	10,3	7,5
Co		45	5	7	10	10	0		0				7	0	9
Cr		29													
Cu		5	7	9	8	5	9		8				19	9	14
Ga		13	21	11	12	13	14		23				8	13	19
Nb		5	9	13	9	11	0		18				7	7	10
Ni		5													
Rb		258	332	425	359	407	293		562				211	366	328
Sc		6,0	4,3	3,9	4,0	2,7	1,6		2,7				6,0	3,5	3,5
Sr		124	144	73	115	74	92		23				171	128	98
U			0,0	7,0	0,0	8,0	11,0		9,0				7,0	8,0	7,0
Th		5,0	4,7	7,1	3,8	3,0	0,8		1,6				4,7	1,3	0,0
V		5	17	11	15	7	0		0				28	12	16
Y		16	10	11	9	8	5		7				22	5	10
Zn		62	54	82	55	66	18		71				54	46	58
Zr		113	103	79	87	45	17		39				121	61	88
F			1100	1900	930	1400	310		2800				650	880	1400
Sn			21,0	35	18	25	4		20				9	11	16
Li			165	324	168	271	62		166				85	127	227

Tableau IIIa — Sélection de compositions chimiques des granitoïdes de la Marche
 Méosnormes ajustées à la composition de la biotite. Sources des données : GRECU (1990, 1991); banque de données EDTA/CRPG. FMT=Fe+Mg+Ti; A =Al-(K+Na+2Ca).

	Υ_D^{2-3}					Υ_D^2			$f\Upsilon_D^2$	$f\Upsilon^{3-4}$	Υ^{3-4}	Υ_H^3		
	194	D1	P64	P59	P66	P68	P51	I102	P57	I107	190	P56	P53	P54
Quartz	32,9	32,1	34,2	32,6	34,0	32,1	32,7	35,9	35,0	30,4	29,7	32,9	28,4	34,0
Orthose	9,7	23,5	12,7	15,3	17,9	16,5	24,6	3,1	15,0	14,0	2,0	18,6	26,6	14,8
Albite	27,5	28,6	29,6	31,2	26,0	31,0	27,6	42,7	30,8	25,5	27,4	21,9	27,8	29,2
Anorthite	6,0	4,6	2,3	2,3	2,1	1,3	0,0	4,3	0,0	8,8	7,3	5,6	3,7	3,3
Muscovite	9,2	2,8	14,0	12,1	13,5	12,9	12,3	11,2	15,0	6,8	13,8	9,6	7,8	11,7
Biotite	14,6	7,5	6,1	5,1	5,7	5,6	2,2	2,2	3,1	14,5	19,4	10,2	4,9	5,8
Apatite	0,0	0,7	0,6	0,7	0,5	0,6	0,4	0,0	0,6	0,0	0,0	0,6	0,5	0,6
Ilménite	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,1	0,0	0,0
Hématite	0,0	0,2	0,4	0,5	0,3	0,0	0,3	0,7	0,5	0,0	0,0	0,5	0,3	0,6
Total	99,9	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	99,8	100,0	100,0	100,0
An/An+Ab	17,9	13,8	7,1	7,0	7,4	4,1	0,0	9,1	0,0	25,8	21,0	20,5	11,7	10,0
Q/feld.	0,76	0,57	0,77	0,67	0,74	0,66	0,63	0,72	0,77	0,63	0,81	0,71	0,49	0,72
Or/plag.	0,29	0,71	0,40	0,46	0,64	0,51	0,89	0,07	0,49	0,41	0,06	0,68	0,84	0,46

Tableau IIIb — Compositions normatives des granites et leucogranites de la Marche
Mésonomie ajustée à la composition de la biotite

	H49	H148	H121
SiO ₂	68,70	67,60	66,10
Al ₂ O ₃	15,40	16,40	16,00
Fe ₂ O ₃	2,96	3,50	4,06
MgO	1,63	1,67	1,93
MnO	0,06	0,07	0,07
CaO	2,32	2,07	2,77
Na ₂ O	3,06	2,81	3,27
K ₂ O	4,49	4,24	4,11
TiO ₂	0,45	0,55	0,69
P ₂ O ₅	—	—	—
F.feu	1,21	1,35	0,90
Total	100,28	100,26	99,90

Tableau IV — Analyses chimiques du granite de Guéret, type Paulhac
 Analyses CEA-CRPG Nancy, *in* Ranchin, 1970 (feuille La Souterraine)

