

BELLAC

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BELLAC

par

J.P. FLOC'H, J.M. JOUBERT, J. CONSTANS, G. MAURIN

La carte géologique à 1/50 000
BELLAC est recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : POITIERS (N° 143)
au sud : CONFOLENS (N° 154)

Gençay	Montmorillon	St Sulpice- les-Feuilles
L'Isle- Jourdain	BELLAC	Magnac- Laval
Confolens	Oradour- sur-Glane	Ambazac



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM

SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France

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

par

J.P. FLOC'H, J.M. JOUBERT, J. CONSTANS, G. MAURIN

1993

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

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

– *pour la carte* : FLOC'H J.P., JOUBERT J.M., SANTALLIER D. (1993) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Bellac** (639). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Floc'h, J.M. Joubert, J. Constans, G. Maurin, (1993), 78 p.

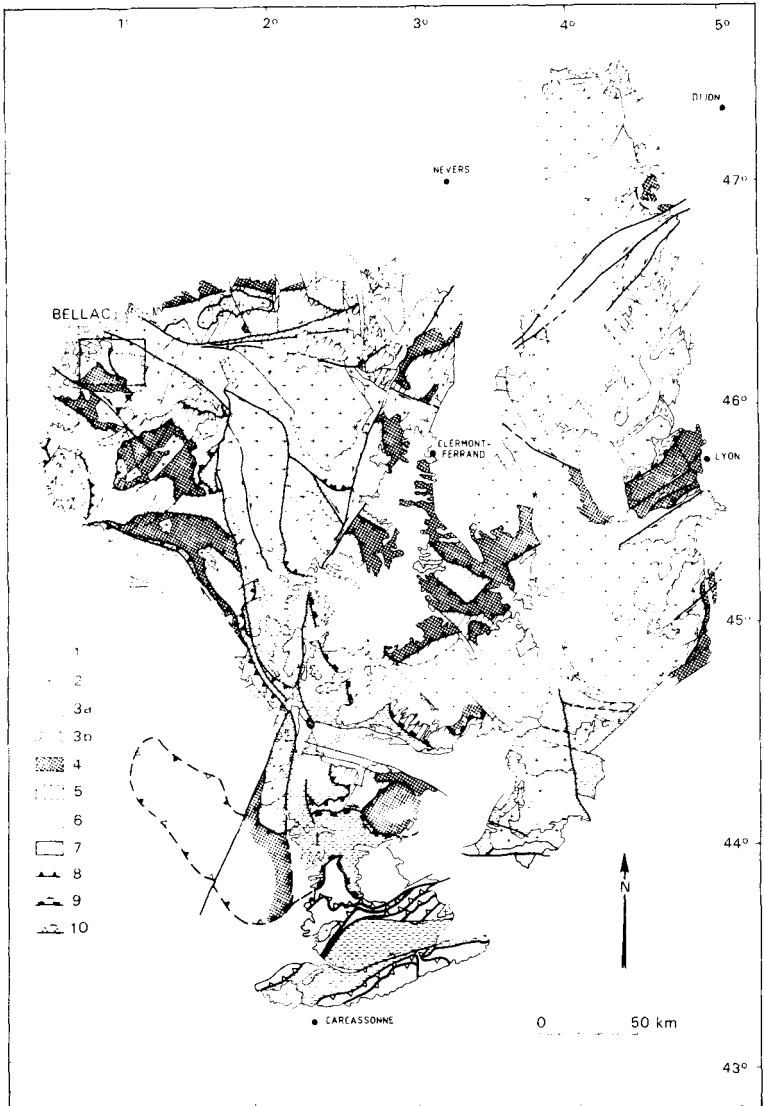
– *pour la notice* : FLOC'H J.P., JOUBERT J.M., CONSTANS J., MAURIN G. (1993) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Bellac** (639). Orléans : BRGM, 78 p. Carte géologique par J.P. Floc'h, J.M. Joubert, D. Santallier (1993).

© BRGM, 1992. 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 : 2-7159-1639-6

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>APERÇU GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i>	7
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	8
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE</i>	8
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>FORMATIONS CRISTALLINES</i>	10
Roches métamorphiques	10
Roches magmatiques	30
Amas siliceux d'origine hydrothermale	40
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES</i>	41
Terrains secondaires	41
Terrains tertiaires	43
Terrains quaternaires	46
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	47
<i>MÉTAMORPHISME</i>	47
<i>CORRÉLATIONS LITHOTECTONIQUES</i>	
<i>AVEC LA SÉRIE LIMOUSINE</i>	50
<i>MAGMATISME</i>	51
<i>TECTONIQUE VARISQUE</i>	55
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</i>	
<i>DANS LE CADRE DE LA CHAÎNE VARISQUE</i>	58
<i>ÉVOLUTION POSTVARISQUE</i>	59
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	59
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	59
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	61
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	62
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	64
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	64
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	69
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	72
AUTEURS	73
ANNEXES : ANALYSES CHIMIQUES	74
<i>LÉGENDE DU SCHÉMA STRUCTURAL</i>	78



1 : dépôts visseux ; 2 : massifs granitiques indifférenciés ; 3 : unités supérieures épizonales ; 3a : unité de Thiviers - Payzac et de Génis ; 3b : unité de Brèvenne ; 4 : unité supérieure des gneiss ; 5 : unité inférieure des gneiss ; 6 : complexes autochtones relatifs ; 7 : unités méridionales d'âge paléozoïque ; 8 : chevauchements (370-390 Ma) ; 9 : chevauchements et décrochements (350-320 Ma) ; 10 : chevauchements et décrochements (320 ± 10 Ma)

Fig. 1 - Carte schématique des principales nappes du Massif central français, d'après Ledru *et al.*, 1989

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire de la feuille Bellac est situé en Basse-Marche, en bordure du seuil du Poitou. Il concerne pour l'essentiel le département de la Haute-Vienne mais déborde à l'Ouest sur les départements de la Vienne et de la Charente. Les reliefs peu accusés de la région de Bellac correspondent à des plateaux de faible altitude dont la surface s'incline doucement vers le Nord-Ouest. La monotonie des ondulations de la pénéplaine est rompue par la surimposition du réseau hydrographique dont les principales vallées découpent des entailles étroites et souvent encaissées (Gartempe, Vincou, Brâme, Blourde).

Le sous-sol est formé pour l'essentiel par des terrains cristallins structurés au Primaire, pendant l'orogénèse hercynienne. Ils constituent un socle érodé et appartiennent à la bordure occidentale du Massif central.

Le bâti métamorphique du Massif central est actuellement considéré comme constitué par un empilement de quatre grandes unités lithotectoniques superposées (Ledru *et al.*, 1989). Ce sont, de bas en haut (fig. 1) :

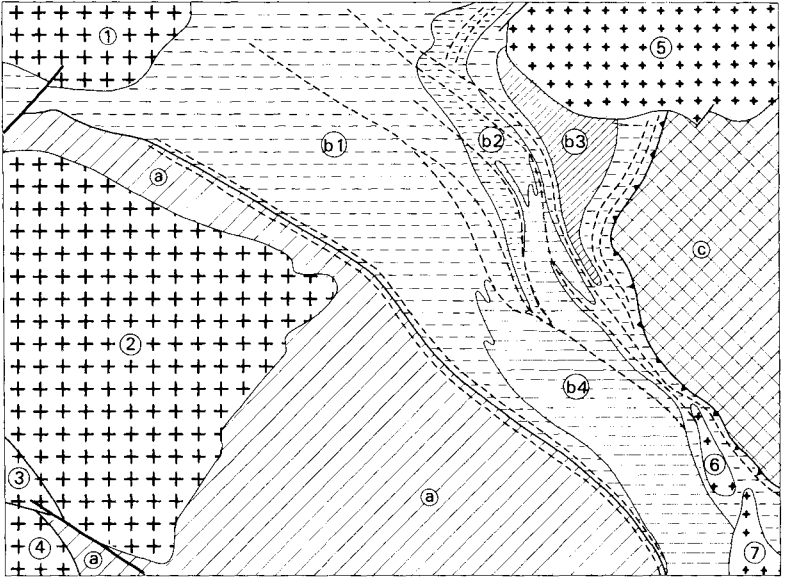
- l'autochtone relatif ;
- l'allochtone inférieur = unité inférieure des gneiss ;
- l'allochtone moyen = unité supérieure des gneiss ;
- l'allochtone supérieur = unité de Thiviers—Payzac.

L'équivalence entre les unités représentées sur la feuille Bellac et les unités lithotectoniques précédentes est la suivante (Santallier et Floc'h, 1989 ; fig. 2) :

- l'autochtone relatif n'apparaît pas ;
- l'allochtone inférieur est représenté par l'unité des migmatites de Lanneau ;
- l'allochtone moyen correspond à l'unité des gneiss de Mézières-sur-Issoire ;
- l'allochtone supérieur est représenté par l'unité de la Gartempe.

Ces unités métamorphiques sont recoupées par des granitoïdes postmétamorphes d'âge fini-dévonien (diorites) ou carbonifère (granodiorites et granites).

Dans l'angle nord-ouest de la feuille, ces terrains cristallins disparaissent sous les assises sédimentaires secondaires, transgressives et discordantes, du seuil du Poitou. Enfin, des formations détritiques continentales tertiaires et quaternaires, s'étalent en épandages superficiels peu épais qui remanient le substratum cristallin ou sédimentaire altéré sur lequel elles reposent en placages discontinus de faible étendue.



GRANITOÏDES CALCO-ALCALINS

- +++ 1 - Adriers ; 2 - Saint-Barbant ; 3 - Availles-Limouzine ; 4 - Esse

GRANITES ALUMINO-POTASSIQUES

- +••• 5 - Oradour-Saint-Genest ; 6 - Bellac ; 7 - Couture-Renon

UNITÉS MÉTAMORPHIQUES

- /// a - Paragneiss et orthogneiss de Mézières-sur-Issoire

b - Formations volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques

- b1 : métatufs rhyodacitiques et micaschistes du Giltrix

- b2 : complexe volcanique bimodal et ou intermédiaire de Bussières-Poitevine

- /// b3 : formations volcaniques acides de Darnac

- b4 : orthogneiss calco-alcain de Saint-Bonnet-de-Bellac

- XXXX c - Migmatites de Lanneau

- Couloirs mylonitiques

Fig. 2 - Principales unités et formations du socle cristallin

APERÇU GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

Socle cristallin

Il est constitué par des roches métamorphiques qui appartiennent à la série de la Basse-Marche, et par des massifs dioritiques et granitiques intrusifs dans les roches métamorphiques (fig. 2).

● Les **roches métamorphiques** sont représentées par des micaschistes et des gneiss qui contiennent de nombreuses intercalations de petits bancs d'amphibolites. Ces roches ont d'abord été structurées pendant la phase majeure métamorphique dévonienne, en unités de socle superposées et à foliation horizontale. Ces unités ont par la suite été plissées, redressées et cisailées par la tectonique compressive fini-dévonienne et éocarbonifère, si bien qu'on les observe assez fréquemment sous forme d'assises verticalisées ou à très fort pendage.

Trois unités composent la série métamorphique :

— l'unité des gneiss de Mézières-sur-Issoire, à l'Ouest, unité mésozonale constituée de paragneiss plagioclasiques et d'orthogneiss situés dans la zone à sillimanite ;

— l'unité des migmatites de Lanneau, à l'Est, formée de paragneiss et d'orthogneiss anatectiques réalisant des faciès de métatexites ou de diatexites à sillimanite, \pm cordiérite ;

— l'unité de la Gartempe, au centre, unité mésozonale à biotite, \pm grenat, \pm staurotide, constituée de métasédiments (micaschistes) dans lesquels s'intercalent trois formations volcano-sédimentaires au Nord : formation du Giltrix, formation de Bussière-Poitevine puis formation de Darnac ; ainsi qu'une formation volcano-plutonique au Sud : l'orthogneiss granodioritique et dioritique de Saint-Bonnet-de-Bellac.

● Les **roches magmatiques**, se sont mises en place à la fin du Dévonien (diorites), puis au Carbonifère (granites). Les diorites se présentent en gisement concordant, sous forme de laccolites aux épontes fortement déformées (*massif de Saint-Barbant*), alors que les granites et granodiorites ont pour la plupart un gisement franchement discordant, recoupant à l'emporte-pièce leur encaissant métamorphique (*massif d'Oradour-Saint-Genest, massif d'Adriers*).

Couverture sédimentaire

Les terrains cristallins primaires supportent des formations sédimentaires secondaires et tertiaires.

● Les **formations secondaires**, d'origine marine, sont représentées par des lambeaux de calcaires et de marnes du *Lias moyen et supérieur*, respectés par l'érosion au sommet des plateaux dans l'angle nord-ouest de la feuille.

● Les **formations tertiaires** recouvrent les formations secondaires et débordent légèrement sur les terrains cristallins. Ce sont des sédiments détritiques continentaux d'âge *éocène* (Formation de Brenne»), *mio-pliocène*

ensuite. Les terrains cristallins sont fréquemment altérés sur une forte épaisseur. Les formations d'altération qui en résultent supportent à leur sommet des limons résiduels, dernier terme d'une évolution de type pédologique vraisemblablement ancienne, tertiaire.

● Les **terrains quaternaires** sont représentés par des alluvions récentes qui jalonnent les vallées des principales rivières, et des colluvions de versants ou de remplissage de vallons.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Sur le socle cristallin pénéplané du plateau de la Basse-Marche profondément altéré, se sont développés des sols recouverts de cultures où dominent les prairies naturelles ou artificielles, alors que sur les épandages sédimentaires s'étendent des landes et des bois. En dehors des vallées, les conditions d'affleurement sont médiocres, très discontinues et dépendantes de petits travaux temporaires tels que tranchées de drainage ou d'irrigation et labours profonds.

Après repérage photogéologique des zones affleurantes et des principales dislocations, un levé lithologique et structural systématique a été effectué au 25 000^e. Pour le massif de Saint-Barbant, les levés détaillés récents (Peiffer, 1985) ont été simplement complétés.

Plusieurs dizaines de lames minces et 30 analyses chimiques nouvelles ont permis de préciser les paragenèses métamorphiques et d'établir des corrélations avec les formations de la série métamorphique du Limousin.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

L'histoire géologique du territoire couvert par la feuille Bellac s'inscrit dans celle plus générale de la Basse-Marche et du Limousin pour le socle cristallin, et du seuil du Poitou pour les formations sédimentaires.

Socle cristallin

Les **roches métamorphiques**, ont pour origine d'anciens dépôts sédimentaires ou volcano-sédimentaires tuffacés contenant d'abondantes intercalations volcaniques sous forme de coulées, sills et filons, ainsi que de nombreuses intrusions dioritiques, granodioritiques et granitiques.

La lithologie d'ensemble évoque un domaine paléogéographique de croûte continentale et une situation de marge active, avec mise en place de formations appartenant à un contexte volcanique installé au-dessus d'un domaine en compression. En témoignent : (1) la nature intermédiaire des produits volcaniques (rhyodacites, andésites) ; (2) une dynamique explosive (tufs volcanoclastiques) ; et (3) des tendances chimiques calco-alkalines affirmées. La lithologie d'ensemble montre, pour une partie de la série (unité de la Gartempe), de très fortes affinités avec l'unité de Thiviers—

Payzac qui constitue bordure sud-ouest de la série métamorphique du Bas-Limousin. L'âge des dépôts et du volcanisme (Précambrien ? ou Paléozoïque inférieur ?) est inconnu.

Au cours de l'orogénèse varisque, au Dévonien moyen, les sédiments, les produits volcaniques et les roches magmatiques antémétamorphes ont été structurés, par une puissante tectonique tangentielle, en un complexe de nappes superposées caractérisées par des plis isoclinaux avec une très forte composante d'aplatissement et une foliation subhorizontale. Un régime métamorphique mésozonal de moyenne pression-moyenne température accompagne la mise en place des nappes.

L'épaississement crustal ainsi réalisé par cet empilement provoque, à la fin du Dévonien moyen, une fusion partielle de la série profonde, engendrant un dôme de migmatites (unité des migmatites de Lanneau).

À la fin du Dévonien, des compressions plissent la série qui se retrouve localement verticalisée. Des couloirs de cisaillement verticaux, fonctionnant en décrochements dextres, sont contemporains de l'ascension du dôme migmatitique discordant. Ils recoupent la série métamorphique et génèrent des bandes mylonitiques fonctionnant en conditions de déformation d'abord ductiles, puis plus tard en conditions fragiles cataclastiques.

La pile métamorphique ainsi structurée sera soumise à une tectonique extensive en fin de surrection du dôme. Elle se traduit par un effondrement relatif en faille normale du manteau gneissique qui glisse sur le bord du dôme, développant des mylonites en conditions rétro-morphiques.

Les **granitoïdes** forment plusieurs générations qui se mettent en place sous forme d'intrusions successives. Les intrusions dioritiques de la fin du Dévonien constituent des lames concordantes avec l'encaissant qui seront partiellement ployées et structurées sur leur bordure par les compressions carbonifères. Les granodiorites et les granites carbonifères forment de grands massifs intrusifs et discordants (Oradour-Saint-Genest) ou de petits corps structurés qui témoignent de déformations contemporaines de leur mise en place (leucogranite de Bellac).

Le socle cristallin a été érodé et aplani dès la fin de l'ère primaire puis durant l'époque permo-triasique.

Couverture sédimentaire

Au Lias inférieur, la région était exondée en bordure du détroit qui établissait une communication entre bassin de Paris et bassin d'Aquitaine (dépôts laguno-marins des feuilles voisines L'Isle-Jourdain, Gençay et Montmorillon).

Au Lias moyen, les dépôts transgressifs marins débordent les assises lagunaires vers l'Est et atteignent la région de Mouterre-sur-Blourde au Pliensbachien supérieur.

Au cours du Lias supérieur (Toarcien) l'invasion par la mer est quasi générale. Les faciès traduisent un milieu marin ouvert.

La sédimentation carbonatée se poursuit durant le Jurassique moyen et supérieur ; cependant, l'érosion fini-jurassique, crétacée et tertiaire, a fait disparaître toute trace de ces sédiments hormis quelques mètres de calcaire aalénien dans l'angle nord-ouest de la feuille.

À l'Éocène supérieur, des sédiments détritiques continentaux, dont le matériel provient des massifs cristallins de la Marche, recouvrent les assises secondaires érodées : « Sables et grès de Brenne ».

Du Miocène au Quaternaire, un épandage détritique formé pour partie d'éléments autochtones remaniés, pour partie d'apports détritiques allochtones, précède l'installation du réseau hydrographique actuel (formations des plateaux, à silex et à quartz). Durant cette période, les formations cristallines sont soumises à une intense altération (arénisation). Les formations d'altération en place qui en résultent subsistent et couvrent d'importantes surfaces à l'Ouest de la Gartempe.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS CRISTALLINES

Roches métamorphiques

Unité des gneiss de Mézières-sur-Issoire

Cette unité occupe l'angle sud-ouest de la carte et constitue l'encaissant du massif dioritique de Saint-Barbant. Elle affleure principalement au Sud de celui-ci et se prolonge sur la feuille Oradour-sur-Glane (Chèvremont, 1992).

Deux types de formations gneissiques la constituent :

– des **formations paradérivées** : paragneiss gris, où le type banal – plagioclasique et à biotite seule – est largement dominant par rapport à un faciès subordonné de métatexites à amandes quartzo-feldspathiques leucocrates, cantonné au Sud-Ouest de Mézières-sur-Issoire ;

– des **formations orthodérivées** : orthogneiss leucocrates disposés en horizons concordants, intercalés dans les paragneiss plagioclasiques gris. Ce deuxième ensemble comprend des gneiss isogranulaires à grain fin et des gneiss à granulométrie grossière ou à texture œillée.

Formations paradérivées

ζ². **Paragneiss gris plagioclasiques à biotite ou à deux micas.** Ce sont des roches de couleur sombre et de teinte grisâtre. Elles forment des bancs décimétriques à métriques, de composition minéralogique et de granulométrie homogènes dans un même niveau, mais variées d'un banc à l'autre.

La dimension du grain est fine, voisine du millimètre, mais peut atteindre 2 à 3 mm dans les niveaux les plus grossiers. Ces gneiss se débitent en dalles centimétriques à décimétriques, à surfaces planes tapissées de petites paillettes de mica noir qui définissent une linéation minérale. Sur la tranche de teinte plus claire et d'aspect gréseux, on note une anisotropie de texture discrète lorsque la biotite est de petite taille, ou au contraire très affirmée quand les micas noirs sont plus développés et plus abondants. Lorsque les gneiss sont altérés, leur caractère feuilleté et planaire est plus apparent.

En dehors du type banal et ubiquiste de gneiss gris isogranulaire à texture feuilletée régulière et à biotite seule, trois autres variétés d'extension limitée, non individualisées cartographiquement, ont été observées :

– gneiss gris à grain très fin, à biotite, à débit en fines plaquettes. Ce faciès constitue la bordure nord-est de la formation, à proximité du contact avec l'unité de la Gartempe ;

– gneiss à deux micas, à biotite dominante, à foliation onduleuse, montrant sur la tranche une texture lenticulaire définie par des amandes allongées, en forme de losange ou de parallélogramme, qui sont bordées par des lits micacés qui dessinent deux directions de schistosité. La schistosité la plus discrète est faiblement oblique par rapport à la direction moyenne de foliation macroscopiquement définie par les lits les plus phylliteux régulièrement orientés. Cette variété s'individualise au sein du gneiss banal, dans les bancs à granulométrie la plus grossière (2 à 3 mm) ;

– gneiss à deux micas, d'aspect micaschisteux, à fuseaux quartzeux ou quartzo-plagioclasiques très allongés, emballés dans la trame phylliteuse. On les observe sous forme de lentilles de puissance décamétrique, concordantes, intercalées dans la partie sud-est du gneiss banal. C'est aux environs de Rouffignac, dans la vallée de l'Issoire, qu'ils sont le mieux représentés.

Au microscope, le gneiss banal et le gneiss fin ont une texture granoblastique régulière. Le gneiss lenticulaire et le gneiss micacé montrent une texture granolépido-blastique plus accusée et une texture protomylonitique ou franchement mylonitique, avec développement d'une structure en mortier, granulation et recristallisation du quartz, déformation plus discrète des micas, alors que le plagioclase est peu affecté. La minéralogie, très homogène, comprend quartz, plagioclase et biotite, toujours présents.

Le quartz, se présente en individus xénomorphes monocristallins, en exsudats hyalins lenticulaires ou en rubans polycristallins. Il est déformé et à extinction onduleuse. Les individus formant les rubans polycristallins présentent des sous-joints et des sous-grains obliques sur la bordure concordante du ruban. Une granulation très intense transforme parfois les grains en une véritable purée constituant une fine dentelle recristallisée. Les sous-grains, très petits, à contour découpé, présentent une texture équante dans les zones abritées contiguës des grands cristaux, alors que dans les rubans intra-foliaux ils sont associés en flammèches allongées d'allure fibreuse et à extinction onduleuse.

Le plagioclase est un oligoclase (An 22 à 26 %), bien maclé, en grains xénomorphes ou subautomorphes de granulométrie assez homogène. Quelques individus isolés et de grande taille sont parfois dispersés dans la trame, ou associés aux exsudats quartzeux.

La biotite, en agrégats de lamelles forme des lits irréguliers, ou se présente en lames isolées. Elle est de couleur brun-rouge et possède un polychroïsme intense.

Aux minéraux principaux s'ajoutent :

- le grenat, souvent présent, en individus subautomorphes isolés ;
- la muscovite primaire, présente dans les faciès micaschisteux en quantité inférieure à la biotite, disposée en lamelles associées au mica noir. De la muscovite secondaire se développe aux dépens du mica noir ou bien à partir de la sillimanite ;
- la sillimanite s'ajoute parfois à la paragenèse en fines fibres épitaxiales développées sur les biotites, ou en petits prismes inclus dans du quartz ou du plagioclase ;
- la cordiérite a été observée en une seule localité, au Nord-Est de Saint-Barbant, tout près du massif dioritique. Elle est probablement associée à l'auréole thermique de contact de l'intrusion magmatique.

Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon, très fréquents, la tourmaline parfois présente dans les faciès schisteux. Des minéraux opaques, pyrite et/ou pyrrhothite, ont été rencontrés occasionnellement sous forme de quelques grains dispersés ou de concentrations en forme de lits concordants, notamment près du Fraisse, au voisinage des amphibolites.

La composition chimique de ces gneiss est celle de grauwackes pour les faciès en bancs qui montrent la granulométrie la plus grossière. Les niveaux micaschisteux, de composition plus alumineuse, se rapprochent des shales. Ces gneiss gris pourraient représenter des dépôts d'origine terrigène, peu dégradés, avec participation d'une fraction minéralogique d'origine volcanique. La présence de tufs amphiboliques montrant des passages progressifs aux paragneiss gris plagioclasiques, confirme le cachet volcano-sédimentaire de la formation.