	Arnac	Montulat			Brame							Brame						
	γ_s^2 (A)	γ_s^2 (B)			γ_s^2 (B)							γ_s^2 (A)						
	1122	E652	E651		91.18	91.3	B30	91.2	E52	B15	91.12	91.4	B25	91.14	91.6	91.7	B34	B35
SiO ₂	70,30	70,79	71,94		71,47	71,87	72,10	72,34	72,52	72,60	73,34	72,06	72,60	73,52	73,57	73,99	74,30	74,30
Al ₂ O ₃	15,65	14,16	14,30		14,46	13,93	14,70	13,91	14,48	14,70	13,71	14,73	14,40	13,86	14,06	13,76	14,30	14,40
Fe ₂ O ₃ t	1,98	1,47	1,47		2,22	2,00	1,68	2,00	1,22	1,97	1,16	1,66	1,47	1,56	1,38	1,38	1,67	1,63
MnO	0,04	0,00	0,00		0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
MgO	1,14	0,39	0,40		0,44	0,52	0,34	0,45	0,22	0,29	0,24	0,34	0,14	0,32	0,26	0,25	0,14	0,00
CaO	1,98	0,68	0,68		0,76	0,80	0,69	0,85	0,51	0,49	0,54	0,93	0,34	0,88	0,85	0,81	0,39	0,69
Na ₂ O	2,72	2,97	2,87		3,13	2,54	3,32	2,75	2,83	2,96	2,83	2,87	3,00	2,79	3,02	2,79	3,25	3,21
K ₂ O	5,00	5,69	5,72		5,87	6,33	6,01	5,80	5,66	6,32	5,99	5,44	5,21	5,09	5,49	5,49	4,62	5,15
TiO ₂	0,29	0,19	0,19		0,35	0,32	0,22	0,29	0,15	0,21	0,19	0,22	0,17	0,17	0,15	0,15	0,19	0,17
P ₂ O ₅		0,28	0,30		0,32	0,27		0,28	0,30		0,20	0,32		0,29	0,22	0,24		
PF	0,95	0,93	0,83		0,67	0,88	0,66	0,67	1,20	1,13	0,62	1,20	1,61	1,28	0,78	0,93	1,51	0,94
Total	100,05	97,55	98,70		99,72	99,48	99,74	99,36	99,09	100,69	98,84	99,78	98,97	99,78	99,79	99,80	100,39	100,5
FMT	59,9	30,5	30,8		43,1	42,0	32,3	39,9	22,6	34,5	22,9	32,0	24,0	29,6	25,6	25,0	26,8	22,5
I.A.	42,0	36,5	41,8		30,5	27,9	28,6	30,3	54,0	40,8	30,8	47,3	62,6	42,0	31,1	34,0	63,3	44,6
XFe	0,46	0,65	0,65		0,72	0,66	0,71	0,69	0,73	0,77	0,71	0,71	0,84	0,71	0,73	0,73	0,86	1,00
C/CN	0,29	0,11	0,12		0,12	0,15	0,10	0,15	0,09	0,08	0,10	0,15	0,06	0,15	0,13	0,14	0,06	0,11
K/KNC	0,46	0,53	0,54		0,52	0,58	0,52	0,54	0,55	0,56	0,56	0,51	0,52	0,51	0,51	0,53	0,47	0,49
K/NC	0,86	1,12	1,16		1,09	1,40	1,07	1,19	1,20	1,29	1,26	1,06	1,08	1,02	1,04	1,12	0,88	0,95
K/KN	0,55	0,56	0,57		0,55	0,62	0,54	0,58	0,57	0,58	0,58	0,56	0,53	0,55	0,55	0,56	0,48	0,51
Ba		327	325		358	537		404	174		240	281		335	250	223		
Be		3,0	3,2		2,7	2,1		5,4	3,7		1,7	4,5		8,1	3,4	2,0		
Co		5	5		5	5		5	5		5	5		5	5	5		
Cr		7	8		27	28		26	5		25	22		16	26	30		
Cu		5	5		6	5		5	5		5	5		8	5	5		
Ga		20	19		30	24		26	21		23	33		26	29	27		
Li		107	133						104							87		
Nb		12	5		16	12		15	5		5	21		9	9	12		
Ni		5	7		9	12		11	13		5	5		5	11	6		
Rb		352	382		417	320		311	391		325	415		334	315	333		
Sc		2,5	2,9		2,9	2,79		3,09	2,7		1,7	4,59		3,2	2,5	2,4		
Sr		97	94		83	134		117	54		63	68		67	73	57		
V		6	8		11	14		12	5		5	8		8	6	5		
Y		8	8		9	7		9	7		5	7		7	5	6		
Zn		64	67		83	66		65	50		51	79		90	61	54		
Zr		90	87		184	145		129	64		71	106		60	77	63		
Th		15,5	14,8		55,3	28,1		25,6	11,6		18,2	14,8		9,4	13,4	13,0		
U	4/0	7,5	7,5		11,7	8,8	6,0	11,6	12,1	8,0	5,1	10,4	14,0	5,7	11,2	8,5	7,0	11,0
Li					141	73		80			67	157		121	67			
F%					0,170	0,120		0,099			0,097	0,210		0,130	0,098			
Sn					9,5	3,5		4,5			4	13		17	6			

Tableau Va — Composition chimique des granites et leucogranites de Brame
 Sources : Ranchin, 1971 ; Marchiol, 1989 ; Cuney, 1991.
 FMT=Fe+Mg+Ti ; I.A.=Al-(K+Na+2Ca) ; XFe=Fe/Fe+Mg ; K/KN=K/K+Na

	$\gamma_s^2(B)$								$\gamma_s^2(A)$					
	91.18	E652	91.2	E52	91.12	B15	91.3	F52	91.4	91.6	B35	B25	91.7	91.14
Quartz	28,8	30,3	31,9	32,9	32,0	28,4	30,8	31,7	31,9	32,1	32,5	33,3	34,0	35,2
Orthose	25,5	25,7	25,5	23,1	29,1	30,6	28,6	27,9	22,1	25,7	24,7	22,1	25,3	21,1
Albite	28,6	27,8	25,3	26,2	26,1	26,9	23,4	22,3	26,4	27,7	29,3	28,0	25,7	25,8
Anorth.	1,7	1,6	2,5	0,6	1,4	2,5	2,3	1,9	2,6	2,8	3,5	1,8	2,5	2,6
Muscovite	5,0	7,9	4,5	11,6	6,5	6,3	3,3	9,1	10,0	6,4	8,8	11,7	7,3	8,9
Biotite	9,7	6,1	9,8	5,0	4,5	4,8	11,1	6,5	6,2	4,7	0,0	2,6	4,6	5,9
Apatite	0,7	0,6	0,6	0,6	0,4	0,0	0,6	0,5	0,7	0,5	0,0	0,0	0,5	0,6
Ilménite	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0
Hématite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,1	1,0	0,5	0,1	0,0
Total	100,1	100,0	100,0	100,0	100,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
An/An+Ab	5,7	5,5	8,8	2,2	5,1	8,4	8,8	7,7	9,0	9,3	10,6	5,9	8,9	9,0
Q/Feld.	0,52	0,55	0,60	0,66	0,56	0,47	0,57	0,61	0,63	0,57	0,57	0,64	0,64	0,71
Or/Pl	0,84	0,87	0,92	0,86	1,06	1,04	1,11	1,15	0,76	0,84	0,75	0,74	0,90	0,74
Biotite	E52	F52	E52	E52	H12.74	H10.15	E52	F52	MT17	MT17	MT17	MT17	MT17	MT17