ζ²M. Métatexites à biotite, sillimanite et orthose. Au Sud-Ouest de Mézières-sur-Issoire, une bande de paragneiss plagioclasiques apparaît lardée de lentilles purement quartzieuses et de lits concordants et leucocrates, irréguliers et discontinus, de composition quartzo-feldspathique. Il s'agit de métatexites développées dans les paragneiss micaschisteux. On les rencontre au Sud du massif dioritique de la Grande-Valade et elles s'étendent et se poursuivent en direction de Dieulidou, sur la feuille Oradour-sur-Glane. Les meilleurs affleurements s'observent à Blodeau, dans la vallée de l'Issoire, ainsi qu'aux environs de La Garenne et des Aubys.

Ces roches présentent la texture classique des protométatexites. De petites quantités de leucosome s'individualisent dans la foliation du paragneiss, en lentilles isolées ou en veines discontinues d'épaisseur irrégulière, localement renflées et parfois anastomosées. Sur la bordure de ces leucosomes se développent des ségrégations de biotite formant un mélanosome feuilleté emprisonnant de très minces lits nacrés de sillimanite. Le fond de la roche est constitué par le paragneiss micaschisteux banal.

La minéralogie des mobilisats comprend quartz, oligoclase maclé (An 15 à 18), feldspath potassique (microcline), biotite brun-rouge en paquets de lamelles associées ; ces biotites présentent des inclusions de zircons. Quelques grenats en cristaux isolés sphériques et limpides sont associés aux lits de biotite. De la sillimanite sous forme de fibrolite en amas isolés, ou en rosettes de fines aiguilles, se rencontre dans les leucosomes quartzo-plagioclasiques ; on l'observe aussi en paquets de fines aiguilles flexueuses développées sur certaines biotites. De la cordiérite, développée aux dépens de biotite, a été observée à Blodeau. Des amas de séricite et des muscovites d'origine secondaire, remplaçant de la sillimanite qu'elles contiennent sous forme de petits prismes inclus, ont été observés.

Dans la zone migmatitique, la quantité de mobilisats, variable, ne dépasse jamais 50 % pour les zones les plus affectées à faciès micaschisteux ; elle est encore plus faible et pratiquement nulle dans les intercalations de paragneiss en bancs de granulométrie plus grossière.

Formations orthodérivées

ζ³. **Orthogneiss leucocrates isogranulaires, à grain fin (leptynites).** Ces gneiss ont une couleur claire, une granulométrie fine, une foliation parfois fruste et un débit massif irrégulier, ou une anisotropie planaire régulière et un débit en dalles décimétriques. On les rencontre sous forme de lentilles allongées et très continues d'épaisseur décamétrique, ou en puissants niveaux hectométriques d'extension kilométrique.

Leur teinte beige rosé ou beige jaunâtre moucheté de petites flaques de mica noir, les distingue aisément de la formation-hôte des paragneiss gris avec laquelle ils présentent, à l'échelle de l'affleurement, un contact franc et concordant. La foliation régionale recoupe cependant les contacts, au niveau de la terminaison des lentilles d'orthogneiss les plus puissantes. C'est dans la vallée de l'Issoire, aux environs de Masvergnier, que se rencontrent les meilleurs affleurements.

Au sein des niveaux à grain fin et homogène, on observe quelques variations de texture :

- gneiss clair amygdalo-rubané à ocelles feldspathiques roses de 3 à 4 mm, au Nord de Mouterre-sur-Blourde ;
- gneiss très fin, saccharoïde, dépourvu de mica noir et moucheté de petits grenats, au Nord de Fredaigue.

Au microscope, la structure est granoblastique et l'anisotropie soulignée par l'orientation régulière du mica noir. La minéralogie, très constante, comprend quartz, oligoclase (An 20), microcline, biotite brun foncé ou brun-vert fortement polychroïque (lépidomélane), en petites lamelles automorphes. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. Quelques variations portent sur la présence de biotite brun-rouge sombre dans les faciès ocellés, et parfois d'un peu de muscovite ou de grenat.

L'existence systématique de microcline abondant, la présence de faciès ocellés avec feldspath potassique porphyroclastique, la composition minéralogique et chimique, montrent que ces roches dérivent d'anciennes formations plutoniques acides. La finesse et l'homogénéité de la granulométrie évoquent d'anciennes roches granitiques à grain fin ou moyen, et la présence d'aprites (faciès saccharoïdes) ainsi que d'anciens granites porphyroïdes (faciès ocellés).

οζ³. **Orthogneiss leucocrates à texture œillée ou à grain grossier.** Près de La Touche, au Nord-Est de La Motte, s'individualisent de puissants horizons de gneiss clairs à texture amygdalo-rubanée ou œillée. Ces gneiss œillés ou grossiers montrent des passages continus, rapides et progressifs, vers des faciès plano-linéaires et plus fins.

Leur structure est porphyroclastique, la foliation cataclastique se moule et épouse les contours des phénoclastes feldspathiques dessinant des amygdales, le quartz forme des rubans allongés, les micas sont émiettés et effilochés.

Leur minéralogie comprend quartz, oligoclase, microcline et biotite brun-rouge. Du grenat (assez rare) et de la muscovite (peu abondante) s'ajoutent parfois à la paragenèse.

Leurs textures reliques, leur minéralogie et leur composition chimique, permettent d'interpréter ces gneiss comme des orthogneiss dérivant de la blastomylonitisation d'anciens granites porphyroïdes.

Unité volcano-sédimentaire et volcano-plutonique de la Gartempe

À l'Est des paragneiss de Mézières, l'unité de la Gartempe occupe au centre de la feuille une aire triangulaire large de 20 km au Nord et qui se rétrécit vers le Sud, réduite à 5 km de large à hauteur de Bellac.

Cette unité comprend :

- des **formations paradérivées**, représentées par des micaschistes qui affleurent largement dans la partie nord ;
- des **formations volcano-sédimentaires** intercalées dans les micaschistes ; il s'agit de tufs parfois associés à des coulées volcaniques. Elles se répartissent d'Ouest en Est en trois ensembles : la formation du Giltrix, la formation de Bussière-Poitevine et la formation de Darnac ;
- des **formations volcano-plutoniques** intercalées dans les micaschistes, au Sud de Saint-Bonnet-de-Bellac. On y reconnaît des métagranodiorites et des métadiorites qui constituent l'orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac.

Formations paradérivées

Deux ensembles micaschisteux, intriqués et passant progressivement l'un à l'autre, ont été distingués :

- le premier, alumineux, à muscovite abondante développée en lamelles écailleuses, encasse l'orthogneiss de Saint-Bonnet au Sud ;

— le second, plus quartzeux, finement lité et à granulométrie fine, lui succède et le remplace vers le Nord.

ξ¹. **Micaschistes à grandes muscovites et silicates d'alumine.** On les rencontre dans le secteur de Saint-Sornin-la-Marche ainsi qu'au Nord et au Sud-Ouest de la localité de Saint-Bonnet-de-Bellac. Ce sont des roches à surface luisante, tapissée de micas en écailles à éclat argenté. Leur débit est lamelleux, et sur leur tranche on observe des lentilles allongées de quartz et des petits grenats qui se détachent dans une trame phylliteuse abondante et ondulée, dessinant une association de fuseaux allongés.

Au microscope, la structure est lépidoblastique. On note souvent la superposition de deux phases de déformations synschisteuses. Des charnières de microplis aplatis, affectant une schistosité primaire, sont dessinées par des petits micas et de fins lits de quartz, et conservées dans les microolithons délimités par la schistosité majeure à grandes phyllites et amandes polycristallines de quartz.

La composition minéralogique comprend :

- du quartz en lits microplissés de très petits cristaux, ou en association de grands cristaux dessinant des amandes fusiformes ;
- de la muscovite abondante, en petites paillettes ou en paquets de grandes lamelles flexueuses ;
- de la biotite en petits cristaux et en faible quantité par rapport à la muscovite ;
- des grenats syncinématiques, à inclusions hélicitiques ;
- de la staurotide rarement fraîche, le plus souvent sous forme de reliques auréolées d'un cortex de tout petits micas blancs enchevêtrés ;
- de la sillimanite, observée à l'Est de Saint-Sornin-la-Marche, en toutes petites aiguilles prismatiques incluses dans du quartz ou au cœur de grandes muscovites.

Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon, ainsi que parfois des petits prismes de tourmaline. Des bâtonnets d'ilménite, dispersés, se disposent parfois en lits.

Un faciès particulier mais fréquent est constitué par des micaschistes rétomorphosés. Ils se signalent par une texture amygdalaire accusée et par le développement de mica blanc testacé sur le plan de schistosité. En lame mince, on note alors la transformation des biotites en chlorite, et le remplacement total des staurotides par une association de petits micas blancs. Le grenat, beaucoup moins affecté, est partiellement chloritisé.

ξ². **Micaschistes et quartzomicaschistes à biotite, ± muscovite, ± grenat.** Cette formation s'étend au Sud-Ouest de Bussière-Poitevine vers Le Fouilloux, jusqu'au contact des gneiss gris, ainsi qu'au Nord-Est de Bussière, vers Les Buis, jusqu'au granite d'Oradour-Saint-Genest. De bons affleurements s'observent au Sud de Puy-Catelin dans la vallée du Giltrix, vers Le Fouilloux, dans la vallée de la Franche-Doire ainsi que dans les thalwegs affluents du ruisseau des Buis.

Il s'agit de roches finement feuilletées au débit en plaquettes de couleur gris verdâtre ou gris fer. Leur surface d'aspect luisant porte souvent une linéation de crénulation en petites ondulations millimétriques. Leur cassure montre un fin litage défini par l'alternance de rubans phylliteux gris foncé à texture planaire, et de rubans de quartz gris plus clair. Ce litage peut se présenter sous forme de répétitions de feuilletés dont le parallélisme régulier n'est perturbé que par de légers renflements des rubans quartzeux. Ce même litage, dans certains cas, présente un aspect fortement microplissé ou amygdalaire quand des charnières isoclinales et anisopaques qui admettent le débit schisteux pour surface axiale sont dessinées par les lits de quartz.

Au microscope, la texture est granolépidoblastique ; le grain est fin et homogène. On retrouve le litage défini par l'association de rubans quartzo-phylliteux, nombreux, ou purement phylliteux, plus rares, alternant avec des rubans purement quartzeux. Ces associations définissent deux faciès : micaschistes et quartzomicaschistes, intimement mêlés, passant progressivement l'un à l'autre et qui n'ont pas été distingués.

La minéralogie essentielle comprend quartz et biotite de petite taille mais abondante, très souvent seule ou parfois associée à la muscovite dans les lits très phylliteux. Le grenat, plutôt rare, est assez souvent absent. Quelques plagioclases (oligoclase) ont parfois été observés ; ils sont alors de dimension supérieure à la granulométrie moyenne de la roche. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon, ainsi que parfois de la tourmaline. Les minéraux opaques, de petite taille, sont peu abondants en volume, mais assez fréquents et dispersés ; il s'agit d'ilménite, d'hématite et de traînées poussiéreuses de graphite.

En dehors des variations de proportion de phyllites et de quartz observées dans l'ensemble de la formation, deux faciès particuliers sont à signaler :

— *micaschistes feldspathiques*. On les observe dans la vallée du Vincou au Sud de Bellac. Ce sont des roches d'aspect schisteux et luisant qui se distinguent en lame mince par une granulométrie sensiblement plus grossière, par la plus grande abondance de mica blanc et par la présence systématique d'oligoclase parfois abondant. De petits prismes de sillimanite, associés au mica blanc ou en inclusions dans du quartz, s'observent dans les roches de ce secteur ;

— *micaschistes tachetés*. À proximité du granite d'Oradour-Saint-Genest, certains niveaux de micaschistes gris à reflets argentés, présentent un aspect tacheté déterminé par la présence de nodules verdâtres qui peuvent atteindre 1 cm (ruisseau des Buis à l'Ouest du moulin Pochaud, thalweg à l'Est de Vauzelle, ruisseau de Longé à l'Ouest de Theix). Ces nodules sont d'anciens silicates syncinématiques englobant une foliation parfois microplissée. Ce sont probablement d'anciennes andalousites déstabilisées et remplacées par un feutrage de biotites. De grandes lames de mica noir automorphes et postschisteuses accompagnent ces nodules et s'inscrivent en travers de la foliation du micaschiste et du nodule lui-même. Ces phénomènes de rétro-morphose du silicate d'alumine et de blastèse de biotite sont impu-

tables au métamorphisme de contact développé dans la série à la périphérie du granite intrusif d'Oradour-Saint-Genest.

Formations volcano-sédimentaires

Cette appellation recouvre des roches de lithologies variées, intercalées dans les micaschistes et qui présentent avec ces derniers des passages progressifs et récurrents. Ces formations se signalent d'abord par l'apparition de minces bancs lenticulaires isolés. Puis le nombre et l'épaisseur des bancs augmentant, on passe latéralement à de puissants horizons plus homogènes ne contenant plus que quelques passées micaschisteuses. Trois formations ont été individualisées d'Ouest en Est. Elles diffèrent par leur contenu essentiel, mais présentent de l'une à l'autre des récurrences.

La **formation du Giltrix** affleure dans le secteur nord-ouest de la feuille, au Sud du massif granodioritique d'Adriers. Elle est représentée par des quartzites feldspathiques sombres dominants ($tf\rho^3$) associés à des quartzo-micaschistes subordonnés.

La **formation de Bussière-Poitevine** est recoupée par la Gartempe au Nord de Saint-Bonnet et atteint sa puissance maximale à l'Est de Bussière-Poitevine. Il s'agit d'un ensemble très polymorphe (« groupe varié ») où se trouvent associées des formations volcano-sédimentaires à caractère parfois détritique et parfois franchement igné.

Les termes détritiques sont les moins abondants. Ils sont représentés par des bancs de quartzites plus ou moins feldspathiques et micacés analogues à ceux de la formation du Giltrix. Ces quartzites, qui sont parfois associés à des passées micaschisteuses, forment des bancs métriques ou décimétriques intercalés dans un complexe d'origine plus franchement ignée.

Les termes ignés sont de composition très variable, allant d'un pôle basique mélanocrate, amphibolique (δ), à un pôle acide leucocrate, leptynique ($X\lambda$), en passant par des compositions intermédiaires andésitiques ($\rho\alpha$). Les intercalations ignées sont de dimensions variables, décimétriques à déca- ou hectométriques, soit massives et à grain fin, soit plus grossières et parfois porphyroclastiques, ou bien encore rubanées.

Les passages entre termes ignés ou entre termes ignés et sédimentaires peuvent être très tranchés, réalisant des associations bimodales leptyno-amphiboliques ; ou au contraire très progressifs, avec apparition d'amphiboles d'abord dispersées, puis disposées en lits de plus en plus épais et abondants au sein de quartzites à biotite. Les associations bimodales leptyno-amphiboliques à contacts francs sont remarquables à l'Est du Bouchage, dans le thalweg du ruisseau des Buis, près du confluent de la Gartempe. On en rencontre encore dans la vallée de la Gartempe à Pont-Saint-Martin, à Thoveyrat au Sud-Ouest de Bellac et dans la tranchée du chemin de fer qui longe le Vincou au Sud du moulin Barret. Les associations rubanées avec passages progressifs et compositions intermédiaires s'observent dans la vallée de la Gartempe en aval de Pont-de-Lanneau et dans la vallée de la Bazine au Sud de Bellac.

On note la présence de quantités parfois importante de sulfures (pyrite essentiellement) associés aussi bien aux formations intermédiaires et basiques qu'aux formations acides.

Ces formations métamorphisées dans la mésozone ont parfois été affectées par des couloirs de cisaillement tardi-métamorphes où s'observe une déformation mylonitique associée à une rétro-morphose. Celle-ci se traduit par le développement de chloritisations dans les faciès basiques et de séricitisations dans les niveaux acides. Une altération supergène, avec dissolution des sulfures et apparition de teintes vert jaunâtre ou ocre-jaune à rouille, signale ces faciès déformés et altérés.

La **formation de Darnac** affleure au Sud-Est de cette localité. Elle est constituée pour l'essentiel de roches acides et leucocrates qui sont des quartzoleptynites felsitiques, massives ou à texture fluidale, parfois associées à des faciès microporphyriques ($\chi\lambda$). Des roches basiques subordonnées, qui sont des amphibolites, s'y intercalent parfois, réalisant une association bimodale rubanée leptyno-amphibolique aux environs de Chez-Parat et de Larat.

Des roches quartzoleptyniques leucocrates, identiques à celles de la formation de Darnac, se retrouvent dans les métatufs mésocrates de Bussière-Poitevine, ainsi que dans les micaschistes où elles sont associées à des quartzites blancs sériciteux ($\xi\chi$).

tf ρ^3 . Quartzites feldspathiques sombres à biotite ou à biotite et grenat.
La masse principale des quartzites se localise au Sud d'Adriers, mais de nombreux bancs s'intercalent dans les micaschistes. De bons affleurements existent dans la grande carrière de La Roderie, ainsi que dans les vallées de l'Isop, du Giltrix et de la Franche-Doire.

Il s'agit de roches sombres, à grain très fin, de teinte gris foncé parfois noire, au toucher gréseux et à patine grisâtre. Elles ont un aspect massif et se présentent en bancs métriques homogènes au litage peu prononcé. Elles sont extrêmement dures et se débitent en blocs à cassure irrégulière. Leur anisotropie peu apparente est déterminée par l'alignement de tout petits micas noirs. Sur le fond sombre se distinguent parfois de petits grenats en punctuations millimétriques roses.

Au microscope, la texture est granoblastique, fine, et l'anisotropie soulignée par l'alignement de tout petits micas noirs, régulièrement orientés et parallèles, comme en témoignent leur pléochroïsme et leur extinction communes. Le grain de la roche est homogène, mais un rubanement discret est parfois déterminé par :

- des lits de mica noir en lamelles allongées de plus grande taille ;
- des petits grenats isolés mais disposés en files alignées, inclus dans des lits plus riches en mica noir ;
- des traînées poussiéreuses formées de petits minéraux opaques graphitiques ;
- des rubans ou lentilles d'épaisseur millimétrique formés de quartz polycristallin.

Leur minéralogie comprend quartz, plagioclase, biotite et grenat. Le quartz de la mésostase se présente en petits grains montrant parfois une anisotropie de forme. Dans les rubans, les exudats quartzeux sont limpides, avec grains de grande dimension présentant assez souvent des sous-joints obliques sur le bord du ruban, et parfois une tendance nette à la granulation sous forme de multiples sous-grains dentelliformes. Le plagioclase est un oligoclase bien maclé, de taille équivalente à celle du quartz de la mésostase. La biotite est en petites paillettes subautomorphes ou plus rarement en lamelles allongées à inclusions de zircon. Le grenat est en individus subautomorphes à texture en éponge, ou à habitus sphérique avec inclusions internes hélicitiques.

À ces minéraux principaux s'ajoute parfois un peu de muscovite primaire associée aux lits de biotite. De la muscovite secondaire dérive parfois de la déstabilisation du mica noir. Dans certains cas, le mica noir est partiellement ou totalement remplacé par de la chlorite qui se développe aussi sur le grenat.

Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et plus rarement l'épidote. Le zircon est présent en petits grains dans les grandes biotites, ou en cristaux dispersés dans la mésostase. L'apatite est en petits cristaux dans la mésostase, ou en très gros grains associés aux lentilles de quartz polycristallin. L'épidote, rare, est en grands cristaux formant des files alignées.

Des minéraux opaques s'observent fréquemment, en général disséminés dans la mésostase sous forme de grains automorphes ou subautomorphes de pyrite, ou encore sous forme de traînées pulvérulentes de poussières graphiteuses.

α. Métatufs andésitiques mésocrates, à texture massive, porphyroclastique ou rubanée. On a regroupé sous cette appellation un ensemble de roches de couleur plutôt sombre, mais avec de nombreuses variantes pour les faciès massifs qui présentent des nuances allant d'un gris bleuté ou gris verdâtre pour les teintes les plus claires, à un gris-brun ou gris anthracite pour les teintes les plus foncées.

Dans les faciès rubanés, les alternances de nuances sont rapides et les teintes plus contrastées. Ces variations de teintes reflètent des proportions variables de quartz et de feldspath par rapport aux ferromagnésiens : biotite et/ou amphibole.

La composition minéralogique comprend quartz et plagioclase dominants, biotite presque toujours présente, seule ou associée à des quantités très variables d'amphiboles vert bleuté qui peuvent devenir dominantes mais sont exceptionnellement seules. À ces minéraux s'ajoutent de la pyrite, fréquente, parfois très abondante, ainsi qu'accessoirement du grenat dans les faciès à biotite seule, ou de l'épidote dans les faciès à amphibole abondante.

Métatufs massifs. Ces roches massives, gris-brun foncé à gris bleuté plus clair, sont dures, possèdent un débit quelconque et une texture compacte, régulière et homogène. Sur la cassure sombre et à grain fin se détachent

fréquemment d'abondantes mouches de pyrite jaune, souvent automorphe, toujours disséminée dans la masse de la roche, constituant parfois des lits fins et continus.

Au microscope, la texture est finement granoblastique, isogranulaire. La minéralogie comprend toujours du quartz en petits grains xénomorphes, plus abondant dans les faciès les plus clairs. Du plagioclase est toujours présent, en grains de même dimension que le quartz ; il s'agit d'albite-oligoclase dans les faciès clairs ou à biotite seule, et d'oligoclase dans les faciès à amphibole. La biotite est en petites paillettes alignées, brun foncé, fortement polychroïque ; elle peut être seule, mais en quantité très variable ; lorsqu'elle abonde, la roche, qui contient alors quelques grenats, ressemble beaucoup aux quartzites sombres du Giltrix. L'amphibole, de couleur vert bleuté et très polychroïque, se présente en cristaux isolés et dispersés, xénomorphes ou subautomorphes mais sans orientation préférentielle ; elle peut devenir plus abondante que la biotite dans les faciès sombres amphiboliques, mais se trouve rarement seule. Les minéraux opaques sont fréquents, soit petits, xénomorphes et disséminés, soit grands et automorphes.

Métatufs porphyroclastiques. Ils ne diffèrent des faciès massifs que par la présence de taches grisâtres ou rosées, rectangulaires ou ovoïdes, atteignant au plus 3 à 4 mm, ou par la présence de ponctuations losangiques vert sombre de 2 à 3 mm qui se détachent sur la trame plus fine. Il s'agit, dans les faciès clairs et riches en quartz, de phénoclastes de plagioclase acide subautomorphes, souvent morcelés et tronçonnés, moulés par les biotites et recimentés par la mésostase fine quartzo-feldspathique. Des amandes de quartz, polycristallines, étirées et recristallisées, sont également moulées par la foliation. Dans les faciès plus sombres, amphiboliques, on observe parfois des associations d'amphiboles ayant un habitus de phénoclaste à contour subautomorphe, ou plus rarement de grandes amphiboles automorphes possédant un cœur sombre constitué de petites inclusions internes charbonneuses.

Métatufs rubanés. Ils présentent un litage très apparent dessiné par des rubans centimétriques à décimétriques de couleurs et de textures variées. Le rubanement est exprimé par l'abondance relative et la dimension des amphiboles. Se succèdent, sans ordre bien établi :

- des rubans quartzo-feldspathiques centimétriques, grisâtres, fins et homogènes ;
- des rubans quartzo-feldspathiques centimétriques, ponctués de caillots d'amphiboles automorphes vert sombre en files discontinues ;
- des rubans centimétriques sombres où les amphiboles automorphes de grandes dimensions dominent ;
- des rubans millimétriques à centimétriques, noirs et fins, purement amphiboliques.

Les paragenèses rencontrées dans cet ensemble rubané diffèrent peu de celles des tufs massifs ; mais la tendance à constituer des lits purement quartzeux, purement biotitiques ou purement amphiboliques, est beaucoup

plus nette. Les analyses d'amphiboles bleu-vert provenant des tufs lités ont des compositions de ferro-hornblendes ou de magnésio-hornblendes.

Χλ. Quartzoleptynites leucocrates felsitiques ou porphyroclastiques. Il s'agit de faciès d'apparence voisine, de teinte très claire beige rosé ou beige grisâtre, qui ont une granulométrie fine mais dont les textures sont variées dans le détail. On les rencontre :

- à l'Est de Darnac, en puissants niveaux hectométriques, avec intercalations d'amphibolites subordonnées ;
- au Sud-Est et au Nord-Est de Bussière-Poitevine, en intercalations décimétriques associées aux niveaux les plus clairs des tufs mésocrates andésitiques ;
- dans le secteur de Saint-Sornin-la-Marche ainsi qu'à l'Ouest de Bussière-Poitevine, en intercalations à contacts francs dans les micaschistes.

Les faciès associés aux tufs présentent, lorsqu'ils sont frais, une teinte beige grisâtre et sont finement mouchetés de sulfures gris bleuté. Leur texture est planaire, la surface de débit a un aspect soyeux et luisant. Altérées, ces roches ont une coloration ocre-jaune ou brune et montrent une texture schisteuse plus apparente.