Tableau Vb — Proportions minéralogiques mésonormatives des granites et leucogranites de Brame

Sources analyses des biotites : Marchiol, 1989; Hottin, 1991. Mésonorme de Barth ajustée à la composition de la biotite.

	Saint-Sylvestre				Les Échelles			Châteauponsac					$f\gamma^2(b)$
	γ^2				γ^1_m			$f\gamma^2(a)$					
	B55	B58	91.17	B59	B61	B62	B63	B28	G83	B1	91.8	B24	
SiO ₂	71,00	72,90	73,03	72,10	72,80	73,80	73,00	72,30	72,62	73,20	73,80	74,20	74,30
Al ₂ O ₃	14,50	14,70	13,96	15,20	14,80	14,65	14,50	14,75	14,68	14,30	14,38	14,80	14,00
Fe ₂ O _{3t}	1,82	2,07	1,56	1,87	1,43	1,52	1,52	1,82	1,02	1,48	1,28	1,57	1,13
MnO	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03
MgO	0,39	0,34	0,32	0,24	0,14	0,09	0,29	0,34	0,16	0,19	0,22	0,09	0,00
CaO	0,64	0,49	0,69	0,39	0,54	0,29	0,59	0,44	0,40	0,44	0,81	0,39	0,34
Na ₂ O	3,21	3,00	3,04	3,05	3,46	3,35	3,10	2,96	3,12	3,16	3,49	3,24	3,55
K ₂ O	5,24	5,32	5,49	5,32	4,84	4,28	4,62	5,23	5,00	5,09	4,97	4,92	4,44
TiO ₂	0,23	0,20	0,19	0,19	0,15	0,34	0,15	0,20	0,13	0,19	0,13	0,14	0,08
P ₂ O ₅			0,25						0,34		0,32		
PF	1,10	1,42	0,86	1,47	1,08	1,39	1,58	1,28	1,33	1,12	1,00	1,57	1,17
Total	99,16	100,47	99,42	99,85	99,27	99,74	99,38	99,34	98,80	99,19	99,80	100,94	99,04
FMT	35,4	37,0	30,0	31,8	23,3	25,5	28,1	34,0	18,4	25,6	23,0	23,6	15,1
I.A.	46,4	61,0	34,0	72,5	56,3	77,8	64,9	67,0	66,5	54,4	35,0	67,1	53,4
K/KN	0,52	0,54	0,54	0,53	0,48	0,46	0,50	0,54	0,51	0,52	0,48	0,50	0,45
C/CN	0,10	0,08	0,11	0,07	0,08	0,05	0,10	0,08	0,07	0,07	0,11	0,06	0,05
K/KNC	0,49	0,52	0,51	0,52	0,46	0,45	0,47	0,52	0,50	0,50	0,45	0,48	0,44
K/NC	0,97	1,07	1,06	1,07	0,85	0,80	0,89	1,08	0,99	0,99	0,83	0,94	0,78
XFe	0,73	0,75	0,71	0,82	0,86	0,91	0,75	0,73	0,79	0,82	0,74	0,91	1,00
Ba			271						223		322		
Be			3,8						6,5		9,8		
Co			5						5		5		
Cr			15						5		21		
Cu			8						5		5		
Ga			26						26		26		
Li			99						156				
Nb			11						5		13		
Ni			8						6		5		
Rb			341						443		419		
Sc			2,7						3,4		2,7		
Sr			71						46		64		
V			7						5		5		
Y			7						14		8		
Zn			76						57		55		
Zr			76						60		57		
Th			14,0								7,0		
U			9,4										

Tableau VIa — Composition chimique des leucogranites de Saint-Sylvestre et de Châteauponsac.

Sources : Ranchin, 1971 ; Marchiol, 1989 ; Cuney, 1991. FMP=Fe+Mg+Ti ; I.A.=Al-(K+Na+Ca) ; XFe=Fe/Fe+Mg ; K/KN=K/ K+Na

	Υ^2				Υ^1_m			$f\Upsilon^2(a)$					$f\Upsilon^2(b)$
	B55	B58	91.17	B59	B61	B62	B63	B28	G83	Bl	91.8	B24	B8
Quartz	30,5	32,3	32,0	31,6	31,4	35,6	34,6	32,9	34,1	33,0	31,8	33,8	34,4
Orthose	22,4	21,0	24,4	20,2	20,3	14,3	16,8	18,2	17,7	20,9	20,2	19,1	19,4
Albite	29,6	27,5	28,0	28,1	31,9	30,9	28,7	27,4	29,0	29,2	31,8	29,6	32,8
Anorth.	3,3	2,5	1,8	2,0	2,8	1,5	3,0	2,3	0,0	2,3	2,0	2,0	1,7
Muscovite	5,9	9,1	6,4	12,4	10,0	14,8	10,5	9,1	14,8	8,5	7,1	12,2	10,7
Biotite	8,4	7,5	6,9	5,3	3,1	2,0	6,4	10,1	3,7	6,0	6,5	2,9	0,0
Apatite	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	0,0
Ilménite	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,4	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1
Hématite	0,0	0,1	0,0	0,3	0,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,8
Total	100,1	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
An/ An+Ab	10,0	8,3	6,2	6,6	8,0	4,6	9,5	7,6	0,0	7,2	5,8	6,2	5,0
Biotite	BRU	BRU	BRU	BRU	BRU	BRU	BRU	G83	G83	G83	G83	G83	G83

Tableau VIb — Proportions minéralogiques mésonormatives des granites et leucogranites de Saint-Sylvestre et de Châteauponsac

Mésonorme de Barth ajustée à la composition de la biotite. Sources analyses des biotites : Marchiol, 1989 ; Hottin, 1991.

	Mc(1)		Υ^5		Υ^{3-4M}		$\Upsilon^{3-4}_{[1]}$		Υ^{2-3}		ηD			$f\Upsilon^{3-4}$		Υ^3_H
	166	859	85-1	867	100	85-86	1851	1852	1849	1563	306					
SiO ₂	35,45	35,61	36,00	36,42	35,35	35,98	37,38	37,61	38,48	36,46	35,03					
Al ₂ O ₃	18,73	17,88	17,94	17,59	18,74	17,74	15,92	15,15	14,51	14,45	19,31					
FeO	17,59	19,21	16,04	18,30	18,73	19,43	14,23	14,73	13,39	21,11	17,82					
MnO	0,29	0,19	0,32	0,10	0,23	0,26	0,35	0,36	0,23	0,29	0,28					
MgO	11,05	10,09	12,46	10,43	9,43	9,65	14,37	14,66	16,90	10,49	9,45					
TiO ₂	2,94	2,74	3,98	3,07	3,06	2,76	3,10	2,46	2,52	3,35	2,91					
Na ₂ O	0,14	0,16	0,14	0,13	0,11	0,13	0,10	0,13	0,15	0,14	0,24					
K ₂ O	9,76	9,65	9,78	9,91	9,73	9,21	10,00	9,69	9,69	9,61	9,53					
H ₂ O	3,99	3,94	3,98	3,98	3,86	3,68	3,76	3,81	4,06	3,21	3,93					
Total	99,94	99,86	99,26	100,03	99,59	99,17	99,81	98,89	99,95	100,26	98,50					
Si	5,33	5,42	5,42	5,49	5,37	5,48	5,57	5,65	5,67	5,59	5,35					
Al	3,32	3,21	3,18	3,12	3,36	3,19	2,79	2,68	2,52	2,61	3,47					
Fe	2,21	2,44	2,02	2,31	2,38	2,48	1,77	1,85	1,65	2,71	2,27					
Mn	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,04	0,24	0,04	0,04					
Mg	2,48	2,27	2,80	2,34	2,14	2,19	3,19	3,28	3,71	2,40	2,15					
Ti	0,33	0,31	0,28	0,35	0,35	0,32	0,35	0,28	0,28	0,39	0,33					
Na	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,07					
K	1,87	1,87	1,88	1,90	1,89	1,79	1,90	1,86	1,82	1,88	1,86					
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	3,91	3,74	3,73	3,82	3,99	3,29	4,00					
Total	15,63	15,63	15,67	15,57	15,56	15,52	15,65	15,68	15,72	15,68	15,54					
X	503,00	529,90	511,00	529,30	506,90	514,00	515,65			528,70	523,20					
Y	137,85	132,45	136,20	134,00	135,40	138,50	137,65			138,50	140,00					

Tableau VII — Analyse de biotites provenant de différents types de granitoïdes

166 : Anatexite granitoïde dans migmatites de Magnac-Laval. 859 : diorite quartzifère orientée. 85-1 : microdiorite quartzifère à biotite. 867 : granite de Guéret, type Paulhac. 100 : granodiorite porphyrique associée aux migmatites. 85-56 : granite de Dompierre. 1851, 1852 : enclave de diorite quartzifère dans granite de Dompierre. 1849 : id., à actinote-Mg. 1563 : granodiorite à grain fin, à biotite. 306 : granite de Saint-Hilaire-la-Treille.