Les faciès rencontrés près de Darnac, ainsi que ceux qui sont associés aux micaschistes peuvent être massifs, micro-œillés ou rubanés :

- les *faciès massifs* sont très fins, sans minéraux identifiables à l'œil nu ; ils ont un débit esquilleux et l'aspect du silex. Leur cassure, de teinte beige ou rosée, peut être homogène ou hétérogène ; on observe alors sur le fond beige rosé, des nuances plus sombres, gris foncé, disposées en lits fins parallèles et discontinus ou en taches floues ;
- les *faciès micro-œillés* ont un aspect ponctué. Le fond beige rosé ou brun clair est piqué de petites taches grises de quartz millimétrique, ou parfois de petits ovoïdes de feldspath rose ;
- les *faciès rubanés* ont un débit en plaquettes, une texture planaire ou plano-linéaire et leur cassure montre qu'ils sont formés de rubans lenticulaires hétérogènes. On y observe assez souvent des amandes fusiformes et grisâtres de quartz, noyées dans une fine matrice sériciteuse verdâtre rosée ou violacée.

Au microscope on observe toujours une trame fine essentiellement quartzo-feldspathique, à texture isogranulaire granoblastique ou à texture hétérogranulaire porphyroclastique.

Dans les faciès associés aux tufs mésocrates, la matrice comprend quartz, albite, muscovite, biotite décolorée peu abondante et chlorite. Les phénocristaux sont représentés par du quartz en individus monocristallins isolés présentant des golfes de corrosion, et par des albites subautomorphes aux macles tordues et aux cristaux parfois fracturés. Les minéraux opaques sont l'ilménite et la pyrite, parfois en grands cubes.

Dans les faciès homogènes associés aux micaschistes, la matrice est constituée de quartz, albite et séricite abondants, et de microcline beaucoup plus rare et erratique.

Dans les faciès micro-œillés, sur une fine matrice de quartz d'albite et de séricite se détachent des phénoclastes de quartz abondants et des phénoclastes résiduels de feldspath alcalin, plus rares ou absents.

ξχ. **Quartzites blancs sériciteux et quartzophyllades.** Il s'agit de roches blanches parfois purement quartzieuses ou très peu feldspatiques, possédant une quantité variable mais assez faible de mica blanc. On les rencontre intercalées dans les micaschistes ou en niveaux intimement mêlés aux quartzoleptynites de Darnac.

Un horizon remarquablement continu de quartzite sériciteux forme une lentille de puissance hectométrique que l'on suit sur plus de 2 km au Sud de Fauras. Il s'agit d'une roche granoblastique dont l'orientation est soulignée par la présence de petites paillettes orientées de mica blanc.

D'autres quartzites sériciteux ont un aspect hétérogène et montrent des fuseaux polycristallins de quartz déformé et étiré, noyés dans une matrice plus fine, sériciteuse. Les quartzites blancs hétérogènes voisinent souvent avec les quartzomicaschistes très finement et régulièrement rubanés.

Formations volcano-plutoniques

Le complexe leptyno-amphibolique de Saint-Bonnet-de-Bellac a la forme d'une puissante lentille aplatie, allongée en direction N 140° E et qui présente un pendage modéré de 30 à 45° vers l'Ouest. Il affleure au Sud de Saint-Bonnet, entre l'unité des migmatites de Lanneau qui forme son plancher à l'Est, et l'unité des gneiss de Mézières qui constitue son toit à l'Ouest.

Ce complexe est encaissé par les micaschistes et les formations volcano-sédimentaires du « groupe varié » de Bussière-Poitevine avec lesquelles il présente de nombreuses intrications tectoniques en forme de lanières étirées, développées à l'Est de la Gartempe entre La Croix-sur-Gartempe et Darnac.

Il est constitué de gneiss disposés soit en bancs puissants et homogènes, soit en niveaux peu épais et récurrents où se côtoient des faciès mélanocrates amphiboliques et des faciès quartzo-feldspathiques de teinte rosée à violacée. Ces gneiss plus ou moins riches en ferromagnésiens, réalisent des faciès mésocrates à leucocrates à texture planaire, plano-linéaire ou même franchement linéaire. Le grain apparent de ces roches est moyen, et la texture homogène et régulièrement orientée est celle des leptynites. On note cependant des variations avec passages progressifs vers des faciès grossiers à porphyroclastes ovoïdes de feldspath rose de quelques millimètres à 1 cm, moulés par les ferromagnésiens, ou vers des faciès très fins et homogènes ayant l'aspect de quartzites sombres ponctués de petits feldspaths roses.

ζ⁴. **Orthogneiss clairs à biotite ou à deux micas.** Ces roches rosées à texture orientée montrent une association granoblastique constituée de quartz, plagioclase (An 15 à 18), microcline, biotite chloritisée, chlorite. Le quartz, le plagioclase et la biotite sont présents de façon constante, mais le feldspath potassique n'est pas systématique : il peut être localement abondant, ou absent. La muscovite apparaît dans certains faciès clairs qui peuvent contenir un peu de grenat. À ces minéraux, s'ajoutent de l'apatite et du zircon, plus rarement de l'épidote et épisodiquement des minéraux opaques.

Dans les orthogneiss on rencontre des faciès leucocrates, aplitiques ou pegmatitiques, toujours schistosés, ainsi que des intercalations lenticulaires d'amphibolites à bords francs. On note également la présence de faciès planaires d'aspect très schisteux et de teinte claire. Il s'agit de faciès mylonitiques, très déformés, altérés et séricitisés.

ζ⁵. **Orthogneiss mésocrates à biotite seule ou biotite et amphibole.** Ce sont des gneiss quartzo-feldspathiques mésocrates à mélanocrates, assez peu riches en quartz et dans lesquels une amphibole bleu verdâtre se trouve le plus souvent associée à une biotite brun-vert ou peut parfois être seule présente. Dans les cas extrêmes, le quartz peut disparaître totalement et on passe à de véritables métadiorites.

La composition minéralogique moyenne de ces gneiss comporte quartz, ferro-hornblende ou magnésio-hornblende bleu-vert, parfois une amphibole secondaire prismatique et peu colorée qui est une actinote, biotite brun-vert et chlorite. Les minéraux accessoires sont l'épidote et le sphène dans les faciès les plus basiques. Quelques minéraux opaques peuvent être présents.

Géochimie des formations de l'unité de la Gartempe

Formation du Giltrix (fig. 3). Les données bibliographiques et les analyses nouvelles (analyses 1 et 2, en annexe) confirment le caractère sédimentaire et la nature de shales plus ou moins dégradés des micaschistes et quartzomicaschistes, ainsi que leur ressemblance avec les schistes de la formation de Semblat en Bas-Limousin (voir feuilles Thiviers, Juillac et Saint-Yrieix-la-Perche : Guillot *et al.*, 1978, 1979a et b). Les quartzites plagioclasiques (analyses 3, 4 et 5) se cantonnent par contre dans le domaine igné. Leur composition est celle de rhyodacites et on notera leur forte parenté avec les « grès » de Thiviers et quartzites de Payzac en Bas-Limousin. Les quartzites blancs sériciteux de Fauras (analyse 10), d'origine sédimentaire, sont proches de ceux du Puy-des-Ages et on note par ailleurs, au sein des micaschistes, de nombreuses intercalations graphiteuses qui sont également présentes dans la formation de Semblat.

Formations de Bussière-Poitevine et de Saint-Bonnet-de-Bellac (fig. 4A et 4B). Les analyses nouvelles et les nombreuses données bibliographiques confirment la présence de séries calco-alcalines déjà mentionnées par P. Davoine (1976) et M. Piboule (1979). On remarquera les recouvrements importants et la dispersion des compositions relevées dans les deux

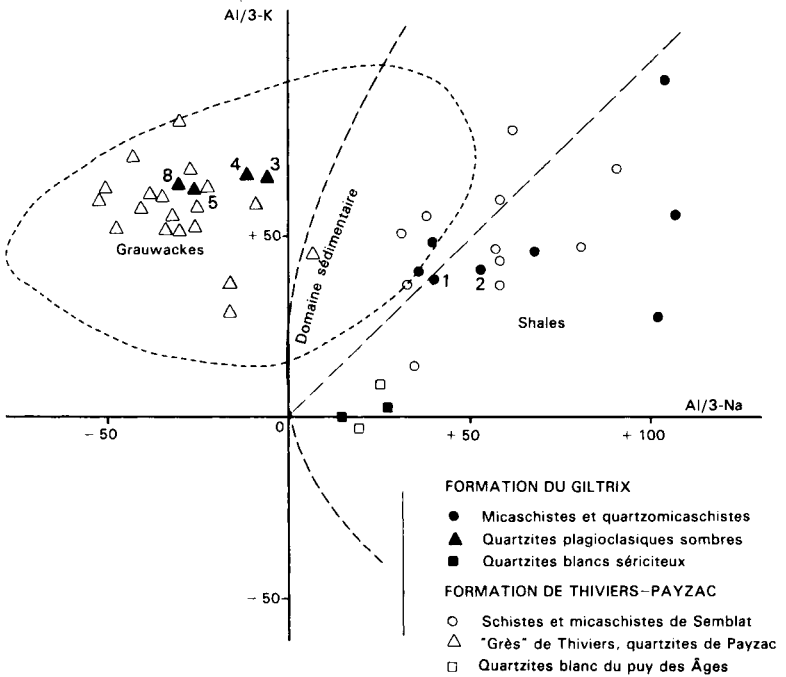


Fig. 3 - Géochimie comparée des formations de Bussières-Poitevine, du Giltrix et de Thiviers-Payzac dans le diagramme $Al/3 - K = f. (Al/3 - Na)$
(de La Roche, 1968)

ensembles, qui s'étalent d'un pôle basique gabbroïque et basaltique à un pôle acide à tendances granitique et rhyolitique, en passant par des compositions intermédiaires dioritiques et andésitiques. Les relations avec l'encaissant et les textures reliques préservées indiquent un cachet volcanique effusif prononcé pour la formation de Bussière-Poitevine, et une tendance intrusive hypovolcanique et plutonique plus affirmée dans l'unité de Saint-Bonnet. On remarquera à nouveau la forte convergence des unités volcaniques bimodales avec les formations basiques, intermédiaires et acides, des complexes d'Engastine et de Puytinaud-Gengireau en Bas-Limousin (feuille Juillac à 1/50 000).

L'unité de la Gartempe paraît bien représenter en Basse-Marche l'équivalent de l'unité de Thiviers-Payzac en Bas-Limousin.

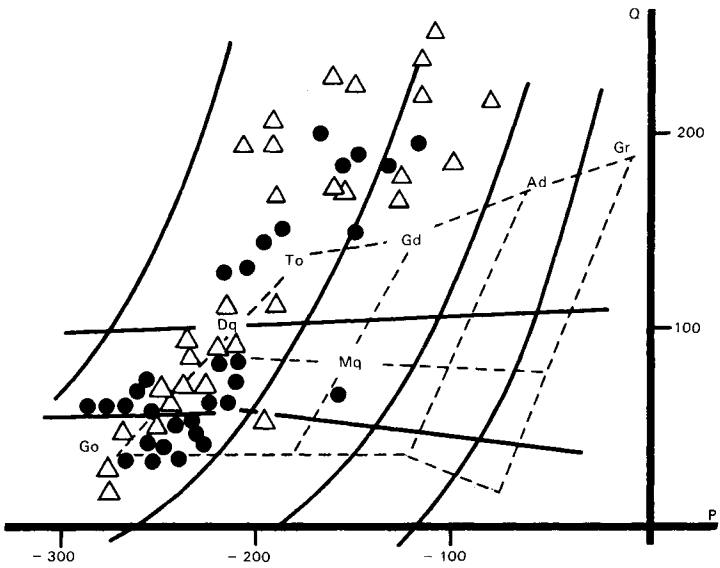


Fig. 4A - Dans le diagramme de nomenclature Q = f. (P) (Debon et Lefort, 1983)

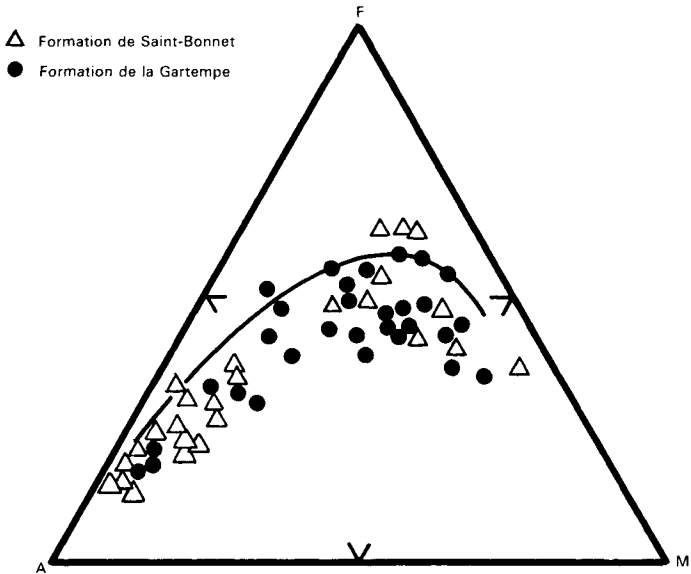


Fig. 4B - Dans le diagramme A - F - M (Kuno, 1968)

To : Tonalite, dacite ; Gd : Granodiorite, rhyodacite ; Ad : Adamellite, dellenite ; Dq : Diorite quartzique, andésite quartzique ; Mq : Monzodiorite quartzique, latianésite quartzique ; Go : Gabbro, basalte, andésite ; Gr : Granite

Fig. 4 - Géochimie des complexes volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques de la Gartempe et de Saint-Bonnet-de-Bellac

Unité des migmatites de Lanneau

Dans la partie orientale de la feuilleaffleure un ensemble de gneiss anatectiques recoupés par les vallées de la Gartempe en amont de Pont-de-Lanneau, et de la Bazine en amont de Bellac. Ces anatexites appartiennent à la retombée occidentale d'une unité cartographique en forme de dôme de migmatites qui se prolonge vers l'Est et le Sud-Est sur les feuilles Magnac-Laval (à paraître) et Ambazac (Chantraine *et al.*, 1974). Dans le dôme de migmatites, les métatexites à structure planaire conservée sont dominantes ; elles voisinent avec des diatexites granitoïdes subordonnées. Deux faciès anatectiques, en gisements lenticulaires intriqués, se relaient dans l'unité. Le premier, quiaffleure dans la partie nord, est d'apparence sombre, formé de migmatites schisteuses à nombreux septa fusiformes de mica noir ; il correspond à des *paragneiss* schisteux mobilisés. Le second, plus clair, est représenté par des migmatites leucocrates et grenues à minces lits de biotite ; il domine vers le Sud et dérive de la mobilisation d'anciens *orthogneiss*.

Paragneiss micacés anatectiques

ζ^{1-2} M. **Métatexites à cloisons de biotite et sillimanite.** Dans ces anatexites rubanées et à textures orientée planaire, le mélanosome est constitué par des loupes biotitiques épaisses et fusiformes qui isolent des lentilles quartzo-feldspathiques grenues irrégulières, localement renflées, dessinant des amandes ou nodules leucocrates à texture granitique. Ces anatexites schisteuses, quiaffleurent au Sud du granite d'Oradour-Saint-Genest, englobent de puissants panneaux lenticulaires d'anatexites claires. Elles se prolongent vers le Sud en lanières intriquées ou isolées et incluses dans les métatexites claires. Dans ces migmatites, la proportion de néosome leucocrate individualisé varie beaucoup, et on retrouve parfois des panneaux peu mobilisés de *paragneiss* micacés à sillimanite ou de *paragneiss* gris plagioclasiques fins.

Au microscope, la texture est hétérogène, granoblastique hétérogranulaire dans les mobilisats, lépidoblastique dans le mélanosome biotitique. La minéralogie de ces migmatites comprend :

- dans le mélanosome, la biotite brun-rouge se présente en grandes lames associées en paquets flexueux qui ont de nombreuses inclusions de zircons. Des paillettes de muscovite en faible quantité sont parfois associées aux lames de biotite. De la sillimanite, qui se développe sur d'anciennes biotites, forme de minces filets nacrés ;
- dans le leucosome s'observe une association granoblastique de quartz, oligoclase (An 20) et microcline quadrillé, ainsi que parfois des paquets isolés et fusiformes de fines aiguilles de sillimanite.

$M\zeta^{1-2}$. **Diatexites à biotite, sillimanite, \pm cordiérite.** Au voisinage du Dorat on observe, dans les métatexites schisteuses, des faciès d'allure granitoïde dans lesquels la proportion de mobilisat leucocrate est importante. Les paquets de biotite-sillimanite y sont désorganisés, sans orientation préférentielle, parfois disposés en nuages tourbillonnaires. Des taches verdâtres, qui sont des nodules de cordiérite, sont parfois visibles.

Au microscope, la texture est grenue et les micas sont dispersés dans le fond constitué de quartz, plagioclase et microcline. On observe le développement de bourgeons de myrmékites à la périphérie des plagioclases, ainsi que de muscovite secondaire aux dépens de la fibrolite. Des cristaux de cordiérite pinnitisée sont parfois présents.

Orthogneiss leucocrates anatectiques

ζ^3 M. **Métatexites quartzo-feldspathiques rubanées à deux micas.** Elles affleurent largement sur la bordure sud-ouest du dôme et se poursuivent en relais de grosses lentilles isolées en direction du Dorat et de Saint-Ouen-sur-Gartempe. De remarquables affleurements sont visibles dans la carrière de Pont-de-Lanneau, le long de la Gartempe. Il s'agit de roches de teinte grise lorsqu'elles sont fraîches, à patine jaunâtre lorsqu'elles sont altérées. Leur trame quartzo-feldspathique est grenue, parfois hétérogranulaire à phénoclastes feldspathiques ovoïdes pouvant atteindre 2 à 3 cm, mais le plus souvent isogranulaire à grain moyen de 2 à 4 mm. De très minces lits micacés, sombres, à biotite dominante et muscovite surbordonnée, forment des files orientées et discontinues séparant des rubans clairs de 0,5 à 2 cm d'épaisseur.

La surface d'anisotropie ainsi définie est localement plane, mal réglée à l'échelle de l'affleurement, mais assez régulière à l'échelle cartographique, définissant le contour occidental d'un dôme modérément penté vers l'Ouest et le Nord-Ouest. Des plis d'entraînement et des traînées de biotite sigmoïdes se raccordant à la surface plane majeure, montrent que celle-ci est une surface de cisaillement.

Au microscope, la structure des métatexites banales est granolépido-blastique. On note du quartz, souvent à extinction roulante, de l'oligoclase avec quelques myrmékites, du feldspath potassique inégalement réparti, parfois très abondant et qui forme les yeux des faciès hétérogranulaires porphyroclastiques. Les micas sont constitués par de la biotite brun-rouge seule ou associée à de la muscovite. On note parfois la présence de sillimanite blindée dans du quartz, ainsi que de rares grenats. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon, parfois un peu d'épidote. Des minéraux opaques sont parfois présents sous forme de traces.

$M\zeta^3$. **Diatexites leucocrates nébulitiques à deux micas, granites d'anatectie.** Dans les faciès très mobilisés, la structure rubanée s'estompe et fait place à des nébulites à faciès de diatexites ou même à de véritables granites. Les faciès de diatexites qui se développent à l'Est de La Couture-Renon, enclavent des panneaux métriques à décamétriques de métatexites rubanées. À l'Est de Bellac, les diatexites tourbillonnaires ont une allure plus homogène, parfois franchement granitique. À proximité du hameau de Jariges, au Nord de La-Croix-sur-Gartempe, on note la présence de diatexites très claires, de couleur rosée, présentant un faciès granitique orienté où la muscovite est abondante.

La composition minéralogique de ces diatexites est strictement analogue à celle des métatexites leucocrates rubanées. La muscovite secondaire se

développe à partir de sillimanite que l'on retrouve en inclusions prismatiques au cœur du mica blanc, lequel est abondant dans les faciès les plus alumineux d'aspect granitique.

Formations métamorphiques en petits corps ou bancs minces

Roches ultrabasiques

σ. **Serpentinites.** Plusieurs petits massifs de serpentinites affleurent au Sud du massif granitique d'Oradour-Saint-Genest, inclus dans les micaschistes de l'unité de la Gartempe et situés à proximité du contact de l'unité des migmatites de Lanneau. Il s'agit d'un chapelet de corps lenticulaires de puissance et d'extension décamétriques, formant un horizon discontinu que l'on suit de l'Ouest de Chinquioux au Nord, sous forme d'une boule incluse dans le granite, jusqu'à l'Est de Saint-Sornin-la-Marche au Sud. Ce sont des roches vert sombre, parfois homogènes, parfois hétérogènes à structure maillée, et qui ont une patine brunâtre.

Au microscope, les serpentines y sont abondantes et les reliques de péridots très rares. Outre les serpentines on observe des chlorites magnésiennes, du talc et un peu de trémolite, ainsi que des traînées de minéraux opaques. L'analyse chimique est celle d'une ancienne péridotite légèrement feldspathique (8 % d'anorthite normative) ou à spinelle (4 % de spinelle normatif). Il pourrait s'agir d'une lherzolite feldspathique ou d'une webstérite à olivine et spinelle proche du champ des lherzolites.

En dehors de ces métapéridotites, un petit affleurement de pyroxénites a été observé près de Loné, inclus dans le granite d'Oradour-Saint-Genest. Il s'agit d'une roche vert clair, massive et très résistante, à plagioclase, clinopyroxène et traces de hornblende et de carbonates.

Roches basiques

Des amphibolites, nombreuses et variées, sont présentes dans l'unité des gneiss de Mézières et dans l'unité de la Gartempe, alors que l'unité des migmatites de Lanneau paraît en être dépourvue. Il s'agit toujours d'intercalations peu puissantes, décimétriques ou métriques, en gisements lenticulaires boudinés et discontinus ou en niveaux continus que l'on suit parfois sur plusieurs centaines de mètres. Les critères de terrain permettent de distinguer trois grands types d'amphibolites :

- amphibolites banales, en gisement en bancs à bords francs, homogènes et à grain fin ;
- amphibolites à textures grenues reliques, en gisement lenticulaire, grain grossier et texture porphyroclastique ;
- amphibolites rubanées, à bords diffus avec passages progressifs à l'encaissant.

δ. **Amphibolites banales à hornblende et andésine.** Ce sont des roches sombres, vert bleuté à noires, qui se présentent en bancs homogènes et ont un débit planaire en plaquettes d'épaisseur centimétrique. Leur texture est fine, massive ou aciculaire.

Au microscope, leur structure est granoblastique ou nématoblastique. Elles sont formées essentiellement de hornblende et d'andésine auxquelles s'ajoutent parfois une petite quantité de quartz et/ou de biotite. Les minéraux accessoires sont le sphène et/ou l'épidote. Les minéraux opaques sont l'ilménite et la magnétite.

Ces amphibolites banales sont ubiquistes, très abondantes en certains secteurs, notamment dans les gneiss plagioclasiques au Sud-Ouest de Mézières où les amphiboles sont systématiquement des hornblendes brun verdâtre, alors que les amphibolites banales de l'unité de la Gartempe sont à amphiboles franchement vertes. Ces amphibolites ont des compositions chimiques basaltiques.

δθ. Amphibolites à texture grenue relique. Il s'agit de roches mésocrates, d'aspect dioritique, à grain grossier ou moyen, constituées d'amphiboles noires formant des taches plus ou moins allongées baignant dans une pâte blanchâtre feldspathique. Leur texture est hétérogène, le plus souvent plano-linéaire, mais on observe également des faciès grenus pratiquement équants dont la nature métamorphique est au prime abord ambiguë. En lames minces, ces amphibolites grossières ont une texture porphyroclastique, on y retrouve des reliques d'anciennes diorites ou d'anciens gabbros.

Les *métagabbros porphyroclastiques* présentent des phénoclastes de grandes hornblendes déformées et recristallisées, avec des réseaux de schillerisation qui relève leur nature d'anciens clinopyroxènes. On note également des phénoclastes de grands plagioclases fragmentés et recristallisés en petits grains, avec tendance à former des lentilles ou rubans allongés. Du sphène cristallise parfois dans les cassures de l'amphibole et de petites pistacites entre le plagioclase et la hornblende. Les minéraux opaques sont l'ilménite et la magnétite.

Dans les faciès de gabbros les plus déformés et d'allure rubanée, ne subsistent plus que des phénoclastes constitués de nids de hornblende, les petits plagioclases formant de minces rubans polycristallins.

Les principaux affleurements d'amphibolites dérivées de métagabbros sont dans l'orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac, aux environs du Cros et La Chabanne, près de Bel-Air, ainsi qu'à Jaugeas à l'Ouest de Peyrat-de-Bellac. On rencontre également des métagabbros dans les gneiss de Mézières où ils paraissent avoir un caractère plus magnésien, l'amphibole dérivée du pyroxène étant de couleur très pâle. Ces reliques gabbroïques ont été observées au Nord-Ouest de Chez-Pinier, près de La Vacante, aux environs du Peigne-Vert et de Chez-Nivard, ainsi qu'au Sud-Ouest du Fraisse.