	B78	F52	E44	1176	1127	G911	D451	09-1	St-Léger	
SiO ₂	36,85	35,74	35,03	34,59	35,58	35,92	35,97	35,78	35,00	36,60
Al ₂ O ₃	19,86	20,42	19,84	19,33	20,40	18,95	19,34	19,77	20,54	21,16
FeO	21,57	19,68	19,96	22,36	20,82	21,37	19,37	21,87	20,55	19,09
MgO	5,41	6,74	6,92	6,23	5,15	6,53	8,50	4,20	3,35	4,00
MnO	0,28	0,20	0,20	0,18	0,18	0,11	0,16	0,67	0,17	nd
TiO ₂	3,22	4,14	3,58	3,11	2,79	3,16	2,99	2,14	2,59	2,02
K ₂ O	9,62	9,83	9,99	9,48	9,68	9,65	9,80	9,49	9,06	9,47
Na ₂ O	0,15	0,17	0,12	0,21	0,28	0,15	0,24	0,11	0,27	0,18
F	nd	nd	1,31	nd	nd	1,53	nd	nd	nd	nd
H ₂ O	3,98	4,00	3,93	3,88	3,90	3,93	3,98	3,85	non calculé	
Total	100,95	100,92	100,88	99,36	98,80	101,48	100,37	97,96	91,95	92,51
Si	5,54	5,35	5,34	5,34	5,47	5,48	5,41	5,58	5,56	5,68
Al ^{iv}	2,46	2,65	2,66	2,66	2,53	2,52	2,59	2,42	2,44	2,32
Al ^{vi}	1,06	0,95	0,91	0,86	1,17	0,89	0,84	1,21	1,40	1,55
Fe	2,71	2,46	2,55	2,89	2,68	2,73	2,44	2,85	2,73	2,48
Mg	1,21	1,50	1,57	1,43	1,18	1,49	1,90	0,97	0,79	0,93
Mn	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,09	0,02	nd
Ti	0,36	0,47	0,41	0,36	0,32	0,36	0,34	0,25	0,31	0,24
Ti ^{vi}	5,37	5,41	5,46	5,56	5,39	5,48	5,54	5,37	5,25	5,19
K	1,85	1,88	1,94	1,87	1,90	1,88	1,88	1,89	1,83	1,87
Na	0,04	0,05	0,03	0,06	0,08	0,05	0,07	0,03	0,08	0,05
T	1,89	1,93	1,97	1,93	1,98	1,93	1,95	1,92	1,92	1,93
XFe	0,69	0,62	0,62	0,67	0,70	0,65	0,56	0,75	0,77	0,73
X	523,50	521,00	521,25	515,55	513,35	525,20	520,10	525,60		
Y	138,50	134,85	135,60	129,20	129,30	134,10	136,30	125,60		

Tableau VIII — Analyses représentatives des biotites dans les granites de Brame (1378 à 1127), dans leurs enclaves (orthogneiss G911 et quartzite à biotite D451) et dans les granites de Saint-Sylvestre (09-1 et Saint-Léger)

	F34	D652	G83	D32
SiO ₂	34,87	35,38	36,76	34,94
Al ₂ O ₃	20,59	19,60	20,26	19,81
FeO	21,87	21,99	23,68	23,82
MgO	6,06	5,83	2,52	4,01
MnO	0,08	0,23	0,67	0,33
TiO ₂	3,13	3,14	2,11	2,51
K ₂ O	9,92	9,65	9,88	9,80
Na ₂ O	0,19	0,09	0,13	0,05
F	0,86	1,78	1,56	2,49
H ₂ O	3,94	3,91	3,90	3,85
Total	101,59	101,62	101,46	101,74
Si	5,30	5,42	5,65	5,44
Al ^{iv}	2,70	2,58	2,35	2,56
Al ^{vi}	0,92	0,95	1,32	1,08
Fe	2,78	2,82	3,04	3,10
Mg	1,37	1,33	0,58	0,93
Mn	0,01	0,03	0,09	0,04
Ti	0,36	0,36	0,24	0,29
T ^{vi}	5,44	5,49	5,27	5,44
K	1,92	1,88	1,94	1,95
Na	0,06	0,03	0,04	0,01
T	1,98	1,91	1,98	1,96
XFe	0,67	0,68	0,84	0,77
X	520,10	522,75	524,65	519,95
Y	134,50	136,35	133,85	136,10

Tableau IX — Analyses représentatives des biotites dans les leucogranites de Châteauponsac

F34 : ensemble (a) et filon associé D652. G83 : ensemble (b) et filon associé D32

	1	2	3	4	B1	B2	B3	B4	B5
SiO ₂	55,64	53,53	54,31	48,89	56,66	56,29	51,22	58,36	53,15
Al ₂ O ₃	15,70	14,43	14,88	13,93	16,46	16,39	14,99	15,50	14,03
Fe ₂ O ₃	3,16	2,47	2,53	2,32	2,98	2,91	2,45	1,93	2,34
FeO	4,08	5,50	4,40	4,88	2,71	3,58	4,94	3,34	4,08
MgO	6,21	7,46	5,92	8,15	4,22	4,81	7,26	4,60	7,97
MnO	0,09	0,33	0,22	0,12	0,05	0,10	0,16	0,08	0,11
CaO	2,29	4,99	4,64	5,03	0,97	4,00	5,95	1,86	5,17
Na ₂ O	1,86	1,93	2,35	1,31	0,42	2,60	2,61	2,45	1,91
K ₂ O	4,06	3,55	4,58	5,39	7,72	4,98	5,17	5,23	5,61
TiO ₂	1,11	1,02	1,09	1,33	1,19	0,92	0,95	1,08	1,07
P ₂ O	0,54	0,50	0,52	0,89	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	0,09	0,14	0,47	0,11	0,13
H ₂ O ⁺	3,10	3,43	3,00	3,40	3,14	2,76	1,53	3,13	2,84
H ₂ O ⁻	1,89	0,57	0,59	2,55	1,74	0,45	0,23	1,20	0,45

Tableau X — Composition chimique de 9 lamprophyres recoupant les granites de Saint-Sylvestre (feuille Ambazac; Leroy et Sonet, 1976)

1 : travers-banc Fanay-les-Sanges N 200; 2 et 3 : Tenelles descendierie, grain fin et gros grain; 4 : Fanay 1400; B1 : Sud-Gouillet 1445; B2 : Tenelles M 401; B3 : Fanay 1400; B4 : la Borderie B 402; B5 : les Sagnes Sud L 402 (Analyses effectuées au C.R.P.G. Nancy dans les laboratoires de MM. Govindaraju et Vernet).

	$\mu\gamma^{2-3}$	Bordure aphyrique	$f\gamma^{3-4}$
SiO ₂ %	73,6	74,1	61,50
Al ₂ O ₃ %	14,49	14,32	16,66
Fe ₂ O ₃ %	1,53	1,04	5,18
MgO	0,31	0,00	1,98
MnO	0,04	0,07	0,10
CaO	0,53	0,57	3,73
Na ₂ O	2,59	3,66	3,00
K ₂ O	5,17	3,56	4,51
TiO ₂	0,21	0,09	1,09
P ₂ O ₅	0,27	0,31	0,46
Pfeu	1,43	1,23	0,82
Total			
Li ppm	125	169	—
Ba	10	9	1384
Sr	25	112	500
X		508,00	529,00
Y		126,00	138,50

Tableau XI — Composition des microgranites et de la granodiorite à biotite

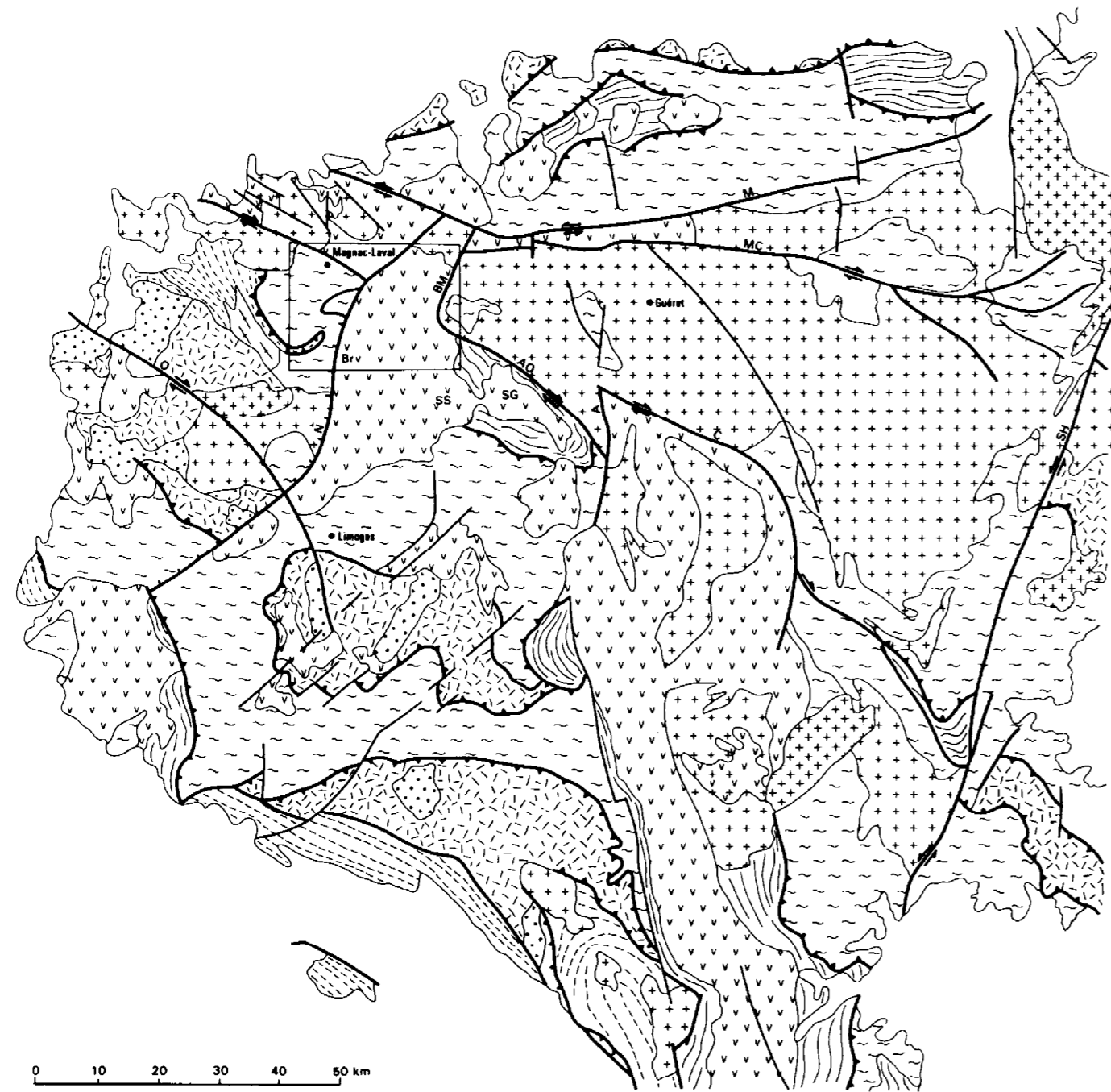


Fig. 1
 La feuille Magnac-Laval dans le socle varisque
 du Nord-Ouest Massif central
 (d'après la synthèse à 1/1000000 en cours)