Les *métadiorites* présentent à l'œil nu un aspect semblable à celui des gabbros dont elles se distinguent en lame mince par la présence de quartz et de biotite.

Leur fréquence et leur abondance ont déjà été signalées dans l'orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac dont elles forment un des constituants. Des faciès caractéristiques affleurent au Nord-Ouest de Chélipaux, près des Ages et aux environs de Madère à l'Ouest de Bellac.

tf δ. **Amphibolites rubanées.** Ce sont des roches très finement litées à alternance de rubans millimétriques à centimétriques, gris verdâtre à vert sombre, qui présentent sur leur bordure des passages progressifs avec l'encaissant paradérivé. Dans la zone de contact on retrouve de minces lits micaschisteux ou gneissiques en récurrences dans l'amphibolite dont les rubans sont alors enrichis en biotite et en quartz. Ces amphibolites peuvent former des niveaux très continus tel celui de l'étang des Brégères, que l'on suit sur 5 km de Pressigny jusqu'à L'Age, ou le niveau qui s'étend sur 3 km entre Tifaille et Peutrain.

Les rubanements peuvent être de quatre types :

- alternance de niveaux grossiers hétérogranulaires à hornblende + plagioclase, et de niveaux plus fins isogranulaires à hornblende + plagioclase + quartz ;
- alternance de lits à hornblende + plagioclase, à hornblende seule, à plagioclase + épidote + sphène ;
- alternance de lits à biotite + amphibole + plagioclase + quartz ; à amphibole + plagioclase ou à amphibole seule.
- alternance de rubans amphiboliques et de rubans riches en pyroxène et quartz avec un peu de biotite.

Ces amphibolites dérivent de tufs basiques parfois contaminés par des apports carbonatés (amphibolites à épidote ou pyroxène).

Intercalations graphiteuses

gra. **Graphite.** Des niveaux graphiteux nombreux, peu puissants et dispersés, centimétriques à métriques, se rencontrent dans les quartzomicaschistes encaissant la formation des quartzites plagioclasiques sombres du Giltrix, ainsi que dans les micaschistes encaissant la formation de Busière-Poitevine. Seuls les niveaux les plus importants ont été cartographiés ; parmi ceux-ci, les bancs les plus remarquables affleurent au Sud de Puy-Catelin. Trois faciès graphiteux peuvent être rencontrés :

- amandes de quartz polycristallines imprégnées de poussières graphiteuses ;
- schistes graphiteux à texture phylliteuse, paraissant souligner des niveaux planaires intensément déformés ;
- bancs de quartzites gris à structure planaire et texture poreuse ou vacuo-laire.

Roches magmatiques

Roches magmatiques en massifs

Elles se répartissent en deux ensembles principaux :

- à l'Ouest, des granitoïdes calco-alkalins comprenant le massif dioritique de Saint-Barbant et les granodiorites d'Adriers et d'Availles-Limouzine ;
- à l'Est, des granodiorites alumino-potassiques (massif d'Oradour-Saint-Genest) et des leucogranites (massif de Bellac).

S'ajoutent à ces deux ensembles les monzogranites d'Esse et de La Garde dont on observe les terminaisons septentrionales dans les angles sud-ouest et sud-est de la carte.

Massif dioritique de Saint-Barbant

Le massif, de forme losangique, est limité au Sud-Ouest par la faille d'Oradour. Il est recouvert dans sa partie nord-ouest par les assises sédimentaires discordantes du Lias.

Son gisement est un laccolite ployé. Il a la forme d'une grande lentille assez plate et aux bords redressés, intercalée dans les paragneiss de Mézières qui forment son toit au Nord-Est et son plancher au Sud-Est (fig. 5). Il est constitué de roches grenues mésocrates à texture orientée et même foliée sur les bordures. La texture planaire est moins prononcée dans la zone centrale, très discrète ou inexistante dans la partie sud-ouest. Des petits corps grenus mésocrates à mélanocrates : gabbro-diorites et hornblendites (η^3), ainsi que de nombreuses petites enclaves microgrenues et sombres, sont incluses dans la diorite. Quelques filons ou petits corps pegmatitiques et granitiques recourent le massif.

Deux faciès d'apparence voisine se relaient : monzodiorites quartzifères (η^{1-2M}) au Sud-Ouest, traversées par le cours supérieur de la Blourde et de ses affluents dans le secteur d'Oradour-Fanais ; et diorites quartziques (η^{1-2}) au Nord-Est, entre Saint-Barbant et Mouterre-sur-Blourde.

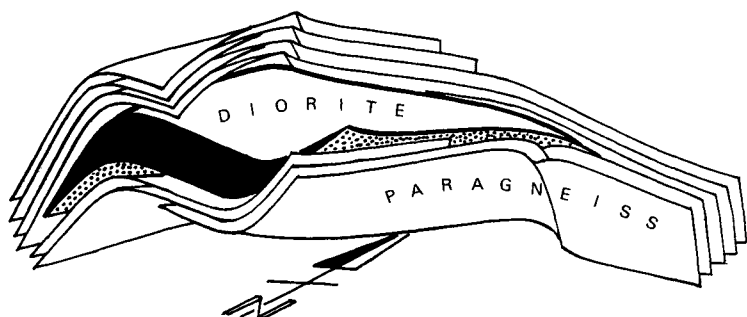


Fig. 5 - Contexte structural du massif dioritique de Saint-Barbant

η^{1-2M} . **Monzodiorites quartzifères d'Oradour-Fanais.** Ces roches méso-cratés sont formées d'une association grenue de ferromagnésiens vert sombre à noirs et de plages feldspathiques blanc rosé avec petits grains de quartz interstitiel. Les faciès sont isogranulaires à grain grossier de 3 à 5 mm, ou plus fins et hétérogranulaires à grandes amphiboles de 5 mm. Au Sud-Ouest d'Oradour-Fanais, l'orientation très discrète est marquée par l'allongement des taches de ferromagnésiens ou la disposition des prismes d'amphiboles. Au Nord-Est d'Oradour, la structure planaire est nette, soulignée par l'alignement des plagioclases, les biotites et hornblendes en lits, et des lentilles de quartz en chapelets.

La composition minéralogique modale comprend : plagioclase (47 %), hornblende verte (19 %), feldspath alcalin (14 %), biotite (9 %), quartz (8 %). Les minéraux accessoires sont le sphène, l'épidote et l'apatite. Le plagioclase est une andésine subautomorphe contenant peu d'inclusions, zonée, plus basique au centre (An 48) qu'à la périphérie (An 36). L'amphibole est une hornblende verte plus magnésienne et titanifère au cœur, qui est parfois constitué d'un pyroxène relique à composition de salite. Le feldspath alcalin est du microcline en petits cristaux qui corrodent le plagioclase. La biotite, d'un brun soutenu, est ferrifère. Le quartz est en grandes plages polycristallines à extinction onduleuse, et sous-grains dans les lentilles déformées les plus plates.

η^{1-2} . **Diorites quartziques de Saint-Barbant.** Ce sont des roches méso-cratés et grenues, à grain grossier, toujours orientées, à structure linéaire et foliation peu apparente aux environs d'Asnières-sur-Blour, mais à texture foliée bien exprimée au Nord-Est de Saint-Barbant.

Leur composition minéralogique modale comprend : plagioclases (51 à 54 %), hornblende verte (6 à 23 %), quartz (13 à 21 %), biotite (12 à 15 %), feldspath (0 à 3 %). Les minéraux accessoires sont l'épidote, le sphène et l'apatite ainsi que parfois quelques rares minéraux opaques. Le plagioclase forme des lattes subautomorphes soit en files grossièrement alignées, soit en phénoclastes à queues de cristallisation moulés par les micas dans les faciès foliés ; c'est une andésine zonée (An 47 au centre, An 36 en bordure). L'amphibole subautomorphe a le même habitus, elle tend à s'aplatir dans les faciès les plus planaires. La biotite forme avec le quartz des cloisons qui séparent plagioclase et hornblende dans les faciès linéaires, ou moule les yeux de plagioclase dans les faciès planaires. Le feldspath alcalin, rare ou absent, est un microcline interstitiel.

La texture orientée, plutôt linéaire, correspond une direction de fluidalité magmatique fossilisée ; dans les faciès foliés de bordure, une déformation par aplatissement rotationnel en conditions de température élevée se surimpose, réalisant une structure protomylonitique à mylonitique.

η^3 . **Gabbro-diorites et hornblendites.** Les gabbro-diorites se rencontrent sous forme d'essaims de boules éparses ; leur relation avec les diorites n'a pas été observée mais, en raison de leur dispersion et de leur faible volume, elles représentent des enclaves. Elles sont présentes sous trois faciès :

- faciès leucocrate non orienté au moulin d'Asnières, sur le Blour, et au Nord-Ouest de Luchapt sur la Blourde ;
- faciès mésocrate non orienté à Mouthron, sur la Blourde, et La Combe dans la vallée de la Franche-Doire ; ou orienté à l'Ouest d'Oradour-Fanais et à L'Age-Boutrie ;
- faciès mélanocrate et orienté au Nord de Saint-Barbant, ainsi que près de L'Age, en bordure du massif.

D'autres gabbro-diorites affleurent, associées à des diorites, sous forme d'un petit massif au Sud-Ouest de Mézières, à La Grande-Valade, et d'une petite lentille près de Vras au Nord-Est de Mouterre-sur-Blourde.

Ces roches se distinguent des diorites quartziques par un plagioclase plus basique à la limite andésine-labrador ou labrador, des pyroxènes reliques vert pâle, des amphiboles magnésiennes claires. De la pistacite est parfois incluse dans les amphiboles.

Des hornblendites franchement mélanocrates ou mésocrates, en fonction de la quantité de plagioclase, se rencontrent dans les monzodiorites ou encore en bordure des diorites quartziques, parfois associées aux gabbros. Elles ont une granulométrie très hétérogène et peuvent parfois montrer des tendances pegmatitiques, notamment au Sud de L'Age. Ces roches sont constituées de grandes amphiboles souvent peu colorées qui montrent parfois des cœurs reliques de pyroxène. Le plagioclase est de l'andésine (An 40). On peut y observer un peu de biotite ou de chlorite. Les minéraux accessoires sont l'épidote, le sphène et quelques minéraux opaques.

Massif granodioritique d'Adriers

Ce massif, en grande partie caché par les assises sédimentaires liasiques, affleure dans l'angle nord-ouest de la carte, recoupé par les vallées de la Grande-Blourde et de la Franche-Doire. Trois faciès granitiques s'y côtoient :

- granodiorites à gros grains, à biotite et hornblende, qui constituent la masse principale ;
- granodiorites à grain fin et biotite seule, dans la vallée de la Blourde près du confluent avec la Vienne ;
- diorites quartziques orientées, qui forment une bande longeant la bordure sud du massif.

γ^{3-4} . **Granodiorites à biotite et amphibole, à grain moyen.** D'excellents affleurements existent au moulin de La Roderie, dans les anciennes carrières et les falaises en rive droite de la Blourde, ou dans les nombreuses boules en place le long de la vallée de la Franche-Doire. Il s'agit de roches à grain grossier de 5 mm, constituées d'un fond quartzo-feldspathique beige rosé, ponctué de taches noires de biotites isolées ou associées en petits paquets, et de hornblendes automorphes isolées ou en nodules de plusieurs prismes accolés pouvant atteindre 1 cm. L'altération leur donne une patine blanche mettant en relief les ferromagnésiens. Ces roches sont plutôt équantes, mais on note localement un alignement des ferromagnésiens définissant une direction de fluidalité magmatique discrète. Les enclaves

microgrenues sombres, centimétriques à décimétriques, en essaims de boules arrondies, sont nombreuses et irrégulièrement distribuées. Une enclave microdioritique sombre à texture lamprophyrique, de 2 m de puissance et 5 m de long, constituée par une portion de filon à épontes rectilignes, a été observée dans la carrière de La Roderie.

En lame mince on note de grands plagioclases automorphes associés en enchevêtrement de lattes et montrant un zonage optique très net ; il s'agit d'andésine plus basique au cœur (An 41) que sur la bordure (An 27). Du microcline interstitiel se situe entre les plagioclases ; il englobe des inclusions de petites andésines et de ferromagnésiens. Le quartz forme des nodules polycristallins limpides. Les ferromagnésiens sont des biotites brun foncé ou brun-vert, en prismes trapus peu allongés ; les amphiboles sont des hornblendes vertes en grands cristaux prismatiques ou en taches pœcilo-blastiques, ainsi que des hornblendes en petits cristaux de même habitus. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite et parfois l'épidote. Les minéraux opaques, parfois groupés en lits, sont assez fréquents, souvent automorphes.

γ^{3-4} . **Granodiorites à biotite, à grain fin.** Elles affleurent en aval de Ladela-chère dans la basse vallée de la Grande-Blourde. Ce sont des roches grenues, à grain fin de 2 à 3 mm, à texture plutôt équante mais à tendance planaire soulignée par la biotite.

Le microscope montre une structure et une minéralogie tout à fait comparables à celles des granodiorites à gros grain, et la parenté entre les deux roches est évidente. On y retrouve les andésines zonées, ici plus trapues, le microcline et ses inclusions, le quartz en nodules polycristallins qui paraît plus abondant, et la biotite brune. La différence provient de la rareté ou de l'absence de la hornblende et de l'existence d'un peu de muscovite. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. On observe ici aussi la présence de minéraux opaques.

η^{1-2} . **Diorites quartziques orientées.** Elles forment, sur le flanc sud-ouest des granodiorites, une ceinture allant de Chez-le-Prat, au Sud d'Adriers, aux Bordes, dans la vallée de la Blourde. Une carrière abandonnée y est ouverte en bordure de la D 10, au Sud de Pouillac.

Ce sont des roches sombres à texture planaire très prononcée, localement foliées. Elles présentent une texture protomylonitique avec amphiboles allongées parfois recristallisées, plagioclase allongé et tordu, parfois brisé, couché dans le plan de foliation. La quantité de quartz y est variable. Certains faciès sont à hornblende verte seule, d'autres possèdent une quantité de biotite non négligeable. Les minéraux accessoires sont l'apatite et l'épidote.

Ces roches très orientées paraissent avoir une parenté avec les diorites du massif de Saint-Barbant ; elles ne semblent pas être en relation étroite avec les granodiorites voisines. La zone de contact, qui est peut-être de nature tectonique, n'a jamais été observée.

Massif granodioritique d'Availles-Limouzine

Au Sud-Ouest de Chardat, quelques affleurements situés en bordure de la faille d'Oradour appartiennent à la terminaison sud du grand massif granodioritique qui affleure dans la vallée de la Vienne, d'Availles-Limouzine à Port-de-Salles, sur la feuille L'Isle-Jourdain (Mourier *et al.*, 1989).

$\rho\gamma^{3-4}$. **Granodiorites à gros grain, à biotite et amphibole, à tendance porphyroïde.** Ce sont des roches claires, de couleur rosée, à très gros grain, à texture planaire soulignée par la disposition des feldspaths roses automorphes et par l'alignement des taches de ferromagnésiens.

On y observe de grands feldspaths alcalins qui sont des orthoses automorphes de 2 à 5 cm ; des plagioclases zonés à cœur d'andésine (An 30-32) et bordure d'oligoclase (An 25) ; du quartz en glomérules polycristallins à extinctions onduleuses. Les biotites sont brun-vert et fortement polychroïques ; les hornblendes subautomorphes et peu abondantes. Les minéraux accessoires sont l'épidote, le sphène et l'ilménite.

Massif granodioritique d'Oradour-Saint-Genest

La partie sud-ouest de ce massif, qui se prolonge sur les feuilles Montmorillon (Joubert *et al.*, 1992) au Nord et Magnac-Laval à l'Est, affleure dans l'angle nord-est de la carte. Les affleurements de la vallée de la Brême et les très nombreuses boules souvent en place sur le plateau, offrent de bonnes conditions d'observation.

Deux faciès principaux constituent le massif :

- faciès banal à biotite, grain moyen à fin (γ^{3-4Al}) au Nord-Est ;
- faciès semblable, mais à structure porphyroïde ($\rho\gamma^{3-4Al}$) au Sud-Ouest.

Deux autres faciès, subordonnés les accompagnent :

- faciès à biotite et hornblende (γ^4), exceptionnel, au Nord ;
- faciès clair à grain fin et nodules de cordiérite ($\gamma^3_{\text{C}}^{Al}$) à l'Est, en bordure de la carte.

γ^{3-4Al} . **Granodiorites aluminopotassiques à biotite, à grain moyen.** Ce faciès constitue l'essentiel du massif. Il s'agit d'une roche grise ou gris bleuté à grain moyen de 3 à 4 mm, parfois plus fin de 1 à 2 mm, formée d'une association isogranulaire de quartz, feldspaths et mica noir. Hormis les légères différences de granulométrie, le granite est de faciès très homogène, à structure subéquante au Sud, plus nettement orientée dans sa partie septentrionale où les biotites tendent à se disposer en files orientées. On y note la présence assez fréquente d'enclaves. Celles-ci peuvent être anguleuses et de nature métamorphique, notamment aux environs d'Oradour-Saint-Genest où on les rencontre groupées en essaims de petits corps de 2 à 10 cm (Le Chiron, Le Haut-Vignaud) ; les plus grandes, métriques, ont été observées dans la vallée de la Brême au Sud-Ouest d'Oradour-Saint-Genest. D'autres enclaves à bordures arrondies, ou en boules centimétriques à décimétriques, sont constituées d'un matériau microgrenu sombre enrichi en ferromagnésiens. Elles sont dispersées dans l'ensemble du massif.

L'observation microscopique du faciès granitique banal montre du quartz en grains isolés ou en petits amas de plusieurs cristaux. Les plagioclases sub-automorphes, oligoclase-andésine ou andésine, présentent quelquefois un zonage optique, plus basiques au cœur (An 26 à 35) qu'en bordure. Le feldspath alcalin est un microcline perthitique. La biotite, de couleur brun-rouge, est abondante et parfois riche en inclusions de zircons. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon.

Les enclaves ont une minéralogie voisine de celle du granite, mais une texture beaucoup plus fine. Elles sont constituées de quartz, biotite abondante, plagioclases petits et zonés. Le grain très fin peut être isogranulaire et équant, ou hétérogranulaire à texture porphyrique due à la présence de plagioclase automorphes de plus grande taille.

$p\gamma^{3-4Al}$. **Granodiorites alumino-potassiques à biotite, à tendance porphyroïde.** La partie sud-ouest du massif, de Luchapt à Chinquioux, est formée de granite porphyroïde. Dans un fond grenu identique au faciès banal se détachent des phénocristaux automorphes de 5 à 6 cm en moyenne mais atteignant parfois 9 ou 10 cm de long. L'abondance des phénocristaux varie d'un secteur à l'autre à l'intérieur de la zone porphyroïde, mais le passage entre faciès banal équant et faciès à phénocristaux est assez brutal.

En lame mince, la trame isogranulaire est de composition analogue à celle du granite banal, mais moins riche en biotite. Les porphyroblastes d'orthose ont une zone interne à nombreuses inclusions de plagioclase, biotite et petites muscovites dessinant des files alignées concentriques en anneaux mimétiques des faces automorphes du cristal. Des nodules d'anciennes cordiérites, remplacées par des lames de micas entrecroisées, ont été observées dans ce faciès porphyroïde, à l'Est de Beletterie.

γ^4 . **Granodiorites à biotite et hornblende.** Au Sud-Est de Peyranche, en limite nord de la feuille, quelques rochers se singularisent au sein du faciès banal par la présence de prismes d'amphiboles automorphes qui accompagnent la biotite.

Au microscope, la roche grenue possède une texture hétérogène. On y observe un granite à grain moyen formé de quartz, plagioclase, biotite et quelques amphiboles en association équante, et des zones plus sombres à grain plus fin enrichies en ferromagnésiens. Ces faciès très fins et à hornblende sont totalement dépourvus de feldspath potassique et ont une texture porphyrique déterminée par la présence de grandes amphiboles prismatiques. Il existe donc des faciès plus basiques, franchement granodioritiques à dioritiques, mais ils paraissent exceptionnels au sein du granite d'Oradour-Saint-Genest.

$\gamma^3_{C^{Al}}$. **Granites alumino-potassiques à deux micas et cordiérite.** Ce faciès granitique, qui dessine un golfe pénétrant dans le faciès banal en limite orientale de la carte, se prolonge sur la feuille Magnac-Laval. On retrouve ce même granite sous forme de grandes enclaves près de Chinquioux ainsi qu'à Peyranche au Nord-Est d'Oradour-Saint-Genest. Il s'agit d'une roche à grain fin, saccharoïde, à patine jaunâtre et à taches noduleuses vert sombre

de cordiérite. La cordiérite, en nodules framboïdes, y est très irrégulièrement distribuée, absente ou toute petite dans les faciès très leucocrates, abondante et pouvant dépasser 3 cm dans les faciès plus riches en biotite, en particulier au Nord-Est du Monteil, en bordure de la route de La Brousse.

Le granite est constitué de quartz, plagioclases souvent séricitisés, microcline, biotite et muscovite. Les nodules de cordiérite totalement pinnitisée sont remplacés par une association de biotite et muscovite en lamelles orthogonales.

Ces granites à cordiérite ressemblent beaucoup aux anatectites grenues à cordiérite qui, à l'Est du Dorat, se développent sur la feuille Magnac-Laval dans le dôme de migmatites de Lanneau. Les relations mutuelles entre faciès banal et faciès leucocrate à cordiérite n'ont pas été observées. Il semble que les faciès à cordiérite constituent ici des lobes ou enclaves inclus dans le faciès banal souvent lui-même enrichi en cordiérite dans la zone de contact avec le faciès plus clair.

Massif granitique d'Esse

Dans l'angle sud-ouest de la carte, au Sud de la faille d'Oradour, affleure la partie nord-est du massif granitique d'Esse qui se prolonge sur les feuilles Confolens (Dutreuil *et al.*, 1983) et Oradour-sur-Glane (Chèvremont, 1992). En raison de la proximité de cet accident, le granite est fréquemment cataclasé et lardé de lentilles de quartz. Des filons microgranitiques recoupent également le granite.

γ^{3sm} . **Monzogranites à biotite, à grain moyen à fin.** Les meilleurs affleurements de ces granites de teinte beige ou rosée, ponctués de petites biotites noires, s'observent au Sud de La Pelletière dans la vallée du ruisseau de l'étang de Monette.

Au microscope, la composition minéralogique comprend : quartz en cristaux subautomorphes et quartz en glomérules polycristallins, feldspath potassique, plagioclase zoné de 2 à 3 mm qui est de l'oligoclase-andésine, biotite fortement polychroïque brun-vert. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, l'ilménite et le sphène. La composition chimique des micas noirs (*cf.* fig. 7, chapitre « Magmatisme ») se placent dans le champ des biotites des roches magmatiques subalcalines, magnésio-potassiques.

Massif granitique de La Garde

L'extrémité nord de ce massif accolé à la bordure du dôme de migmatites de Lanneau, affleure dans l'angle sud-est de la carte, à l'Est de La Couture-Renon. Le massif proprement dit se prolonge vers le Sud sur la feuille Ambazac — où il a été désigné — et sur la feuille Oradour-sur-Glane. Ces granites hétérogènes contiennent de nombreuses enclaves ou petits corps de gneiss dioritiques et d'amphibolites appartenant à l'orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac, ainsi que des panneaux d'orthogneiss anatectiques appartenant à l'unité des migmatites de Lanneau.

γ^{3Al} . **Granites monzonitiques à deux micas, à texture orientée.** Ces roches à grain fin sont leucocrates, roses ou gris clair lorsqu'elles sont fraîches, jaunâtres quand elles sont altérées ; elles présentent une texture orientée, parfois franchement planaire. Il s'agit d'un granite à deux micas, à très petites muscovites, qui se localise dans la zone de contact entre migmatites de Lanneau et unité de la Gartempe. Alors qu'il est franchement intrusif et sécant dans les formations volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques qu'il recoupe et englobe en émettant des filons sécants à l'Ouest, ses rapports avec les métatexites et diatexites à l'Est sont plus étroits. Les bouffées granitiques développées *in situ* dans les diatexites du dôme de migmatites ont le même faciès que le granite de La Garde, qui est probablement un granite d'anatexie subautochtone, comme en témoignent de nombreuses enclaves décimétriques anguleuses et désorientées de métatexites, incluses dans le granite sur son flanc oriental.

Au microscope, le granite est formé de quartz, plagioclase et microcline, biotite et muscovite. La muscovite y est en partie d'origine secondaire deutéritique.

Ce granite d'anatexie à deux micas est tout à fait comparable au granite des Jarriges, dans les diatexites du dôme de Lanneau, et au granite orienté à deux micas de Chabreyroux, situé en bordure du dôme anatectique au Nord-Est de Saint-Sornin-la-Marche.

Massif leucogranitique de Bellac

Il s'agit d'un corps lenticulaire intercalé dans les formations volcano-sédimentaires de la Gartempe, recoupé par le Vincou à hauteur de Bellac. On retrouve du granite de même faciès, sous forme de lanières étirées intercalées dans les micaschistes et quartzoleptynites, au Nord-Est de Saint-Sornin-la-Marche.

$\gamma^{1,2}$. **Leucogranites à gros grain, à texture porphyroclastique planolinéaire.** Ces roches leucocrates, à texture foliée parfois très accusée, possèdent des phénoclastes feldspathiques subautomorphes ou arrondis se détachant dans une trame grenue et orientée qui les enserme. Elles se débitent en dalles planaires à surface bosselée, tapissées d'écailles de muscovites parfois losangiques, montrant une linéation d'étirement nette. D'excellents affleurements s'observent sur les rives du Vincou à Bellac. Par leur aspect folié et œillé, la présence de queues de cristallisation sigmoïdes et leurs rubans de quartz aplatis, les roches présentent un faciès proche de celui des orthogneiss métamorphiques. Il s'agit en fait d'un leucogranite porphyroïde qui a subi des déformations cisailantes ductiles après sa mise en place, pendant que sa température était encore élevée. Les linéations du granite, de direction N 60° E, plongent de 30° au Sud-Ouest ; elles sont quasi orthogonales aux linéations d'étirement de la série métamorphique, qui ont une direction N 135 à N 150° E.

Au microscope, le granite montre une texture mylonitique porphyroclastique typique. Il est constitué de phénoclastes légèrement arrondis ou losangiques d'orthose contenant de nombreuses inclusions alignées de biotite et

plagioclase qui forment, au cœur du cristal, des zones concentriques mimétiques des anciennes bordures automorphes du feldspath magmatique. Ces phénoclastes possèdent une queue de cristallisation granulée et les lamelles de mica se moulent sur le cristal relique et ses prolongements. Le quartz est en rubans polycristallins aplatis dans la foliation ou en individus isolés dans la trame plus fine. Les grandes muscovites, abondantes, sont associées à un peu de biotite ; elles dessinent des cloisons sigmoïdes qui se raccordent au plan de foliation. Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon.

Roches magmatiques filoniennes ou en petits corps

$\mu\gamma^3$. **Microgranodiorites porphyriques.** Deux filons migrogranitiques d'orientation N 150° E recoupent le granite d'Esse et les paragneiss encaissants au Sud-Ouest de la feuille, près de Pelleterie et de Monette. Ils sont constitués d'une pâte grise dans laquelle se détachent des phénocristaux de 3 à 5 mm de quartz gris subautomorphe peu abondant, des phénocristaux de feldspath blancs et roses de même dimension, et des paillettes millimétriques de ferromagnésiens dispersées et non orientées.

D'autres filons migrogranitiques affleurent à l'Est de Bussière-Poitevine. Un premier alignement de boules et petits corps, d'orientation N 45° E, débute au Sud-Est de Bussière-Poitevine, passe par La Roche, traverse la Gartempe à l'Ouest des Nouelles et se prolonge jusqu'à l'Ouest de Theix en limite nord de la feuille. Un deuxième filon de même orientation et de 10 m de puissance, dans lequel une carrière est ouverte au Sud-Ouest de Luchapt, forme la bordure du granite d'Oradour-Saint-Genest.

Il s'agit de microgranites à pâte brun rosé, à phénocristaux de 4 à 6 mm de quartz abondants et de forme arrondie, feldspaths altérés et petites paillettes automorphes millimétriques de mica noir. Ces phénocristaux baignent dans un fond microcristallin riche en quartz.

$\mu\gamma^1$; $\mu\gamma^{1Na}$. **Microleucogranites porphyriques ou aphanitiques.** Un filon de microgranite gris clair à structure porphyrique recoupe le granite de La Garde et les migmatites de Lanneau ; il affleure à l'Est de La Galache, en bordure de route, en extrême limite de la feuille. Le filon, dont la puissance atteint 10 m, est formé d'une pâte beige porphyrique à phénocristaux de quartz, plagioclase, biotite et muscovite qui baignent dans une pâte microgrenue très séricitisée. Aux bordures du filon, sur une dizaine de centimètres, s'observe une zone aphanitique à texture fluidale parallèle aux épontes.

Au Sud de Bellac, à l'Ouest de La Couture-Renon, on suit, sous forme de pierres volantes ou de tout petits pointements discontinus, la terminaison nord d'un filon de près de 5 km de long dont l'orientation est subméri-dienne. Ce filon, qui a une puissance de 5 m, affleure près de Richemont sur la feuille Oradour-sur-Glane. Il s'agit d'une roche à grain très fin, aphanitique, localement à texture fluidale, qui rappelle beaucoup l'éponte des microleucogranites porphyriques. Dans la pâte aphanitique beige on distingue quelques petits nodules isolés et très espacés, millimétriques, formés de quartz gris, de muscovite et parfois de petits feldspaths blancs. Le

microscope montre une texture microcristalline extrêmement fine, le plagioclase est de l'albite (An 0-2 %) ou de l'orthose. Les analyses chimiques de ces microgranites leucocrates ont montré qu'ils sont localement enrichis en étain.

μη ; ν. **Microdiorites ; lamprophyres.** Les microdiorites quartziques forment des enclaves microgrenues sombres dans le massif dioritique de Saint-Barbant où on les rencontre aussi bien dans la diortie quartzique que dans la monzodiorite quartzifère d'Oradour-Fanais.

Des lamprophyres à amphibole ont été observés sous forme d'enclaves dans la carrière du moulin de La Roderie, dans la granodiorite d'Adriers. Deux pointements de lamprophyres à biotite ont été rencontrés dans la série métamorphique. Le premier est un tout petit filon métrique qui recoupe les tufs volcano-sédimentaires près de Bellac, au Sud de la Bazine, en bordure de la RN 147. Un deuxième affleurement a été trouvé sous forme de boules décimétriques dans les paragneiss gris plagioclasiques au Sud de Masvergnier, dans le lit du ruisseau immédiatement au Nord de la ferme de Lagerie.

αΥ ; P. **Aplites ; pegmatites.** Des petits corps aplitiques affleurent dans la granodiorite à gros grain d'Availles-Limouzine, au Sud-Ouest de Chardat, ainsi qu'au Nord du village de Bel-Air où une ancienne petite carrière était ouverte. Il s'agit de roches granitiques de couleur rose et à grain très fin, constituées de quartz, plagioclase, feldspath alcalin très abondant sous forme de microcline quadrillé, biotites assez rares et quelques minéraux opaques. De petits pointements d'une aprite beige à tourmaline ont été rencontrés en pierres volantes au Nord-Ouest de Luchapt, près de la bordure du granite d'Oradour-Saint-Genest.

Les pegmatites, souvent associées à des aplites, forment de petits corps filoniens d'orientation NW-SE dans les monzodiorites d'Oradour-Fanais, au Sud-Ouest de Luchapt, dans les vallées de la Blourde et du Blour. On en retrouve sous forme de petits stocks intrusifs dans la diorite quartzique ou dans les paragneiss plagioclasiques gris au Nord-Ouest de Saint-Barbant.

Amas siliceux d'origine hydrothermale

Q. **Quartz.** Quelques lentilles de quartz, en général peu importantes, affleurent le long de zones cataclasées. Seules les lentilles dont la puissance dépasse 1 m ont été figurées. Les amas siliceux les plus importants se situent au voisinage ou sur le trajet de la faille d'Oradour, près de Monette et du Querroy. D'autres filons de quartz ont été rencontrés aux Cloux, au Sud-Est de Saint-Sornin-la-Marche, ainsi qu'au Sud de Bellac, en rive droite du Vincou, à l'Ouest de Lassalle et au Sud du moulin Barret. Il s'agit de quartz blanc et massif ou de quartz rubané et zoné coloré par des oxydes de fer, mais sans minéralisations associées.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

Terrains secondaires

Jurassique

16. **Pliensbachien supérieur (Domérien). Calcaires argileux à bélemnites, calcaires et argiles dolomitiques conglomératiques** (0 à 1 m). Le Pliensbachien supérieur (Domérien) n'est bien représenté que dans le secteur de Roche au Nord de Mouterre-sur-Blourde. Au sommet de la carrière ouverte dans les formations métamorphiques volcano-sédimentaires à La Roderie, les travaux de découverte ont mis à jour, au-dessus du socle altéré, la succession suivante :

- de 0 à 0,70 m : argile dolomitique brune à bélemnites (*Passalotheutis* sp.), à fragments et galets de roches empruntées au socle : quartz, gneiss, diorite, ... Cette assise comble les irrégularités du socle sous-jacent ;
- de 0 à 0,30 à 0,60 m : calcaire un peu argileux ocre-jaune à cassure grise. Le premier banc (0,30 m) contient encore des galets de roches cristallines. La faune est représentée par des lamellibranches (*Pseudopecten aequivalvis*), des brachiopodes (*Homeorhynchia* gr. *acuta*) et des bélemnites.

La partie supérieure de ces calcaires affleure dans une marnière au Sud-Est du hameau de Roche ainsi qu'à la base de la marnière des Séchères, plus à l'Est où ils constituaient le plancher de l'exploitation des marnes. Ailleurs, les calcaires pliensbachiens n'ont jamais été observés en place. On soupçonne leur présence en « flaqes sédimentaires » à Chadelas (angle nord-ouest de la feuille) et à Peu-Bart à 3 km à l'Est de Roche.

Par analogie avec les affleurements proches de la vallée de la Vienne et de la vallée de la Franche-Doire (feuilles L'Isle-Jourdain et Montmorillon), où des ammonites ont été recueillies, il est probable que seule la partie supérieure du Pliensbachien (Domérien : zones à *Margaritatus* et à *Spinatum*) soit représentée.

17-8. **Toarcien. Argiles silteuses, marnes bleues, calcaires argileux et jaspés** (6 à 10 m). L'étage occupe le sommet des collines situées au Nord-Ouest de la carte sur le flanc gauche de la vallée de la Franche-Doire et de part et d'autre de la vallée de la Grande-Blourde. Les affleurements restreints qui subsistent dans quelques unes des nombreuses marnières abandonnées, permettent de reconstituer la succession suivante, de bas en haut :

- 1 à 2 m : alternance de bancs de calcaire argileux et d'interbancs marneux feuilletés. Les calcaires présentent une cassure ocre-roux ou gris bleuté ; ils sont fréquemment pétris d'oolites ferrugineuses. Les bancs, dont l'épaisseur moyenne est comprise entre 0,20 m et 0,40 m, sont localement très fossilifères. La faune recueillie indique la présence de la sous-zone à *Falciferum* et de la zone à *Bifrons* (sommet du Toarcien inférieur et Toarcien moyen) : *Hildoceras*, sp., *H. lusitanicum*, *H. bifrons*, *Dactylioceras* sp. et des bélemnites.

L'extrême base de la série n'est en général pas visible et la présence du Toarcien basal n'est donc pas prouvée. Plus au Nord, sur la feuille Montmorillon, le Toarcien inférieur est représenté par des argiles schisteuses à

débris et écailles de poissons (sous-zone à *Semicelatum* et zone à *Serpentinus pro parte*). On observe parfois des calcaires azoïques, bleutés, à terriers fins et onduleux verticaux, qui semblent superposés aux précédents dans la manière de La Faurie par exemple (vallée du Ris-Ponteil) ;

– 4 à 6 m (estimé) : marnes gris bleuté, fréquemment altérées et alors plus ou moins décarbonatées et panachées d'ocre-jaune. Les marnes n'ont pas livré de faune sur le territoire de la feuille ; elles appartiennent normalement au Toarcien supérieur (zone à *Thouarsense*), et sur les feuilles voisines L'Isle-Jourdain et Montmorillon on y a récolté des ammonites du genre *Grammoceras* ;

– 2 m au maximum : calcaires argileux et marnes grises compactes bioclastiques superposés aux marnes bleues (non visibles). Sur la rive gauche de la Grande-Blourde, aux Bordes, cette formation livre des ammonites aplaties et déformées de la zone à *Aalensis* : *Pleydellia* sp., *Dumortieria* sp. (sommet de l'étage).

Le sommet de l'étage est marqué sur le terrain par la présence de zones humides (mouillères) ou de petites sources sur le flanc des vallons. Il s'agit de la ligne d'émergence d'une petite nappe d'eau souterraine contenue dans les sables argileux tertiaires, soutenue par les marnes toarciennes imperméables.

Faciès particuliers du Toarcien. Dans les régions situées à la limite de l'extension actuelle du Toarcien, les assises basales subsistantes (calcaires du Toarcien inférieur et moyen) sont localement décalcifiées et silicifiées. On observe alors, reposant sur le socle cristallin, un ou plusieurs bancs de *jaspes* bruns ou orangés, fragiles, dans lesquels on peut reconnaître avec un peu d'attention la faune originelle (ammonites, bélemnites).

Le sommet des marnes du Toarcien supérieur est fréquemment décalcifié sur une épaisseur variable quand il est recouvert par les sédiments continentaux détritiques tertiaires. Le matériau qui en résulte est une *argile* lourde feuilletée, à fins liserets de silt quartzeux blanc, de couleur générale beige à ocre ou gris blanchâtre au sommet, devenant bleu panaché d'ocre à la base. On peut observer cette argile sur 3 à 4 m d'épaisseur dans la carrière au Nord-Ouest de Chardat où elle est exploitée pour les besoins d'une tuilerie-briqueterie (en mélange avec les formations d'altération des diorites quartziques).

jo. **Aalénien. Calcaires argileux à ammonites** (0 à 3 m). Au Nord de Pont-de-Vaux en rive gauche de la Grande-Blourde, le Toarcien est surmonté par quelques mètres de calcaires argileux en petits bancs (0,20 m à 0,30 m) alternant avec des marnes compactes bioclastiques beige jaunâtre à l'affleurement. Ces sédiments livrent une faune assez pauvre et altérée où l'on peut cependant reconnaître, parmi les brachiopodes, *Homeorhynchia cynocephala* ; des lamellibranches : *Gryphaea beaumonti* ; et des céphalopodes : bélemnites et ammonites du genre *Leioceras*. Cette association indique la partie inférieure de l'Aalénien.

En dehors de ce secteur, les assises détritiques continentales tertiaires reposent directement sur le Toarcien érodé et altéré.

Terrains tertiaires

La région est exondée depuis la fin du Jurassique. Durant le Crétacé, le Paléocène et l'Éocène inférieur, les sédiments carbonatés jurassiques et les roches cristallines ont subi une intense activité d'altération et d'érosion. Les matériaux qui en résultent ont en général été exportés, mais localement subsistent des formations résiduelles peu ou non transportées. C'est le cas d'argiles rouges à silex superposées aux marnes décalcifiées du Toarcien (Ouest de Chardat), qui représentent le résidu de l'altération sur place des calcaires à silex du Jurassique moyen aujourd'hui disparus.

Ces formations ont été cartographiées sous le terme général Éocène, de même que des argiles à minerai de fer, des sables argileux à galets de quartz et de silex, et des grès qui reposent tous directement sur le substratum jurassique ou sur le socle cristallin.

Les dépôts éocènes supportent un épandage détritique à caractère fluviale composé de sables et graviers plus ou moins argileux à galets de quartz ou silex remaniés, qui s'avance également sur le socle cristallin. Cet épandage est postoligocène ; il correspond aux « terrains de transport des plateaux » définis sur les différentes éditions de la carte géologique à 1/80 000.

Formations détritiques éocènes

eA. **Argiles à minerai de fer** (0 à 5 m). Ce sont des argiles sableuses, en général rouges à ocre-rouge, enrobant de très nombreux pisolites ferrugineux. Les pisolites, de diamètre voisin du centimètre, sont soit très durs et plus ou moins luisants, soit mats et friables ; ils montrent des couches concentriques sans nucléus bien individualisé. D'après M. Steinberg (1967), leur teneur en Fe_2O_3 est comprise entre 40 et 50 %. Les argiles sont essentiellement kaoliniques ; elles sont teintées par de la goëtite et de l'hématite.

Ces minerais de fer ont autrefois été exploités et les différents sites d'extraction ont laissé une trace dans la toponymie locale : Puyferrier, La Ferrière au Sud d'Adriers, hameau à l'Est duquel existe un gisement de plusieurs dizaines d'hectares. Cependant, ces gisements sont trop restreints pour être à l'origine des anciennes forges de Luchapt qui utilisaient surtout le fer provenant des gisements plus importants situés près de Port-de-Salles (feuille L'Isle-Jourdain).

eS. **Argiles sableuses bariolées** (2 à 7 m). C'est la principale formation des dépôts continentaux éocènes. On la rattache à la Formation des « Sables et grès de Brenne » particulièrement développée plus au Nord sur la feuille Montmorillon. Il s'agit d'argiles bariolées rouges, grises, blanc grisâtre et mauves, sableuses, passant latéralement à des sables à peine argileux enrobant fréquemment des petits galets de quartz blanc en dragées et des silex usés à patine noire. Les sables sont quartzeux, souvent gris sel, peu ou non usés, fins ou grossiers, et comportent fréquemment un certain pourcentage de feldspaths blancs altérés et de muscovites. Les argiles sont essentiellement kaoliniques avec un peu d'illite.

Ces sédiments ont livré à Fontliasmès, sur la feuille voisine Gençay, une faune de vertébrés dont *Lophiodion* et des crocodiliens attribués à l'Auverisien (Bartonien inférieur), ce qui confirme l'âge éocène supérieur de leur mise en place.

eG. **Sables argileux et grès de la « Formation de Brenne »** (2 à 6 m). À Busnière-Poitevine existe un petit gisement de « grès de Brenne » : il s'agit d'un grès quartzeux à ciment argileux ; la granulométrie et la proportion de la phase détritique sableuse varient rapidement des sables fins aux sables grossiers. Ces sables sont peu à non usés et comprennent des feldspaths blancs altérés. Les grains quartzeux ne sont jamais jointifs et toujours noyés dans une argile gris blanchâtre plus ou moins indurée. Localement on peut observer des passées plus grossières avec galets de quartz ou de silex noirs.

Les grès et les sables argileux associés reposent directement sur le socle schisteux ou bien en sont séparés par quelques décimètres de sable argileux et micacé rouge. Des grès consolidés ont également été rencontrés près de La Farrie au Nord-Ouest de la feuille.

Les niveaux superficiels des assises éocènes ont subi de profonds remaniements (altérations, ravinements) durant la période postoligocène, une partie de leurs éléments constitutifs ayant été repris par les épandages détritiques des plateaux, ce qui rend parfois difficile la distinction entre niveaux éocènes et postoligocènes. La présence de galets de silex à patine noire reste dans ce cas un bon critère de reconnaissance de l'Éocène.

Les formations éocènes en partie remaniées et comprenant vraisemblablement des éléments récents issus des placages détritiques (PS), ont été regroupées sous la notation compréhensive e-g sur la feuille contiguë Montmorillon (Joubert *et al.*, 1992).

Formations détritiques postoligocènes de recouvrement des plateaux (0 à 8 m)

Les épandages détritiques argilo-sableux à fragments de silex ou de quartz recouvrant les plateaux, sont postérieurs aux formations lacustres éo-oligocènes auxquelles ils sont toujours superposés sur les feuilles voisines L'Isle-Jourdain et Gençay. Leur mise en place a pu se faire durant une longue période à partir du Miocène jusqu'au Pliocène, âge des derniers remaniements qui les affectent à Vernon, sur la feuille Gençay (Bourgueil *et al.*, 1987).

Les sols gris clair, poussiéreux, battants, auxquels ces formations donnent naissance, étaient appelés « bornais », d'où le nom de « complexe des bornais » que de nombreux auteurs leur ont attribué. Ces sols, qui étaient autrefois abandonnés aux brandes et aux ajoncs, sont maintenant progressivement mis en culture grâce à la pratique du drainage.

PS. **Sables argileux à silex.** Ce sont des sédiments argilo-sableux qui, dans la partie occidentale de la feuille, recouvrent presque partout les formations éocènes sous des épaisseurs très variables d'un point à un autre (quelques

mètres au maximum). On distingue des argiles sableuses beiges et ocre à silex remaniés, brisés et patinés, des sables quartzeux grossiers à silex et galets de quartz. À son sommet, la formation passe à des limons sableux à petits silex.

Ce faciès semble bien remanier les formations éocènes antérieures desquelles provient une partie des éléments détritiques grossiers : quartz et silex. D'après M. Steinberg (1967), la phase argileuse comprend des montmorillonites associées à la kaolinite ; la fraction sableuse est beaucoup plus évoluée que celle des sédiments éocènes.

Ces dépôts sont localement très rubéfiés et c'est vers leur sommet que l'on rencontre le « bétain » (banc conglomératique à ciment ferrugineux provenant de phénomènes de cimentation récents liés à la présence d'une nappe d'eau superficielle).

PQ. Sables argileux à galets de quartz. Au Sud et au Sud-Est de la feuille, des dépôts sablo-argileux à galets de quartz s'organisent en traînées plus ou moins allongées entre l'Issoire et la Gartempe. Ces dépôts s'appuient directement sur le socle cristallin ou sur les formations d'altération en place qui le surmontent et se trouvent latéralement plus ou moins en concordance avec des limons résiduels qui dérivent de l'altération.

Ces formations sont bien exposées à Bellac où on peut observer la succession suivante reposant sur le socle cristallin :

— 0 à 2 m : argile limoneuse et sableuse grise, micacée, correspondant vraisemblablement à une mobilisation sur une courte distance de formation d'altération de micaschistes. Ce niveau est stratifié plus ou moins horizontalement ;

— 2 à 3 m : sables feldspathiques à la base, à galets de quartz blanc ou gris très arrondis, micas, argile blanche kaolinique. Une stratification fruste, subhorizontale, soulignée par des niveaux à galets (2 à 20 cm) avec des traces de chocs en coup d'angle, leur donne un cachet d'alluvions fluviales assez net.

À Jagondin, au Sud de Mézières-sur-Issoire, ce sont des sables quartzeux grossiers (1 à 5 mm) peu usés, à galets de quartz et comportant feldspaths et muscovites, qui reposent directement sur le socle cristallin.

Malgré leur caractère alluvial net, ces formations ne peuvent être rattachées au réseau hydrographique actuel ; elles résultent vraisemblablement d'épandages divaguants anciens, antépléistocènes.

Le faciès à galets de quartz de la partie sud-orientale de la feuille paraît de mise en place plus récente et plus homogène que les formations à silex et à quartz du Nord-Ouest.

A. Formations d'altération. Les roches cristallines et métamorphiques du socle limousin ont subi une intense altération : des profils d'altération sur plus de 10 m de profondeur étaient autrefois visibles dans les carrières où étaient exploitées ces formations d'altération comme argiles à tuiles et à

briques. Citons les anciennes exploitations de Darnac (La Tuillerie), de Peyrat-de-Bellac, de la forêt du Bois-du-Roi (Le Vignaud, Les Tuillières), de Champeaux (Les Tuilleries, Chez-Gatelit) et de Chardat (Les Terriers, Les Coussades).

Les formations d'altération sont en général localisées sur les interfluves et les collines respectées par l'érosion quaternaire. Ce sont des roches ameublées dont la structure et l'aspect originels sont parfois complètement masqués, mais restées en place comme en témoigne la présence de filons visibles jusqu'à la base du sol actuel ou des limons. Ces « paléosols » (Steinberg, 1967) se seraient formés sous climat chaud dès l'ère tertiaire. Ils comportent en général trois horizons superposés :

- le plus profond correspond à la roche altérée, caractérisée par la présence de montmorillonite non dégradée dans la phase argileuse ;
- l'horizon moyen (terre à briques) où la montmorillonite est dégradée (interstratifiés montmorillonite-vermiculite et montmorillonite-chlorite) ;
- l'horizon supérieur, qui manque parfois (terre à tuiles), où la phase argileuse ne comporte plus que kaolinite et illite.

Au point de vue granulométrique on constate une augmentation de la fraction fine vers le sommet : la fraction inférieure à 2 μm passe de 14 % dans l'horizon profond à 33 % dans l'horizon supérieur, la fraction inférieure à 40 μm passant quant à elle de 39 % à 63 %.

Terrains quaternaires

L. Limons résiduels sur formations d'altération en place. Alors que les phénomènes d'altération en place sont considérés comme anciens (tertiaires), la mise en place des limons résiduels qui masquent les formations d'altérations est vraisemblablement récente (quaternaire). Il ne fait pas de doute cependant que l'origine des matériaux limoneux est liée aux formations qu'ils surmontent : ce sont des limons sablo-argileux à petits fragments peu usés de quartz souvent rubéfiés et oxydes de fer en granules. Leur couleur varie du gris bleuté au beige marbré d'ocre et au gris cendré.

Les limons sont en général plutôt argileux ou plutôt sableux selon que les formations altérées qui les supportent étaient à l'origine des diorites ou des micaschistes, ou des gneiss et des granites.

Leur épaisseur peut localement dépasser 2,50 m, mais en général elle est plutôt voisine du mètre.