- ROCHES MÉTAMORPHIQUES**
- Autochtone relatif
 - Unité inférieure des gneiss
 - Unité supérieure des gneiss + formations de la Gartempe
 - Unités de Thiviers-Peyzac et de Génis Orthogneiss de Bellac
- ROCHES PLUTONIQUES**
- Granitoides calco-alcalins et lignée tonaltique du Limousin
 - Granitoides aluminopotassiques dévono-carbonifères
 - Granitoides hyperalumineux namuro-westphaliens
 Br : Brame SS : St-Sylvestre SG : St-Gousseaud
 - Granitoides stéphaniens
- VOLCANISME POST-CARBONIFÈRE ET COUVERTURE SÉDIMENTAIRE**
- Volcanisme post-carbonifère et couverture sédimentaire
- ÉLÉMENTS STRUCTURAUX**
- Chevauchements mésovarisques
 - Cisaillements néovarisques
 - M Marche C La Courtine MC Marche-Combrailles
 - AO Arrènes-Ouzilly A Argentat
 - O Oradour-sur-Glane SH Sillon houiller
 - Failles normales
 - BM Bussière-Madeleine
 - N Nantiat
 - Limites de la carte

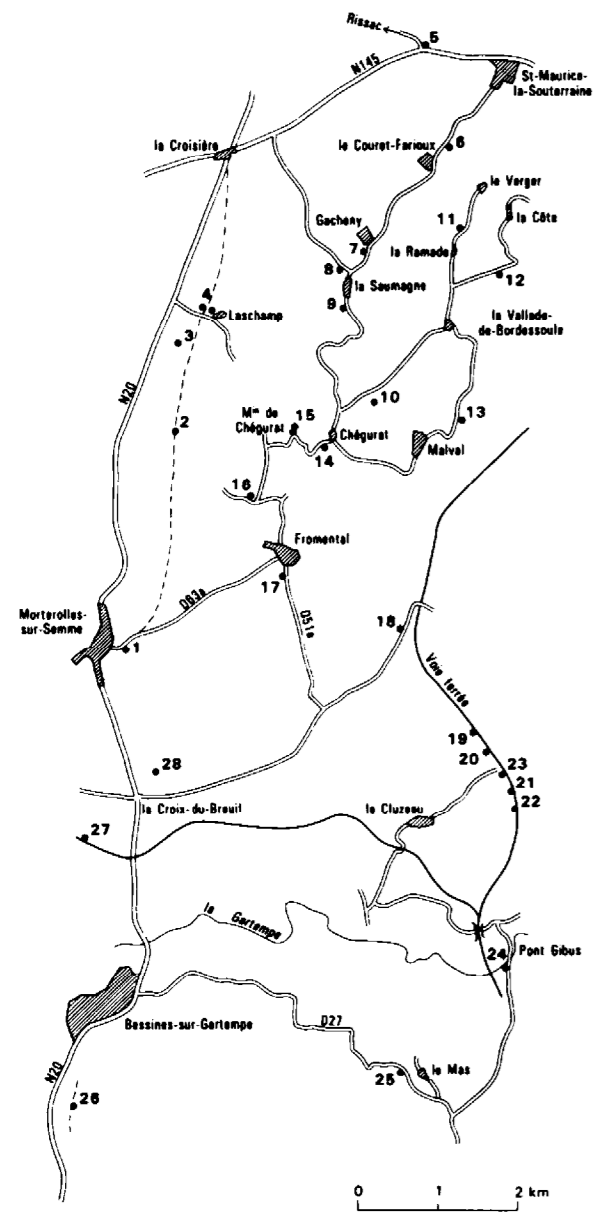


Fig. 28 - Itinéraire géologique : secteur oriental

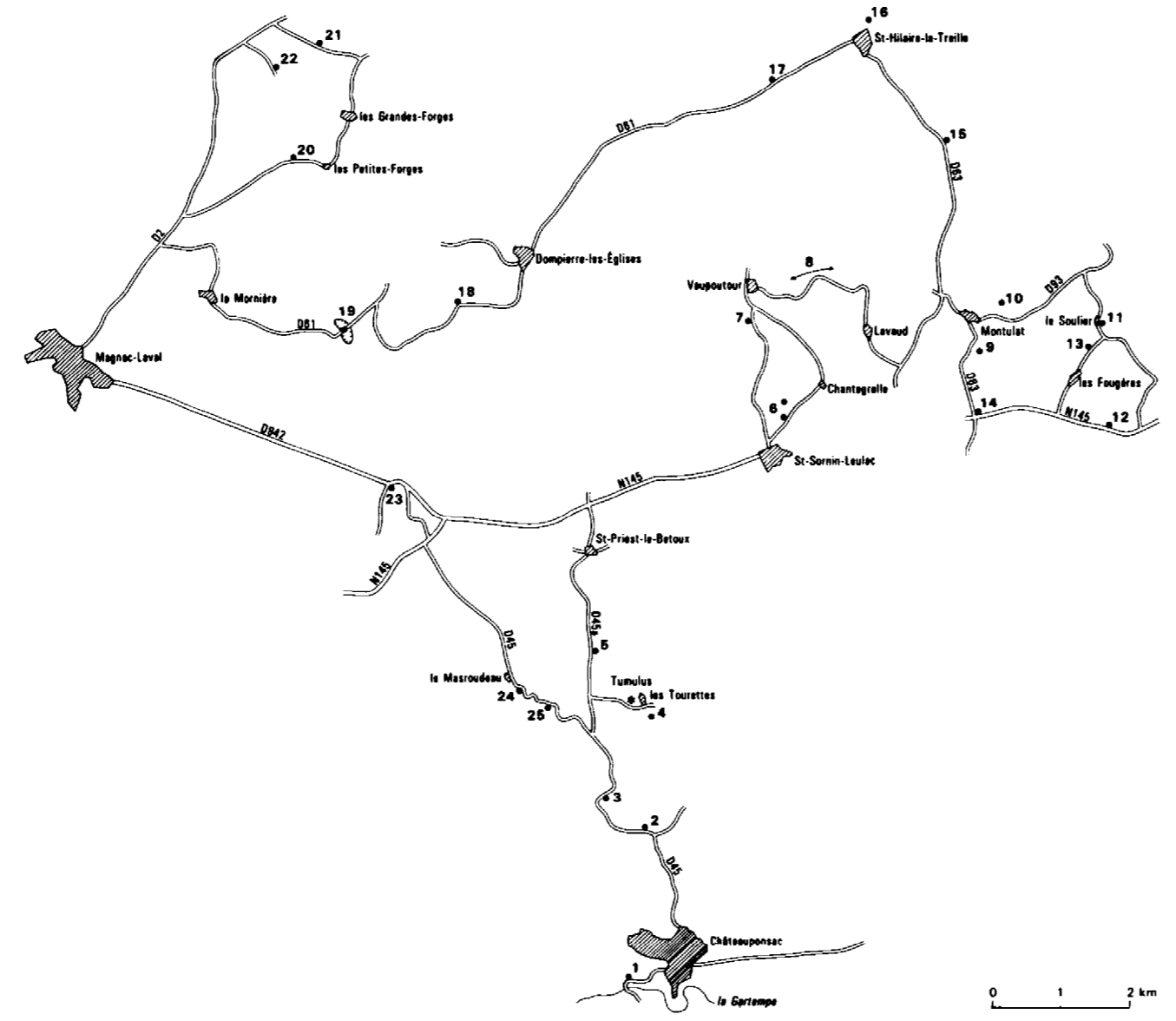


Fig. 29 - Itinéraire géologique : secteur central

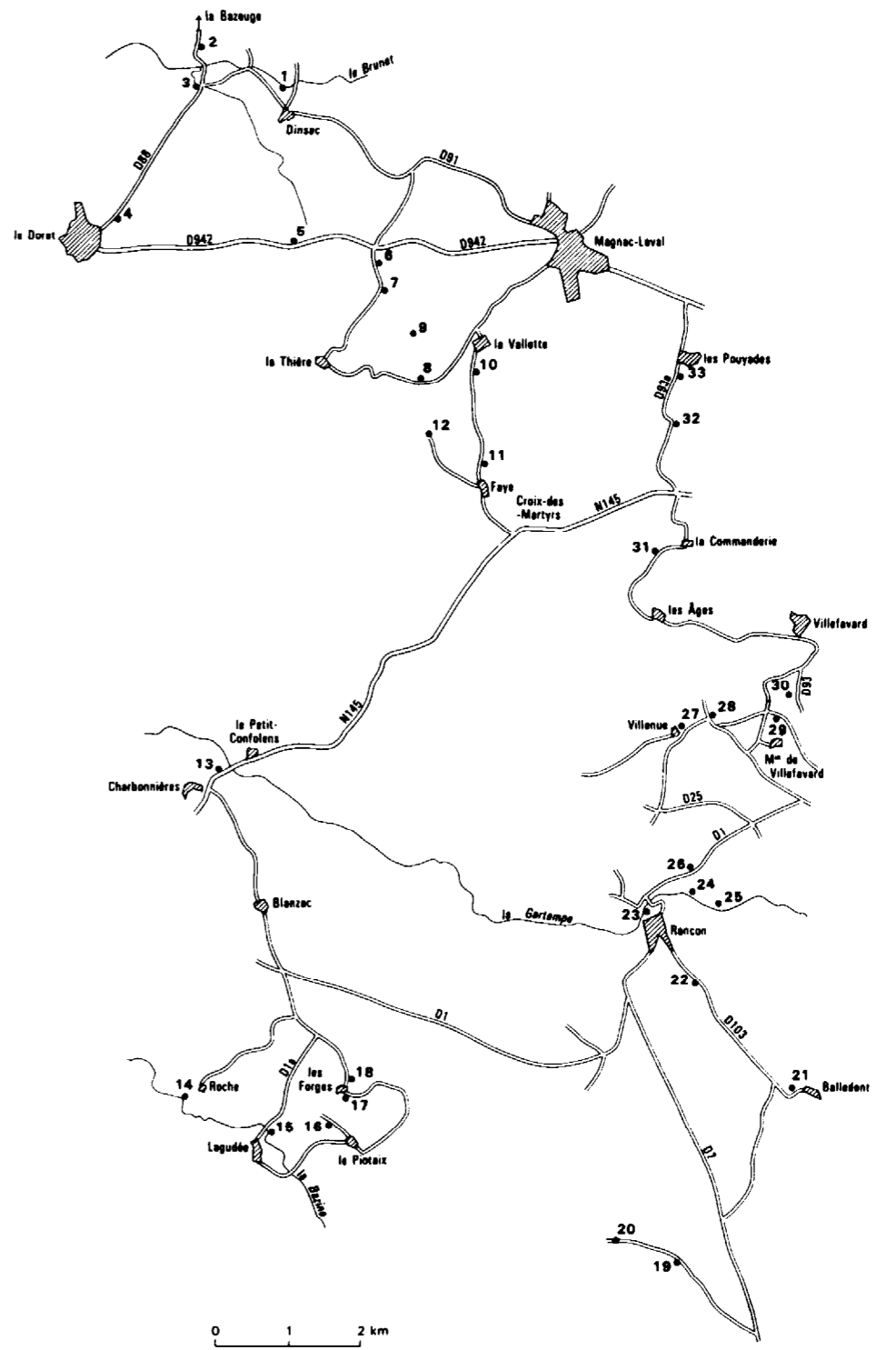


Fig. 30 - Itinéraire géologique : secteur occidental