Les surfaces occupées par ces limons résiduels supportent souvent des forêts : forêt des Bois-du-Roi, bois de Sainte-Anne, forêts des Coutumes ou de Monette.

LP. Limons des plateaux. Sur les parties élevées des plateaux on observe très localement des limons gris clair ou beiges, fins, d'épaisseur faible (1 à 2 m). Une partie de la poussière quartzreuse dont ils sont formés serait d'origine éolienne. Ils sont en général sableux à leur base sur formations

détritiques tertiaires, ou argileux sur diorites (Chardat). La distinction avec les limons résiduels est parfois difficile lorsque ceux-ci ne comprennent pas d'éléments grossiers (fragments de quartz ou sables résiduels).

Colluvions. Les formations détritiques meubles éocènes et postoligocènes sont souvent transportées par le ruissellement ou par des phénomènes de solifluxion quaternaires sur de nombreux versants. Elles n'ont été représentées que lorsque leur épaisseur et les surfaces couvertes le justifiaient.

Ce. **Colluvions alimentées par les formations éocènes.** Ce sont des sables et graviers argileux à quartz ou à silex sur les principaux versants situés au Sud-Est d'Adriers et près de Bussière-Poitevine.

CP. **Colluvions alimentées par les formations postoligocènes des plateaux, à silex.** Il s'agit d'argiles sableuses à nombreux silex fragmentés qui nappent certains des flancs de la vallée de la Grande-Blourde.

C. **Colluvions de remplissage des vallons.** Le fond de nombreux thalwegs à circulation temporaire est colmaté par un matériau d'entraînement dont la composition est liée aux formations géologiques entaillées ; les éléments grossiers sont peu à non usés. Ces colluvions se rattachent en aval aux alluvions récentes.

Fz. **Alluvions récentes. Sables et graviers, sables argileux.** Les cours des principales rivières et de leurs affluents pérennes sont jalonnés par des dépôts alluviaux peu épais (inférieurs à 5 m) ; ce sont des sables et des graviers argileux recouverts d'argiles limoneuses grises. Le long des parties accidentées des cours d'eau on observe des alluvions grossières : sables et graviers à galets de quartz et de roches cristallines. Ces alluvions grossières peuvent également exister à la base des alluvions fines dans les parties plus calmes des rivières (vallée de la Blourde).

X. **Dépôts artificiels. Remblais.** Un dépôt de remblais et d'ordures ménagères, dont l'épaisseur atteint 4 à 5 m, est installé dans un vallon de la forêt des Bois-du-Roi.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

MÉTAMORPHISME

Trois étapes se succèdent au cours de l'évolution du métamorphisme général polyphasé. Un épisode précoce de moyenne température et moyenne pression est suivi d'une augmentation de température et baisse de pression, puis d'un stade tardif rétromorphique. Chacune des unités lithotectoniques est caractérisée par un degré de métamorphisme qui lui est propre. À l'intérieur de chacune des unités, les variations sont faibles, bien que l'on constate une augmentation de l'intensité du métamorphisme du Nord vers le Sud. D'une unité à l'autre, les sautes de métamorphisme apparaissent par contre importantes.

Les effets d'une auréole thermique liée à la mise en place de magmas postmétamorphes se superposent localement aux paragenèses synfoliales barroviennes.

Paragenèses précoces de moyenne température et moyenne pression

Dans l'unité basale de Lanneau, on se trouve dans la zone à sillimanite \pm muscovite ou feldspath potassique, avec une mobilisation presque ubiquiste et qui s'exprime plus largement dans les formations d'origine orthodérivée. L'âge du métamorphisme dans l'unité basale n'est pas connu.

Dans l'unité des gneiss de Mézières, la sillimanite est présente partout où la composition des roches s'y prête. La mobilisation très sporadique est cantonnée dans la partie méridionale de la feuille, et l'isograde de disparition de la muscovite primaire est atteint dans le secteur de Blodeau où s'observent des métatextites à mobilisats quartzo-feldspathiques.

Dans l'unité médiane de la Gartempe, le métamorphisme est de plus faible degré que dans les formations précédentes. Son climat évolue sensiblement de la zone à biotite ou biotite + grenat au Nord (micaschistes des Buis, quartzomicaschistes du Giltrix) à la zone à grenat + staurotide au centre (micaschistes de Bezaud et de Pétavaud), et la zone à sillimanite est même atteinte ponctuellement dans les paragneiss situés au Sud de Bellac. Un doute subsiste cependant sur la signification « précoce » de cette sillimanite qui se développe en épitaxie sur des biotites ; elle pourrait être plutôt liée aux effets thermiques de la surrection plus tardive d'un dôme de migmatites situé immédiatement au Sud, sur les feuilles Oradour-sur-Glane et Ambazac.

Paragenèses tardives de haute température et basse pression

On les rencontre principalement dans l'unité de Lanneau où se manifeste une antexie généralisée qui affecte les métasédiments et les métagranites. La foliation est localement détruite par la migmatisation, et des faciès de diatexites nébulitiques et de granites d'antexie se développent.

On notera que sur la bordure nord des feuilles Oradour-sur-Glane et Ambazac, la migmatisation affecte non seulement les formations de l'unité de Lanneau, mais également les orthogneiss dioritiques de l'unité de la Gartempe ainsi que les paragneiss plagioclasiques gris de l'unité de Mézières au Nord-Est de Blond. Ceci montre bien que la migmatisation est un phénomène tardif par rapport à l'empilement des nappes et qu'elle est liée à un événement thermique dont l'enveloppe est discordante sur les directions de structuration majeure barroviennes.

Le développement de la migmatisation correspond à une baisse de pression, ainsi qu'en témoigne l'apparition de cordiérite qui accompagne la sillimanite dans les diatexites de composition alumineuse rencontrées dans le secteur du Dorat. Un climat de moyenne température se maintient dans le Nord de l'unité de la Gartempe où de petits plis droits postfoliaux donnent

localement naissance à une schistosité de pli-fracture verticale à biotite + muscovite, qui s'observe dans la région de Busserolles et de Champagnac au Sud-Est de Bussière-Poitevine.

Paragenèses ultimes rétro-morphiques

On les observe dans des secteurs bien définis : sur le pourtour du dôme de Lanneau et dans des couloirs de cisaillement verticaux qui traversent l'unité de la Gartempe. Les migmatites et leur bordure micaschisteuse encaissante sont rétro-morphosées. On note la déstabilisation de la sillimanite remplacée par des grandes lames de muscovites ; la staurotide ne subsiste plus qu'à l'état de fantômes, remplacée par un feutrage de séricite ; le grenat est partiellement transformé en chlorite. Dans les couloirs de cisaillement, des faciès de phyllonites riches en micas blancs remplacent les formations acides mylonitisées, et de la chlorite se développe dans les roches basiques.

La présence d'une ceinture rétro-morphique autour du dôme anatectique crée une impression de « saut de métamorphisme » important le long de la Gartempe dans le secteur du moulin de Lanneau. On passe ainsi, en quelques centaines de mètres, des métatexites à sillimanite + cordiérite à la zone à chlorite + muscovite, mais celle-ci n'appartient pas au climat épizonal contemporain de la phase majeure synfoliale prograde.

Évolution pression—température—temps

Comme en d'autres secteurs du Massif central, le métamorphisme apparaît polyphasé, avec superposition d'un gradient de plus haute température sur des paragenèses antérieures de moyenne température (Santalier *et al.*, 1978 ; Kornprobst *et al.*, 1980 ; Floc'h, 1983 ; Floc'h *et al.*, 1984 ; Ledru *et al.*, 1989). On notera que sur le territoire de la feuille Bellac, il n'a jamais été observé de paragenèses précoces reliques témoignant de phases métamorphiques de haute pression ; en particulier, les metabasites présentes dans les paragneiss plagioclasiques de Mézières paraissent totalement dépourvues d'anciennes éclogites. De même, le disthène signalé par P. Davoine (1976) dans les paragneiss de Mézières, n'a pas été retrouvé.

Par analogie avec les séries voisines du Haut et du Bas-Limousin, l'épisode barrovien doit très probablement être d'âge dévonien et en tout cas antérieur à la mise en place, vers 360 Ma, des diorites quartziques. L'âge de l'épisode migmatitique est plus tardif, car ses manifestations tendent à effacer et détruire les trajectoires de foliation précédentes. Il ne peut donc être que carbonifère, mais il n'est pas daté avec précision.

Métamorphisme de contact

À l'exception d'une cordiérite observée près de L'Age, il n'a pas été trouvé traces d'autres manifestations attribuables à l'intrusion des diorites quartziques dont la mise en place a dû s'effectuer dans un encaissant à température encore élevée. Les effets d'une auréole thermique de contact sont par contre plus nets sur la bordure sud-ouest du granite intrusif d'Oradour-

Saint-Genest, où des minéraux statiques (andalousites et grandes lames de biotite) se développent en travers de la foliation. Ces minéraux sont responsables du développement d'un faciès tacheté dans les micaschistes des Buis.

CORRÉLATIONS LITHOTECTONIQUES AVEC LA SÉRIE LIMOUSINE

L'unité de la Gartempe, par ses associations lithologiques, ses affinités géochimiques, les grands traits métamorphiques et structuraux des formations qui la composent, possède des convergences étroites avec l'unité de Thiviers—Payzac en Bas-Limousin (*cf.* fig. 3). On peut paralléliser quartzites de Payzac et quartzites du Giltrix ; micaschistes des Buis et schistes de Semblat ; formations acides, basiques et intermédiaires de Bussière-Poitevine et formations bimodales de Puytinaud—Gengireau ; leptynites acides de Darnac et leptynites felsitiques de Las-Chiézas ; quartzites blancs du Puy-des-Ages et quartzites de Fauras, etc., ainsi que les nombreux intercalaires graphiteux.

Ces critères montrent que ces deux unités ont la même signification géodynamique : arc volcanique ou marge continentale mobile, et probablement une patrie commune.

Les formations de *l'unité de Lanneau* rappellent beaucoup les formations de l'unité inférieure des gneiss du Limousin. On y retrouve en effet des métagranites cambriens associés à des métasédiments alumineux. Une datation Rb/Sr sur roche totale (Duthou, 1977) fournit un âge de 501 Ma pour le protolite granitique de l'orthogneiss métatectique de Lanneau.

On notera cependant l'absence d'amphibolites dans l'unité de Lanneau alors qu'elles sont nombreuses dans l'unité inférieure des gneiss du Limousin.

L'unité des gneiss de Mézières-sur-Issoire possède des caractères ambigus, et une corrélation avec les gneiss plagioclasiques gris de l'unité supérieure des gneiss du Limousin demeure problématique. La lithologie de ses métagrauwackes évoque plutôt les gneiss gris du Bas-Limousin, mais on ne retrouve pas trace d'anciennes éclozites dans les amphibolites intercalées. Les métagrauwackes sont à Mézières associées à des métagranites, ce qui n'est jamais le cas en Bas-Limousin où ces derniers se trouvent cantonnés dans l'unité inférieure des gneiss.

Au total, l'unité de Mézières possède des caractères mixtes entre unité inférieure et unité supérieure, paraissant en définitive plus proche de cette dernière.

Il existe donc quelques différences entre séries du Bas-Limousin et de la Basse-Marche où les métagrauwackes associées aux éclozites sont absentes. L'unité de la Gartempe paraît reposer directement sur l'unité inférieure des gneiss, avec des roches ultrabasiques situées dans le contact (serpentinites de Miaumande).

MAGMATISME

Deux ensembles magmatiques postmétamorphes sont intrusifs dans la série :

- à l'Ouest, des diorites et granodiorites issues de magmas profonds hybrides, avec forte contribution mantellique ;
- à l'Est, des granodiorites alumineuses, des monzogranites et des leucogranites issus de la fusion anatectique de matériaux purement crustaux, ou avec une très faible contribution de magmas basiques.

Des intrusions microgrenues filoniennes sont postérieures à la mise en place des granodiorites alumineuses et des leucogranites les plus récents.

Diorites et granodiorites du secteur occidental

Ces granitoïdes se rattachent à la suite calco-alkaline de la vallée de la Vienne (feuilles Confolens et L'Isle-Jourdain) et sont intrusifs dans l'unité des gneiss de Mézières (diorites et monzodiorites de Saint-Barbant) ou dans les quartzites sombres du Giltrix (granodiorites d'Adriers).

Les diorites quartziques et monzodiorites sont de mise en place péne-contemporaine comme le montrent leurs relations de bordure, leurs enclaves basiques sombres identiques et leur co-structuration planaire. Ce sont les granitoïdes les plus précoces, à peine postérieurs à la culmination métamorphique. Les données radiométriques (U/Pb sur sphère : Pin, 1979) fixent pour la diorite quartzique de Saint-Barbant un âge de mise en place de 360 Ma.

Ces diorites forment un laccolite intercalé entre un toit et un mur de gneiss. Elles ont enregistré des déformations cisailantes tardi- à postmagmatiques, surtout sur leur bordure foliée accordée avec les feuilletés métamorphiques. Les granodiorites d'Adriers, qui sont très peu ou pas structurées, pourraient représenter la suite différenciée du magma de composition intermédiaire.

Les granitoïdes de Saint-Barbant, Adriers et Availles-Limouzine font partie de la suite calco-alkaline de la vallée de la Vienne. Les compositions chimiques des roches totales (fig. 6A et B) et les analyses de biotites (fig. 7) confirment ce caractère. Ces corps plutoniques étroitement associés dans le temps et dans l'espace, peuvent avoir pour origine un magma andésitique profond ayant une source pour partie crustale, mais hybridé par un magma basaltique de provenance plus profonde, mantellique. Ainsi se seraient mis en place dans un segment plus élevé de l'écorce, des produits issus d'une différenciation de la suite andésitique ainsi que des magmas hybrides provenant d'un mélange partiel des deux sources.

Granodiorites alumineuses, monzogranites et leucogranites du secteur oriental

Une partie de ces granites est génétiquement liée au dôme des migmatites de Lanneau où se trouvent les matériaux-sources ; ces magmas se mettent en place dans la base de l'unité sus-jacente de la Gartempe.

Fig. 6A - Dans le diagramme de nomenclature Q = f. (P) (Debon et Lefort, 1983)

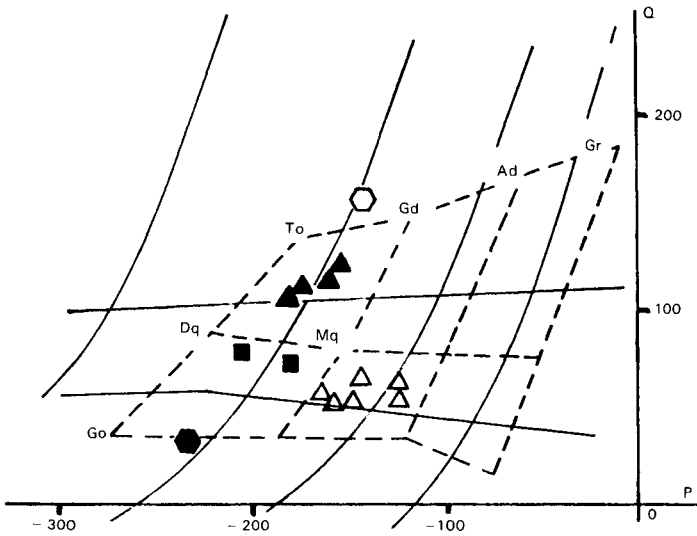
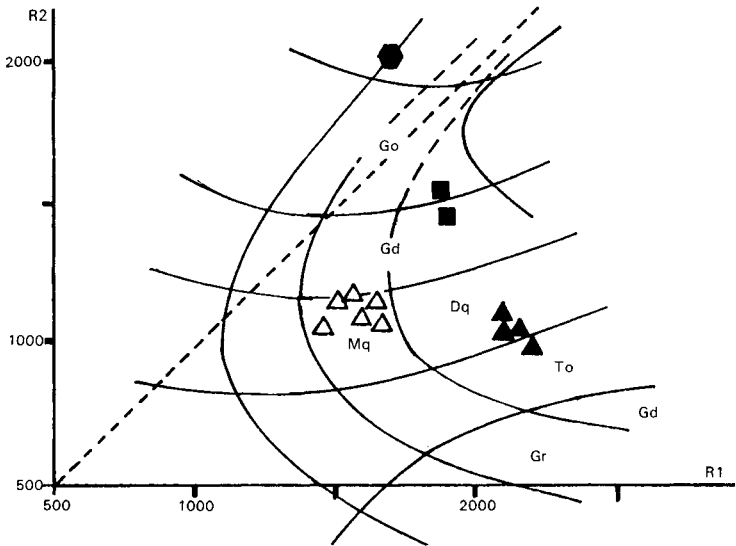


Fig. 6B - Dans le diagramme R1 - R2 (de La Roche, 1980)



To : Tonalite; Gd : Granodiorite; Ad : Adamellite; Gr : Granite; Dq : Diorite quartzique; Mq : Monzodiorite quartzifère; Go : Gabbro

- Granodiorite d'Adriers
- ▲ Diorites quartziques de Saint-Barbant
- △ Monzodiorites quartzifères d'Oradour-Fanais
- Hornblendite
- Enclave sombre microdioritique

Fig. 6 - Géochimie des granitoïdes postmétamorphes de Saint-Barbant et d'Adriers

Le leucogranite de Bellac, qui a la forme d'une lame légèrement discordante, est intrusif dans les formations volcano-sédimentaires de la Gartempe, et l'orthogneiss de Saint-Bonnet constitue son toit. Il est fortement structuré, à la fin de sa mise en place, par des cisaillements contemporains du jeu en faille normale de son encaissant qui constitue la couverture effondrée du dôme de migmatites en surrection.

Le monzogranite de La Garde est un granite d'anatexie génétiquement lié aux faciès leucocrates métagranitiques des migmatites du dôme de Lanneau. C'est un granite subautochtone enraciné dans les migmatites mais intrusif dans les formations volcano-sédimentaires et volcano-plutoniques de l'unité de la Gartempe. Ce granite très modérément structuré n'est pas affecté par les cisaillements précédents qu'il recoupe et postdate.

La granodiorite aluminopotassique d'Oradour-Saint-Genest est plus récente encore, elle recoupe clairement les migmatites, leur enveloppe de mylonites rétro-morphiques et les micaschistes des Buis, induisant dans ces derniers un métamorphisme de contact. Ce granite paraît pénécontemporain des diatexites alumineuses à cordiérite du dôme de Lanneau, bien qu'étant de mise en place légèrement postérieure. Il recoupe et enclave localement des faciès grenus clairs à cordiérite qui sont en partie assimilés. Il provient en fait du recyclage de matériaux crustaux grauwackeux plus profonds, et une participation de magma d'origine mantellique n'est pas totalement exclue, comme le montrent des enclaves basiques microgrenues et la présence de faciès granodioritiques à amphibole.

Un âge radiométrique Rb/Sr sur minéraux fixe son refroidissement à 326 Ma (Duthou, 1977). Sa similitude avec le granite de Guéret, relevée par tous les auteurs (Chenevoy, 1958 ; Anthonioz, 1961 ; Ranchin, 1970 ; Duthou, 1977) paraît correcte et permet d'envisager une mise en place contemporaine de celle de ce granite, aux alentours de 350 Ma.

Filons microgranitiques sécants

Des filons microgranodioritiques de direction N 60°E recouperont la série métamorphique et le granite d'Oradour-Saint-Genest.

Les dernières manifestations magmatiques relevées sur la feuille correspondent à l'intrusion, au Sud de Bellac, de filons de microleucogranite de direction subméridienne. Ces filons sont en rapport avec les leucogranites minéralisés à étain et tungstène des monts de Blond, qui se mettent en place vers 300 Ma (Chèvremont, 1992).

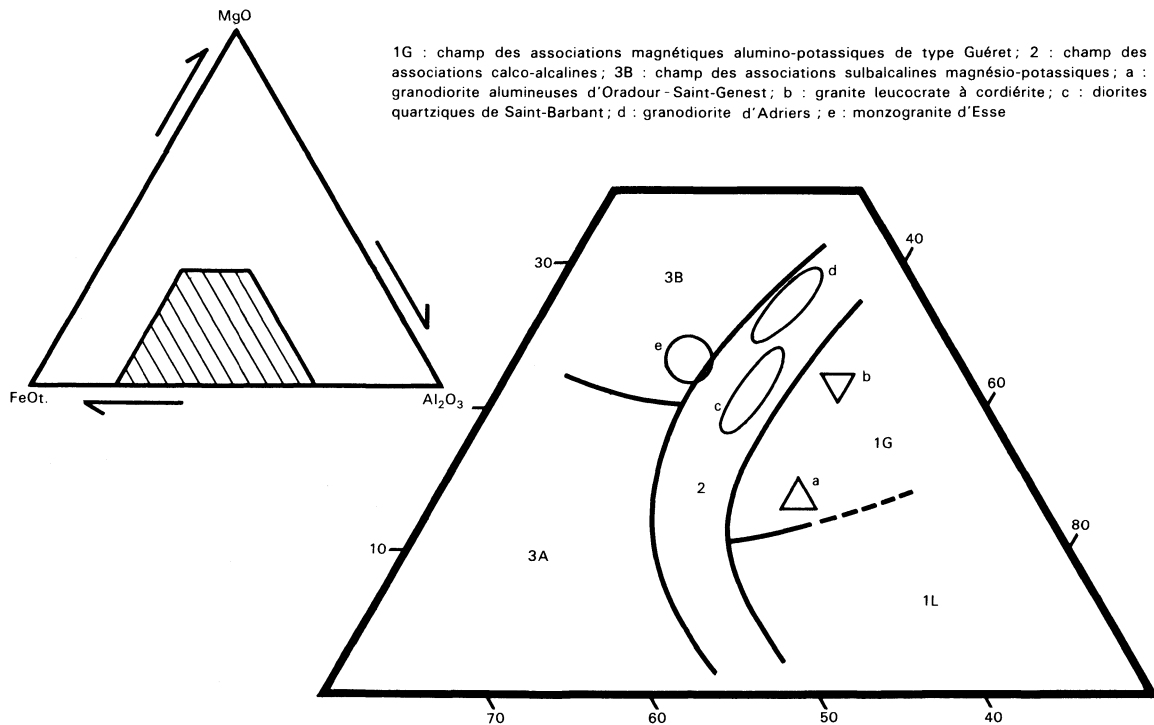


Fig. 7 - Biotites des granitoïdes postmétamorphes dans le diagramme MgO - FeOt. - Al₂O₃

TECTONIQUE VARISQUE

La tectonique de la série métamorphique est polyphasée et la cinématique des différentes étapes de la structuration n'est pas toujours claire, en raison de rejeux multiples et parfois de sens opposés des plans de cisaillement. Une structuration tangentielle profonde et précoce sera suivie de plissements en domaine structural plus superficiel. Des cisaillements verticaux, fonctionnant en climat rétro-morphique mylonitique puis cataclastique, achèvent la structuration du bâti cristallin (fig. 8).

Phase précoce tangentielle profonde

Elle se manifeste par des plis à forte composante d'aplatissement et des cisaillements ductiles plats associés. On observe, dans les unités de Mézières et de la Gartempe, des plis centimétriques à métriques isoclinaux à charnières anisopaques, couchés dans la foliation régionale qui est parallèle à leur surface axiale. Ces plis déforment une surface métamorphique antérieure et, dans leurs flancs, des petites charnières centimétriques à millimétriques fortement aplaties sont dessinées par des exsudats de quartz ou de fines alternances lithologiques. Ces petits plis sont des reliques d'une première phase P1 conservée dans des microlithons, et les plis anisopaques sont des plis P2 qui admettent une foliation composite S1-2 pour surface axiale.

Les linéations d'intersection L1-2 et les linéations d'étirement sont sub-parallèles aux axes de plis P2 dont les directions oscillent autour de N 125 °E dans le secteur médian de la feuille et passent aux alentours d'E-W dans la partie la plus méridionale. Une observation sur un plan de cisaillement intrafolial avec linéations d'étirement et rotations de porphyroclastes associés, indique un mouvement tangentiel du Nord-Ouest vers le Sud-Est. C'est pendant ces phases précoces synfoliales que se réalise l'empilement des unités métamorphiques : l'unité de la Gartempe chevauche un autochtone relatif formé par les gneiss de Mézières et l'unité de Lanneau. Les relations géométriques entre ces deux dernières unités n'ont pas été observées.

Plissements postschisteux en niveau structural moyen

Des charnières isopaques de plis droits métriques à décimétriques enroulent la foliation S1-2. Ces charnières sont la manifestation méso-cosmique d'un plissement d'amplitude cartographique qui ploie en synclorium l'ensemble de l'unité de la Gartempe. La discontinuité des repères « stratigraphiques » et les lacunes d'affleurement n'ont pas permis un dessin précis des terminaisons périclinales, par ailleurs reprises par des cisaillements ultérieurs.

Cette phase postschisteuse P3 a une direction axiale N 135 °E proche de la direction des plis P2. Elle est responsable des intrications lithologiques entre faciès micaschisteux, et du dessin en lanières allongées des quartzites

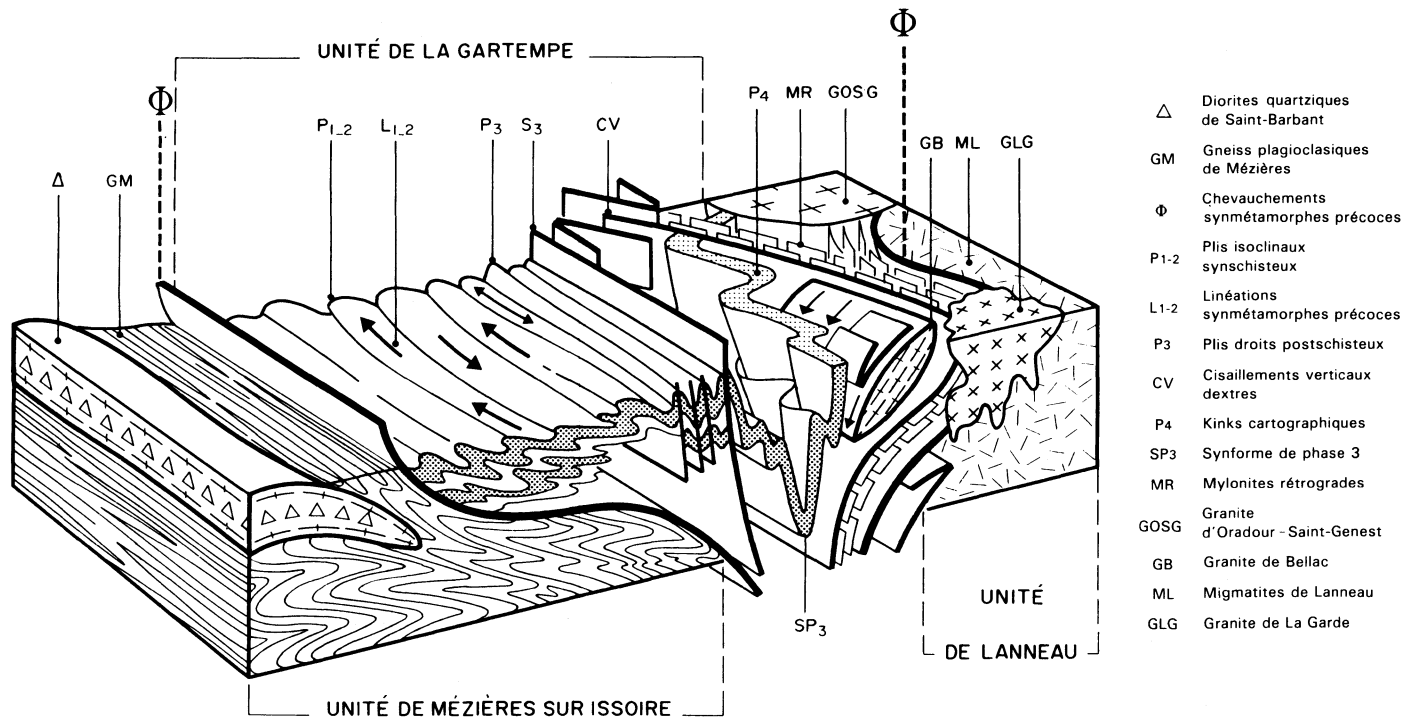


Fig. 8 - Bloc-diagramme structural de synthèse

sombres du Giltrix. C'est cette phase P3 qui réalise la verticalisation de la foliation S1-2 au cœur des synformes et le basculement des charnières P2 dont la surface axiale est redressée. Cette phase P3 est synmétamorphe, comme le montrent des charnières en arcs polygonaux et la présence, dans les faciès schisteux crénelées, d'un clivage de pli-fracture S3 vertical.

Déformations tardives rétro-morphiques

Des plis en chevrons et kinks d'axes très redressés affectent la série verticalisée. Ils s'observent de l'échelle métrique à l'échelle cartographique. À cette phase P4 se rapporte le changement brutal des directions structurales, malgré la continuité lithologique des formations volcano-sédimentaires, observé à l'Est de Bussière-Poitevine où les directions passent de N 135 à N 60 °E. Le même phénomène s'observe dans les quartzites du Giltix où les plis et linéations précoces subissent une rotation et sont déviés de 90°. Des ruptures avec laminage d'un flanc s'observent sur ces kinks, et des plans de cisaillement verticaux affectent la série en conditions rétro-morphiques, développant des couloirs mylonitiques à jeu dextre.

Le fonctionnement de ces couloirs est contemporain de la surrection du dôme de migmatites. Les couloirs verticaux ne passent pas au travers du dôme ; ils viennent se mouler sur sa bordure et se raccordent aux mylonites périphériques qui ceignent le dôme. L'ascension du dôme provoque un effondrement relatif de sa couverture gneissique. Ce mouvement en extension est enregistré par les leucogranites de Bellac où des structures C/S et les linéations N 50 °E associées indiquent clairement un jeu en faille normale à peine postérieur à la cristallisation du granite.

Redressements et basculements liés à l'ascension diapirique du dôme de migmatites

L'accident qui sépare les gneiss de Mézières des formations de l'unité de la Gartempe est un accident complexe dont le pendage varie de 45° vers le Sud-Ouest à l'Est de Mézières-sur-Issoire, à environ 30° vers le Nord-Est dans la région de Saint-Barbant, en passant par la verticale dans sa partie médiane. Il s'ensuit que le sens de superposition apparent des deux unités de Mézières et de la Gartempe apparaît inverse aux deux extrémités de l'accident.

Contrairement aux propositions précédemment avancées (Santallier et Floch, 1989), le contact entre unité de la Gartempe et gneiss de Mézières est initialement plat. L'inversion observée dans sa partie sud pourrait s'expliquer par l'effet de la montée du dôme migmatitique de Lanneau, postérieurement à l'édification de la pile de nappes et au fonctionnement des cisaillements verticaux. Cette montée induit la verticalisation puis l'inversion du sens de plongement d'un accident initialement plat. Ceci conduit à proposer le schéma chronologique suivant :

– chevauchement en climat barrovien de l'unité de la Gartempe sur les orthogneiss de Lanneau d'une part, et sur les gneiss de Mézières d'autre part ;

- cisaillements ductiles verticaux en climat rétromorphique, du type de ceux de la vallée de la Gartempe (Santallier et Floc'h, 1989);
- montée du dôme de Lanneau en contexte distensif, dans un environnement très chaud du type de celui qui a été décrit récemment dans la région du Velay (Malavielle *et al.*, sous presse);
- redressement des chevauchements plats et basculement des décrochements verticaux induits par le gonflement du dôme de migmatites.

Déformations ultimes cataclastiques

Le refroidissement progressif du bâti entraîne un rejeu cataclastique des couloirs mylonitiques verticaux selon des failles tardives d'orientation N 140 et N 160 °E. La faille d'Oradour, dont le tracé traverse l'angle sud-est de la feuille, est un exemple de ces couloirs de cisaillement où des mylonites contemporaines d'un jeu dextre décrochant seront reprises par une cataclase ultérieure, contemporaine d'un jeu en faille normale. Ces cataclasites seront elles-mêmes recoupées par des fractures tardives où se logent des amas quartzeux d'origine hydrothermale.

D'autres accidents cataclastiques d'orientation N 40 à N 70 °E recourent la série et les granitoïdes. Des fractures N 20 °E à N-S constituent les manifestations cassantes les plus tardives observées dans le bâti cratonisé.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DANS LE CADRE DE LA CHAÎNE VARISQUE

Les principales étapes de structuration de la chaîne varisque sont marquées par :

- (1) Une distension initiale cambro-ordovicienne avec mise en place de magmatismes basique ou bimodal et de granitoïdes, et l'ouverture de petits bassins intracontinentaux ou faiblement océanisés.
- (2) La fermeture au Silurien de ces bassins, avec métamorphisme de haute pression associé, caractérisé par des paragenèse éclogitiques ou granulitiques.
- (3) Le début de la collision intervient au Dévonien où s'édifie un empilement de nappes en climat métamorphique barrovien. Une évolution asynchrone se poursuit jusque pendant le Carbonifère inférieur.
- (4) Un régime d'hypercollision et d'épaississement crustal s'instaure au Carbonifère inférieur. Une période de distension et d'amincissement crustal, avec gradient géothermique anormalement élevé, lui succède au Carbonifère supérieur.

Dans cette histoire, les étapes 1, 3 et 4 paraissent seules représentées sur le territoire de la feuille :

- pour l'étape 1, le magmatisme est essentiellement représenté par les orthogneiss de type Lanneau ;
- pour l'étape 2, il n'existe pas d'arguments connus, en particulier pas de reliques éclogitiques identifiées ;
- l'étape 3 correspond à l'empilement des unités de Lanneau, de Mézières-sur-Issoire et de la Gartempe ;
- l'étape 4 se traduit par la migmatisation tardive prenant en écharpe les trois unités précédentes et leurs contacts anormaux, et par une tectonique en distension.

ÉVOLUTION POSTVARISQUE

La transgression progressive de la mer jurassique s'est avancée sur un socle permo-triasique altéré presque complètement nivelé à l'exception de quelques hauts-fonds. La répartition horizontale des dépôts a été nettement influencée par un rejeu des structures hercyniennes contemporain de la sédimentation, montrant la permanence d'instabilités du substratum durant cette époque.

Postérieurement à la transgression mésozoïque, la série sédimentaire sera affectée par le rejeu d'accidents anciens dont les effets se manifestent dans la couverture. Ainsi, au Sud-Est de Mouterre-sur-Blourde, la série liasique est clairement découpée et décalée par un accident de direction N 70 °E passant dans l'axe des vallons de Belle-Plaine et des Rochons. Les effets de cette tectonique d'âge tertiaire et d'amplitude modérée, sont masqués par les placages superficiels récents et la couverture d'altérites.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATION

HYDROGÉOLOGIE

Sur le territoire de la feuille, les aquifères sont nombreux, superficiels et faiblement productifs. Il n'existe pas de réservoirs alluviaux ni de nappes profondes. Les ressources hydrogéologiques, qui sont à peine suffisantes pour l'alimentation domestique, se localisent :

- au toit de la série sédimentaire liasique (nappe du Toarcien) ;
- dans les formations meubles superficielles (nappes temporaires des plateaux) ;
- dans le socle cristallin (aquifère du socle fissuré).

Nappe du Toarcien

Elle est localisée sur le plateau qui domine la vallée de la Blourde et de ses affluents en aval de Mouterre, dans l'angle nord-ouest de la feuille. La couverture liasique, marneuse à la base, forme un horizon imperméable qui

soutient les eaux accumulées par infiltration dans les formations meubles éocènes de recouvrement des plateaux. Cet aquifère de faible importance compte tenu de la puissance et de l'extension réduites du Lias, a déterminé l'implantation des fermes et hameaux de ce secteur autour de puits situés au voisinage de la cote + 200 m.

Nappes temporaires des plateaux

Les eaux météoriques infiltrées dans les recouvrements sablo-argileux tertiaires et dans la partie supérieure du substratum arénisé, constituent de maigres aquifères à faible perméabilité, exploités par des puits domestiques et des captages de sources foncés entre 8 et 15 m de profondeur, rarement au-delà.

L'épaisseur des formations meubles de recouvrement, au-dessus du socle cristallin sain formant écran imperméable, peut atteindre et dépasser 20 m. Les « nappes perchées » contenues dans ces formations sont découpées en réservoirs indépendants susceptibles de donner naissance à un ou plusieurs petits niveaux aquifères isolés, drainés par le réseau hydrographique. Les eaux sourdent à l'occasion de fissures qui alimentent de nombreuses moulures et sources en tête de thalwegs. Ces nappes peu profondes et mal protégées sont très sensibles à la pluviométrie et aux contaminations superficielles. Elles suffisent tout juste à l'alimentation domestique.

Le développement de l'irrigation agricole a amené une demande nouvelle, en partie satisfaite par l'utilisation de l'eau d'étangs collinaires alimentés par les eaux de ruissellement et le débit d'étiage des réservoirs perchés. Les besoins industriels et la croissance de la consommation domestique ont conduit à prélever des eaux superficielles pompées en rivière, stockées puis traitées. La station de pompage du pont de Beissat sur la Gartempe alimente 20 communes regroupant une population de 18 000 habitants.

Réserves potentielles du socle fissuré

Pour pallier les déficits d'étiage particulièrement sensibles lors de périodes de sécheresse prolongée, des recherches d'eau en milieu fissuré de socle cristallin ont été effectuées par forages sur plusieurs communes. Les résultats obtenus ont permis d'identifier une ressource estimée à 30 m³/h aux Renardières et 20 m³/h à Châtain. D'autres forages montrent des productivités instantanées entre 1,5 et 5,5 m³ /h.

Les venues d'eau significatives sont localisées sur le trajet de structures faillées fortement cataclasées qui drainent les fractures communicantes d'un aquifère « profond » discontinu sous la couverture filtrante d'altérites. Les venues d'eau principales apparaissent entre 18 et 30 m de profondeur.

SUBSTANCES UTILES

Socle cristallin

Trois carrières exploitant les roches cristallines ont encore une activité régulière au moment des levés. Leur production essentielle est la fourniture de granulats de qualité recherchée pour la réalisation des sous-couches et revêtements des chaussées routières et pour la fabrication de bétons industriels ou d'enrobés.

Deux de ces exploitations sont en Haute-Vienne, sur la commune de La Croix-sur-Gartempe. Il s'agit de la grande carrière de Pont-de-Lanneau, sur la Gartempe, qui exploite les métagranites anatectiques du dôme de migmatites de Lanneau, et de la carrière de Bas-Pouyaud qui exploite les leptynites et amphibolites de l'orthoogneiss de Saint-Bonnet.

La troisième exploitation, dans le département de la Vienne, se situe à La Roderie, sur la Blourde. On y exploite les quartzites plagioclasiques sombres de la formation du Giltrix. La carrière du moulin de La Roderie, récemment abandonnée, exploitait les granodiorites d'Adriers.

De nombreuses autres carrières, toujours de faible importance, sont temporairement ou définitivement abandonnées. Elles fournissaient des moellons bruts pour la maçonnerie et des matériaux d'empierrement de la voirie. Pratiquement toutes les roches présentes dans le socle cristallin furent utilisées pour la construction de l'habitat ancien, qui tirait parti des matériaux proximaux disponibles.

Couverture sédimentaire

● **Marnes pour amendements.** Les marnières du Toarcien supérieur et les calcaires argileux du Toarcien moyen étaient autrefois exploités artisanalement pour l'amendement des terres acides couvrant les plateaux tertiaires. Les amendements pratiqués permettaient de redresser le pH nettement acide de ces sols. On dénombre une cinquantaine de marnières, toutes abandonnées ou en voie de comblement, sur le territoire de la feuille.

● **Argiles pour tuiles et briques.** Ce sont essentiellement les faciès d'altération en place des formations cristallines ou métamorphiques qui étaient autrefois exploitées. De nombreux hameaux ou fermes dénommés La Tuilerie ou La Tuillère permettent de situer les anciennes carrières. Deux tuileries fonctionnent encore. L'une est située en Charente, à Chardat (tuilerie-briqueterie). Elle exploite les altérites développées sur les diorites ainsi que les marnes décalcifiées du Toarcien, comme à Roumazières, important centre industriel de tuilerie-briqueterie situé sur la feuille voisine Confolens. L'autre est située près de Darnac en Haute-Vienne. Il s'agit de la tuilerie artisanale des Corades qui utilise des altérites argilisées de micaschistes.

GÎTES MINÉRAUX

On ne recense actuellement aucune exploitation minière sur la feuille.

Prospection géochimique multiélémentaire

La couverture géochimique multiélémentaire réalisée par le BRGM en 1978 dans le cadre de l'inventaire des ressources du territoire national, a mis en évidence quelques anomalies faiblement contrastées

- **Pb-Zn.** Dans l'angle sud-ouest de la feuille, on retrouve l'extension de l'anomalie d'Abzac (feuille L'Isle-Jourdain), et au Nord-Ouest une anomalie en liaison avec la couverture sédimentaire liasique près de Fontaniel, à l'Ouest d'Adriers.
- **Sb.** L'indice de La Belleterie, dans le granite d'Oradour-Saint-Genest, a été confirmé par deux points anomaux, et une troisième anomalie ponctuelle apparaît à l'Ouest du Dorat.
- **As-Ag.** Une anomalie As a été trouvée dans l'environnement de l'indice du moulin Barret. Une anomalie As + Ag, dite de Saint-Sornin-la-Marche, a été mise en évidence par une prospection COGEMA aux environs des Forges et des Coux. Cette anomalie est située dans l'unité des migmatites de Lanneau à proximité de son contact avec la série volcano-sédimentaire et volcano-plutonique de l'unité de la Gartempe. La présence d'or, avec des teneurs voisines du gramme/tonne, a été mise en évidence dans ce secteur.

Gîtes et indices minéraux (tabl. 1)

- À **Mouterre**, un indice d'oxydes et hydroxydes de fer contenu dans des grès argileux de la base de la couverture tertiaire, a fait l'objet d'exploitations sporadiques jusqu'au milieu du 19^e siècle.

D'importantes forges existaient autrefois à Luchapt. On y employait le fer provenant du gisement de L'Age-du-Faix, au Sud de Vigeant (feuille L'Isle-Jourdain).

- Au **moulin de Réculat**, dans la vallée de la Gartempe, à l'Est de Bussière-Poitevine, un indice de pyrite se situe dans les leptynites et tufs amphiboliques de l'unité de la Gartempe.
- Au **moulin Barret**, au Sud de Bellac, dans la vallée du Vincou, la prospection alluvionnaire a mis en évidence de fortes concentrations en cassitérite. Précisée par géochimie, l'anomalie à Sn, de direction SW-NE, se situe dans le granite d'anatexite de La Garde et les migmatites de Lanneau ; elle est en rapport avec des filons leucogranitiques et des microleucogranites émanant du massif leucogranite fertile des monts de Blond (feuille Oradour-sur-Glane).

La prospection réalisée a montré l'abondance de pyrite et de cassitérite avec fluorine et scheelite. Les minéralisations en Sn et WO₃ recoupées en sondage sont largement disséminées dans la roche et les teneurs sont toujours très faibles. Deux filons quartzo-barytiques de direction NW-SE

TABLEAU 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice du Classement national	Coordonnées	Substance	Encaissant	Nature du gîte et minéraux présents
Mouterre	1-4001	X = 479,30 Y = 134,90	Fe	Grès argileux du « sidérolitique »	Limonite, oxydes et hydroxydes de fer.
Moulin de Réculat	3-4001	X = 491,95 Y = 136,85	Fe	Unité volcano-plutonique de la Gartempe	Pyrite disséminée ou en amas stratiforme dans les leptynites.
Moulin Barret	8-4001	X = 501,25 Y = 122,80	Sn Ba	Granite et migmatites. Leucogranite Amphibolites. Leptynites de l'unité de la Gartempe	Pyrite, cassitérite, fluorite, scheelite. Gîte filonien. Quartz, barytine, galène, blende, pyrite, chalcopyrite.
Belleterie	4-4001	X = 500,00 Y = 140,35	Sb	Granite d'Oradour-St-Genest	Gîte filonien. Quartz, stibine, or.

ont aussi été identifiés, encaissés dans les amphibolites et leptynites de l'unité volcano-plutonique de la Gartempe, à proximité du contact avec le leucogranite. Ces filons sont minéralisés en galène et blende ainsi que mispickel, pyrite et chalcopyrite.

● À **Belleterie**, au Nord d'Oradour-Saint-Genest, un indice d'antimoine encaissé dans le granite d'Oradour a été signalé dès 1832 par l'ingénieur des Mines M. Manes, lors du tracé de la route. La géochimie de l'inventaire a confirmé la présence d'une anomalie en antimoine de direction NW-SE, et la prospection réalisée suivant deux directions filoniennes minéralisées a montré des teneurs pouvant aller jusqu'à 1,54 % Sb. La découverte, en 1985, de la présence d'or dans ces quartz à antimoine, a redonné un certain intérêt à cet indice.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Itinéraire d'excursion dans le socle cristallin (fig. 9)

Au départ de Bellac, gagner en ville la vallée du Vincou.

Arrêt 1 : sur les deux rives, nombreux affleurements de leucogranite porphyroclastique à texture plano-linéaire.

Rejoindre Peyrat-de-Bellac, et descendre vers la Gartempe. À Pont-de-Lanneau, une grande carrière est ouverte en rive droite de la rivière.

Arrêt 2A : migmatites de Lanneau. Orthogneiss leucocrates anatectiques, faciès de métatexites quartzo-feldspatiques rubanées à deux micas.

De la carrière, monter pendant 500 m vers La Croix-sur-Gartempe, puis gagner les anciennes exploitations servant de dépôt de granulats.

Arrêt 2B : coupe dans les formations volcano-sédimentaires de Bussière-Poitevine. Micaschistes, tufs andésitiques mésocrates, quartzites feldspatiques sombres et amphibolites.

Poursuivre vers La Croix-sur-Gartempe. Passer Ambet puis Bessagerie et à hauteur de Bas-Pouyaud descendre vers la carrière en rive droite de la Gartempe.

Arrêt 3 : orthogneiss mésocrates de Saint-Bonnet-de-Bellac à biotite seule ou biotite et amphibole ; amphibolites associées.

Gagner La Croix-sur-Gartempe, puis Saint-Sornin-la-Marche. S'arrêter en limite du village, en rive gauche du ruisseau du Fraisse.

Arrêt 4 : formation de Darnac. Quartzoleptynites leucocrates felsitiques.

À Saint-Sornin, prendre la direction d'Oradour-Saint-Genest et 200 m après avoir franchi le ruisseau du Fraisse, prendre un chemin de terre et remonter le thalweg en rive droite sur 400 m.

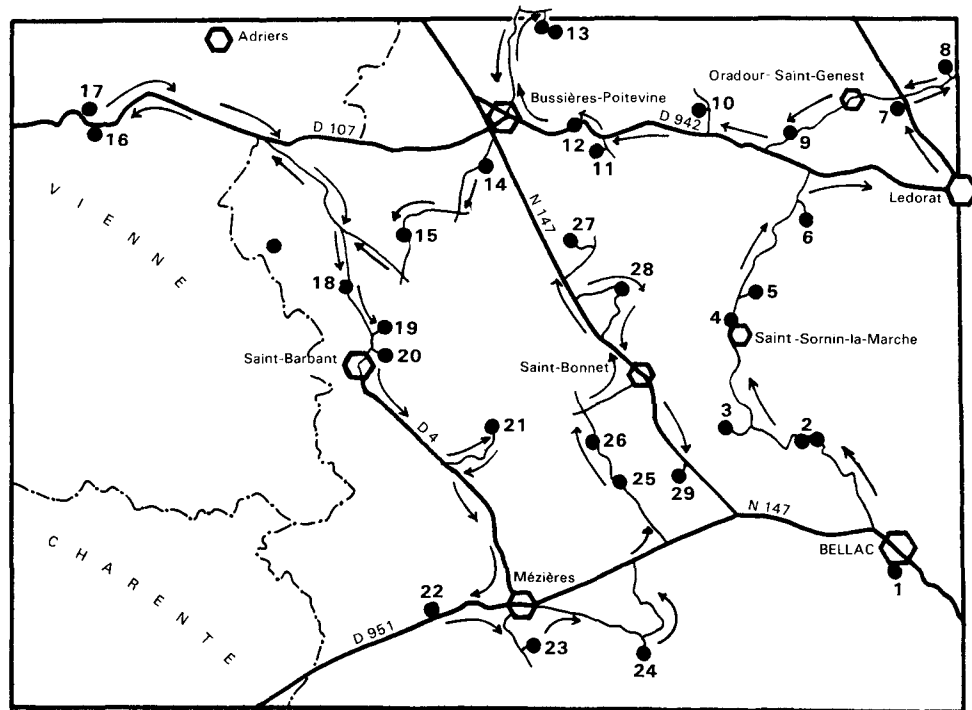


Fig. 9 - Itinéraire d'excursion géologique dans le socle cristallin

Arrêt 5 : roches ultrabasiques, métapéridotites serpentinisées.

Reprendre la route d'Oradour, s'arrêter au hameau des Chabeyroux, puis remonter le thalweg du ruisseau du Lac, en rive droite sur 300 m.

Arrêt 6 : migmatites de Lanneau. Métatexites alumineuses à cloisons de biotite et sillimanite.

De Chabeyroux, rejoindre Le Dorat, prendre la direction de Montmorillon, passer la Brême, puis s'arrêter en rive droite du thalweg suivant, au Sud du Chiron. De nombreux rochers affleurent dans les prés.

Arrêt 7 : granodiorite aluminopotassique d'Oradour-Saint-Genest. Faciès banal à biotite et enclaves de roches métamorphiques.

Au carrefour du Chiron, prendre vers l'Est la D91 pour aller vers Le Monteil. Peu avant la limite de la feuille, prendre vers le Nord la route de La Brousse et s'arrêter à droite au bout de 500 m. Près du bord de route, des rochers.

Arrêt 8 : granite aluminopotassique à deux micas et cordiérite.

Gagner Oradour-Saint-Genest, traverser le village en direction de Miaumande, puis s'arrêter à l'intersection de la route qui mène à Puy-Dauby. Dans les prés, nombreuses boules et affleurements.

Arrêt 9 : granite d'Oradour-Saint-Genest. Granodiorite aluminopotassique à biotite, grain moyen ; enclaves microgranodioritiques sombres.

Rejoindre à Miaumande la D 942, prendre vers Bussière-Poitevine puis au bout de 2 km obliquer à droite vers Le Prat. S'arrêter à l'intersection qui mène au Prat. Dans les prés, de nombreux rochers.

Arrêt 10 : granite d'Oradour-Saint-Genest. Faciès porphyroïde.

Revenir sur la D 942, aller vers Bussière-Poitevine et quitter la D 942 à hauteur de Chez-Caillaud, avant la vallée de la Gartempe. Descendre vers le moulin de Réculat, par Anveau, et s'arrêter à droite à hauteur de l'intersection de Chaumont.

Arrêt 11 : coupe dans la formation de Bussière-Poitevine. Métatufs andésitiques mésocrates et roches basiques associées.

Revenir sur la D 942 et après avoir passé le pont sur la Gartempe s'arrêter sur la droite à l'intersection du moulin du Quéroux.

Arrêt 12 : formation de Bussière-Poitevine. Métatufs andésitiques mésocrates et roches acides associées.

Rejoindre Bussière-Poitevine et prendre vers le Nord la D 4 en direction du Bouchage. Après avoir franchi la limite de la feuille, tourner à droite vers Les Buis ; peu avant le village, descendre vers le ruisseau des Buis et s'arrêter à la carrière.

Arrêt 13 A : formations paradérivées. Micaschistes des Buis, encaissant des formations volcaniques.

Longer le ruisseau des Buis, vers l'aval.

Arrêt 13 B : formations volcano-sédimentaires de Bussière-Poitevine. Quartzoleptynites leucocrates porphyroclastiques, schistes graphiteux, puis formations bimodales associées à des quartzites plagioclasiques sombres, dans le lit du ruisseau en amont du confluent avec la Gartempe.

Revenir à Bussière-Poitevine, franchir la N 147 et prendre la direction de Saint-Barbant. S'arrêter dans une petite carrière, en bordure de la Franche-Doire, au Sud de la ferme du Fouilloux.

Arrêt 14 : formations paradérivées. Micaschistes à biotite et grenat.

Poursuivre vers Saint-Barbant et au premier carrefour prendre à droite jusqu'à Puy-Catelin. Dans ce village, aller vers le Sud en direction du ruisseau du Giltrix. S'arrêter 150 m avant le thalweg. Dans les champs au Sud de Puy-Catelin, des affleurements.

Arrêt 15 : formations paradérivées. Intercalation d'un banc de quartzites graphiteux.

Rejoindre la D 107 puis la D 729 au Sud d'Adriers et prendre la direction de L'Isle-Jourdain. Avant de franchir la vallée de la Blourde, prendre à gauche le chemin de la carrière de La Roderie.

Arrêt 16 : formation du Giltrix. Quartzites feldspathiques sombres à biotite et grenat.

Reprendre la route vers L'Isle-Jourdain. Avant le pont sur la Blourde, prendre à droite vers le moulin de La Roderie et suivre en rive droite jusqu'à la carrière.

Arrêt 17 : granodiorite d'Adriers et lamprophyre en enclaves filoniennes.

Revenir vers Saint-Barbant par la D 151 puis la D 202 ; gagner la vallée de l'Isop et s'arrêter à hauteur de la digue de l'étang de Villedon. Affleurements au déversoir de l'étang.

Arrêt 18 : unité des gneiss de Mézières. Amphibolites rubanées d'origine tuffacée.

Poursuivre en direction de Saint-Barbant et, au carrefour de la D 4, remonter vers L'Age. Affleurements sur la droite dans les champs qui dominent le thalweg.

Arrêt 19 : massif dioritique de Saint-Barbant. Gabbro-diorites et hornblendites.

Revenir vers Saint-Barbant, s'arrêter après le pont sur l'Isop et longer la rivière en amont. Nombreux affleurements dans la vallée.

Arrêt 20 : massif dioritique de Saint-Barbant. Diorite quartzique orientée.

Aller à Saint-Barbant, prendre la D 4 vers Mézières et à La Motte, prendre à gauche vers Chez-Lucas. Au Nord-Ouest du village, petite carrière en rive droite, en aval du thalweg.

Arrêt 21 : unité des gneiss de Mézières. Orthogneiss leucocrates à texture œillée.

Aller à Mézières et prendre la D 951 en direction de Confolens. À Rouffignac, s'arrêter à droite et remonter le thalweg vers les étangs.

Arrêt 22 : unité des gneiss de Mézières. Paragneiss gris plagioclasiques.

Revenir à Mézières et gagner l'étang de La Côte, au Sud de la ville. En amont de l'étang de La Côte, dans le thalweg, des affleurements en bordure du ruisseau de Lagerie.

Arrêt 23 : unité des gneiss de Mézières. Amphibolites banales.

Revenir à Mézières, prendre la direction de Blond par la D 95. S'arrêter avant Masvergnier et gagner en aval la rive droite de l'Issoire.

Arrêt 24 : unité des gneiss de Mézières. Orthogneiss leucocrates isogranaulaires à grain fin.

Rejoindre la D 951, aller vers Bellac et quitter la D 951 à gauche, vers Châteauneuf par la D 26b. Après avoir passé La Graule, s'arrêter à droite et gagner la colline boisée au Sud de Fauras.

Arrêt 25 : formations paradérivées. Quartzites blancs sériciteux de Fauras.

Poursuivre vers Châteauneuf, s'arrêter au pont après avoir franchi le premier thalweg. Aller vers l'aval. En rive droite, dans le bois, des affleurements.

Arrêt 26 : formations paradérivées. Micaschistes à grandes muscovites.

Rejoindre Saint-Bonnet, puis suivre la N 147 vers Bussière et prendre à droite pour gagner Pétaveaud. Au hameau, quitter la route et suivre le chemin qui conduit à la carrière du ruisseau de Champagnac.

Arrêt 27 : mylonites rétrogrades. Quartzites blancs déformés, phyllonites de micaschistes, graphite.

Revenir sur la N 147, aller vers Bellac et gagner la vallée de la Gartempe par Bezeaud. Une carrière est ouverte en rive gauche, peu avant Pont-Saint-Martin.

Arrêt 28 : formation volcano-sédimentaire de Bussière-Poitevine. Quartzo-leptynites claires, quartzites plagioclasiques sombres, amphibolites.

Revenir sur la N 147, aller vers Bellac et peu après Bel-Air, gagner à droite la vallée du ruisseau de la Planche-de-Saint-Bonnet. Au-dessous de Chabanne, des affleurements.

Arrêt 29 : unité de la Gartempe. Orthogneiss de Saint-Bonnet. Métagabbros amphibolitisés.

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un autre itinéraire dans le **guide géologique régional : Poitou, Vendée, Charentes**, par J. Gabilly (1978), Paris : Masson édit. ; *itinéraire n° 6* : la vallée de la Vienne, d'Availles-Limouzine à Chatellerault.

BIBLIOGRAPHIE

ANTHONIOZ P.M. (1961) — Les roches éruptives et métamorphiques de la Basse-Marche. Dipl. études sup., Poitiers.

BOURGUEIL B., MOURIER J.P., D'HOSTE M. (1987) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Gençay (613). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Mourier *et al.* (1989), 42 p.

BURNOL L., AUTRAN A., BONICI J.P., GEFFROY J. (1974) — Granites acides du Nord-Ouest du Massif central français et minéralisations en tungstène et étain associées. Livret-guide de l'excursion C du congrès MAWAM, 1974, p. 88-100.

CHANTRAINE J., MARQUAIRE C., ARÈNE J., BOISSONNAS J., FLAGEOLLET J.C., BURNOL L., LAJOINIE J.P., AUTRAN A. (1974) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Ambazac (664). Orléans : BRGM Notice explicative par J.C. Flageollet *et al.* (1974), 50 p.

CHENEVOY M. (1958) — Contribution à l'étude des schistes cristallins du Nord-Ouest du Massif central français. Mém. expl. Carte géol. dét. Fr. Paris : Imprimerie nationale.

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.

CHÈVREMONT P., GAGNY C., LA ROCHE H. (de), PUPIN J.P., ROSSI P. (1988) — Cartographie du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé. Doc. BRGM, n° 152.

DAVOINE P. (1976) — Contribution à l'étude pétrologique et géochimique des leptynites ; cas du Massif central français. Thèse État, Lyon.

DEBON F., LEFORT P. (1983) — A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Sciences*, 73, p. 135-139.

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) (thèse État). Ann. sci. univ. Clermont II, n° 63, fasc. 30, 294 p., 84 fig.

DUTREUIL J.P. (1978) — Les granites de l'Ouest du Limousin, leur pétrologie, leur altération, leurs sols. Thèse État, Limoges.

DUTREUIL J.P., PEIFFER M.T., SANTALLIER D., FLOC'H J.P., CAPDEVILLE J.P. (1983) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Confolens (662). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Capdeville *et al.* (1983), 32 p.

FLOC'H J.P. (1983) — La série métamorphique du Limousin central. Thèse État, Limoges.

FLOC'H J.P., SANTALLIER D., HENRY B. (1984) — La série limousine : réflexion axée sur une synthèse géologique régionale et son utilisation pour la prospection de l'or. *Chron. rech. min.*, n° 474, 1984, p. 5-10, 3 fig.

GABILLY J. (1957) — Contribution à l'étude du Lias, du Jurassique et de leur soubassement cristallin sur la bordure nord-ouest du Limousin (feuille de Confolens à 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 252, fasc. B., p. 81-103.

GABILLY J. (1973) — Le Toarcien du Poitou. Biostratigraphie de la région du stratotype. Évolution des *Hildocerata* (*Ammonitina*). Thèse État, Poitiers.

GLANGEAUD P. (1895) — Le Jurassique à l'Ouest du plateau central. Contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le bassin de l'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VIII, n° 50.

GOGUEL J. (1938) — Révision de la feuille de Poitiers. Le cristallin, les failles, le Tertiaire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXIX, n° 197.

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.

GUILLOT P.L., FEYS R., LEFAVRAIS-RAYMOND A., LABLANCHE G., RAYNAL J.P. (1978) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Juillac (760). Orléans : BRGM. Notice explicative par P.L. Guillot *et al.* (1978), 42 p.

GUILLOT P.L., FLOC'H J.P., SANTALLIER D. (1979a) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Yrieix-la-Perche (736). Orléans : BRGM. Notice explicative par P.L. Guillot *et al.* (1979), 44 p.

GUILLOT P.L., FLOC'H J.P. *et al.* (1979b). Carte géol. France (1/50 000), feuille Thiviers (735). Orléans : BRGM. Notice explicative par P.L. Guillot *et al.* (1979), 60 p.

JOUBERT J.M., QUENARDEL J.M., LEROUGE G. (1992) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Montmorillon. Orléans : BRGM. Notice explicative par J.M. Joubert *et al.* (1992), 55 p.

KORNPROBST J.N., BARD J.P., BRIAND B., CANTAGREL J.M., GUITARD G., KIENAST J.R., LASNIER B., LE CORRE C., SANTALLIER D. (1980) — Le métamorphisme en France. In A. Autran et J. Dercourt édit. : « Évolutions géologiques de la France ». 26^e Congr. géol. int., coll. C7, Paris 1980. Mém. BRGM, 107, p. 161-189.

LA ROCHE H. (de), LE TERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) — A classification of volcanoplutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geol.*, 29, p. 183-210.

LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOCH J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. V, n° 4, p. 605-618.

LE TOUZÉ DE LONGUEMAR A. (1870) – Étude géologiques sur le département de la Vienne. Première partie : description physique et géologique du département. Poitiers : Dupré édit., 496 p.

LE TOUZÉ DE LONGUEMAR A. (1872) – Études géologiques sur le département de la Vienne. Deuxième partie : rapport sur la géologie avec la culture et l'industrie du département. Poitiers : Dupré édit., 452 p.

MALAVIELLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M., GARDIEN V. (sous presse) – Collapse of the thickened variscan crust in the Massif Central : Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Étienne Upper Carboniferous basin.

MATTAUER M., BRUNEL M., MATTE P. (1988) – Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif central français. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 306, p. 671-676.

MOURIER J.P. (1983) – Le versant parisien du seuil du Poitou, de l'Hettanien au Bathonien. Stratigraphie, sédimentologie, caractères paléontologiques, paléogéographie. Thèse 3^e cycle, Poitiers.

MOURIER J.P., GABILLY J. (1985) – Le Lias et le Dogger au Sud-Est du seuil du Poitou ; tectonique synsédimentaire, paléogéographie. *Géologie de la France*, n° 3.

MOURIER J.P., PEIFFER M.T., FLOCH J.P. (1989) – Carte géol. France (1/50 000), feuille L'Isle-Jourdain (638). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.P. Mourier *et al.* (1989), 73 p.

PEIFFER M.T. (1985) – La ligne tonalitique du Limousin, sa composition, sa signification, son implication dans la structuration varisque du Limousin. Thèse État, Limoges.

PIBOULE M. (1979) – L'origine des amphibolites : approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif central français. Thèse État, Lyon.

PIN C. (1979) – Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphanienues de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3^e cycle, Montpellier, 193 p.

RANCHIN G. (1970) – La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord Limousin. Thèse État, Nancy.

RASPLUS L. (1978) – Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. Thèse État, Orléans.

SANTALLIER D., FLOC'H 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, II, p. 1419-1424.

SANTALLIER D., FLOC'H J.P., GUILLOT P.L. (1978) – Quelques aspects du métamorphisme dévonien en Bas-Limousin (Massif central, France). *Bull. Soc. fr. minéral. cristallogr.*, vol. 101, n° 1, p. 77-88.

STEINBERG M. (1967) – Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou (sidérolithique des auteurs). Thèse État, Paris-Sud (Orsay).

VENDEVILLE B. (1984) – Étude de la coupe de la carrière du Pont-de-Lanseau, Limousin occidental. Rapport de D.E.A., Paris-Sud (Orsay).

Carte géologique de la France à 1/80 000

– Feuille *Poitiers* (n° 143) : 1^{re} édition (1885), par G. Rolland ; 2^e édition (1940), par J. Goguel, E. Raguin, P. Gillard ; 3^e édition (1969), modifications partielles de la 2^e édition par M. Chenevoy *et al.*

– Feuille *Confolens* (n° 154) : 1^{re} édition (1898), par L. de Launay, J. Welsch ; 2^e édition (1964), par M. Chenevoy, J. Gabilly.

Cartes diverses

– Carte géologique et agronomique du département de la Vienne à 1/60 000 (1866), par A. Le Touzé de Longuemar.

– Carte départementale des terres agricoles, feuille Bellac à 1/50 000 (1986). D.D.A. de la Haute-Vienne.

– Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille Bordeaux (1983). BRGM édit.

– Carte des gisements de fer de la France (1962).

– Minutes géologiques inédites à 1/50 000 du massif dioritique de Saint-Barbant, par M.T. Peiffer, université de Limoges.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés à l'agence régionale Poitou-Charente, 14, rue Gambetta, 86000 Poitiers ; à l'agence régionale Limousin, rue Henri-Giffard, 87280 Limoges ; ou au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

De nombreux échantillons pétrologiques ou paléontologiques et des lames minces provenant du territoire de la feuille sont conservés dans les collections des universités de Poitiers et Limoges :

- au laboratoire de géologie stratigraphique et structurale, faculté des sciences, 40, avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers,
- au laboratoire de géologie régionale et appliquée, faculté des sciences, 123, avenue Albert-Thomas, 87060 Limoges Cedex.

AUTEURS

La partie de la notice décrivant le socle cristallin a été rédigée par J.P. FLOC'H, maître de conférences à l'université de Limoges ; celle relative aux terrains sédimentaires par J.M. JOUBERT, ingénieur géologue au BRGM.

Le chapitre « Hydrogéologie » a été rédigé par J.P. FLOC'H à partir de documents fournis par J. CONSTANS, ingénieur géologue au BRGM ; et le chapitre « Gîtes minéraux » par J.P. FLOC'H avec la collaboration de G. MAURIN, ingénieur géologue au BRGM, et de P. BRUNETON, ingénieur géologue à la COGEMA (mission Limousin).

Présentation au CCGF : 20 novembre 1990

Acceptation de la carte et de la notice : 28 novembre 1991

Impression de la carte : 1993

Impression de la notice : avril 1993

ANNEXES
ANALYSES CHIMIQUES

Liste des analyses chimiques de roches totales, éléments majeurs

Unité de la Gartempe

● **Formations paradérivées**

micaschistes finement rubanés : 1, 2.

● **Formations volcano-sédimentaires**

– *Formation du Giltrix*

quartzites feldspathiques à biotite : 3, 4, 5.

– *Formation de Bussière-Poitevine*

métatufs mésocrates andésitiques : 6, 7, 11, 12, 13, 14, 15.

– *Formation de Darnac*

quartzoleptynites leucocrates felsitiques : 8, 9.

quartzite blanc : 10.

● **Formations volcano-plutoniques**

orthogneiss de Saint-Bonnet-de-Bellac : 20, 21, 22.

Amphibolites

amphibolite rubanée : 16.

amphibolite banale : 17.

métagabbro amphibolitisé : 18.

Massif dioritique de Saint-Barbant

monzodiorites quartzifères d'Oradour-Fanais : 23, 24, 25, 26, 27, 28.

diorites quartziques de Saint-Barbant : 29, 30, 31, 32, 33.

hornblendite : 34.

enclave basique dans la granodiorite d'Adriers : 35.

Massif ultrabasique de Miaumande

serpentinite : 36.

Massif granodioritique d'Oradour-Saint-Genest

granodiorite à biotite : 37.

granite à cordiérite : 38.

Massif granodioritique d'Adriers

granodiorite : 39.

Localisation des analyses chimiques

1 : X = 490,60 Y = 2 140,95	2 : X = 490,65 Y = 2 140,95	3 : X = 477,60 Y = 2 137,95
4 : X = 476,40 Y = 2 137,80	5 : X = 490,63 Y = 2 140,95	6 : X = 497,95 Y = 2 128,43
7 : X = 491,05 Y = 2 140,70	8 : X = 491,15 Y = 2 140,60	9 : X = 492,80 Y = 2 135,05
10 : X = 495,15 Y = 2 135,85	11 : X = 492,10 Y = 2 136,90	12 : X = 491,10 Y = 2 140,65
13 : X = 491,10 Y = 2 140,65	14 : X = 501,05 Y = 2 124,35	15 : X = 491,70 Y = 2 136,90
16 : X = 484,80 Y = 2 133,35	17 : X = 495,85 Y = 2 128,95	18 : X = 494,30 Y = 2 127,90
19 : X = 488,15 Y = 2 129,10	20 : X = 493,75 Y = 2 130,10	21 : X = 498,40 Y = 2 126,90
22 : X = 495,85 Y = 2 128,95	23 : X = 479,20 Y = 2 132,30	24 : X = 475,50 Y = 2 126,50
25 : X = 480,00 Y = 2 127,60	26 : X = 477,30 Y = 2 129,20	27 : X = 479,00 Y = 2 129,70
28 : X = 480,00 Y = 2 133,20	29 : X = 482,00 Y = 2 130,70	30 : X = 484,50 Y = 2 128,50
31 : X = 485,80 Y = 2 131,30	32 : X = 480,00 Y = 2 134,20	33 : X = 478,10 Y = 2 138,20
34 : X = 485,75 Y = 2 132,10	35 : X = 476,80 Y = 2 138,90	36 : X = 497,95 Y = 2 136,55
37 : X = 496,25 Y = 2 139,45	38 : X = 502,50 Y = 2 139,35	39 : X = 476,75 Y = 2 138,90

Analyses nouvelles effectuées au BRGM ; à l'exception des analyses n° 23 à 32 in M.T. Peiffer (1985).

Analyses chimiques de roche totale, éléments majeurs

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	64,40	65,20	65,60	66,00	63,70	50,30	49,40	69,10
Al ₂ O ₃	16,63	16,04	15,30	14,28	15,55	15,20	19,39	15,00
Fe ₂ O _t	6,02	5,76	6,04	6,83	5,85	10,27	10,14	3,37
TiO ₂	0,80	0,81	0,82	0,94	0,77	1,39	1,24	0,44
Mno	0,11	0,08	0,09	0,10	0,13	0,15	0,16	0,10
CaO	0,82	0,81	3,13	3,76	3,25	11,02	7,99	3,23
MgO	2,11	2,21	2,41	2,45	2,74	7,26	4,44	1,40
Na ₂ O	2,23	2,17	3,32	3,30	4,01	2,86	3,44	3,95
K ₂ O	3,33	3,12	1,62	1,25	1,79	0,16	1,23	1,56
P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,13	0,13	0,16	0,14	0,23	0,13
P.Feu	2,72	2,80	1,68	1,15	1,59	0,95	1,49	1,11

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	62,70	89,30	50,50	50,30	49,20	49,80	48,50	50,80
Al ₂ O ₃	16,85	05,67	16,09	19,83	15,59	16,48	17,75	13,48
Fe ₂ O _t	5,26	0,58	10,56	9,38	9,55	7,03	6,71	14,35
TiO ₂	0,94	0,10	1,45	1,07	1,07	0,72	0,62	1,92
Mno	0,11	0,02	0,16	0,14	0,16	0,11	0,11	0,17
CaO	4,61	0,45	11,10	9,31	11,57	11,50	12,10	8,19
MgO	2,49	0,20	4,34	3,91	8,67	8,60	9,55	6,56
Na ₂ O	4,59	2,00	2,39	2,91	1,71	3,01	1,87	2,95
K ₂ O	0,74	0,76	1,24	1,40	0,47	0,18	0,29	0,24
P ₂ O ₅	0,26	0,05	0,16	0,17	0,22	0,10	0,09	0,15
P.Feu	1,09	0,46	1,79	0,98	1,64	1,98	1,71	1,06

	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	49,80	43,70	41,50	54,00	68,00	61,40	57,90	57,17
Al ₂ O ₃	17,38	16,74	14,75	17,91	15,60	14,60	17,08	17,05
Fe ₂ O _t	8,97	14,39	16,60	9,78	3,92	6,64	6,69	6,77
TiO ₂	0,99	1,25	2,06	1,38	0,59	0,92	0,86	0,83
Mno	0,20	0,17	0,17	0,17	0,10	0,13	0,13	0,20
CaO	9,50	11,34	10,18	7,36	3,38	6,53	5,48	5,70
MgO	6,69	7,56	10,24	3,13	1,36	3,77	2,72	2,86
Na ₂ O	3,11	1,89	1,71	3,18	4,79	3,02	3,52	3,46
K ₂ O	1,42	0,57	1,00	1,15	1,40	0,88	4,10	3,19
P ₂ O ₅	0,15	0,09	0,07	0,18	0,15	0,15	0,33	0,27
P.Feu	1,91	1,78	2,01	0,81	1,10	1,97	0,42	1,05

Analyses chimiques de roche totale, éléments majeurs (suite)

	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	56,10	58,50	57,81	55,06	60,79	60,48	60,00	61,65
Al ₂ O ₃	17,16	17,78	16,81	17,31	16,51	16,76	17,60	16,20
Fe ₂ O ₃	7,35	7,02	6,71	7,25	6,60	5,89	6,45	6,06
TiO ₂	0,85	0,80	0,85	0,86	0,87	0,79	0,68	0,79
Mno	0,15	0,20	0,14	0,20	0,14	0,10	0,13	0,12
CaO	6,30	6,12	5,68	6,49	5,61	5,40	5,80	5,00
MgO	3,20	3,07	2,93	3,20	2,54	2,60	2,87	2,48
Na ₂ O	3,48	3,41	3,26	3,41	3,57	3,46	3,55	3,43
K ₂ O	3,31	3,65	3,84	3,01	1,92	2,11	1,93	2,24
P ₂ O ₅	0,30	0,32	0,26	0,30	0,23	0,19	0,20	0,17
P.Feu	0,70	0,92	1,09	0,95	0,76	0,92	1,00	0,91

	33	34	35	36	37	38	39
SiO ₂	53,00	43,70	52,10	43,20	63,60	68,00	64,80
Al ₂ O ₃	16,30	14,86	15,06	3,11	16,64	16,47	16,74
Fe ₂ O ₃	10,47	12,81	8,76	8,46	4,94	5,36	4,72
TiO ₂	1,05	1,47	0,92	0,08	0,81	0,79	0,47
Mno	0,17	0,16	0,16	0,14	0,07	0,07	0,11
CaO	8,04	10,97	8,01	5,59	2,79	0,87	4,29
MgO	5,01	10,96	7,10	29,90	2,59	1,51	2,34
Na ₂ O	2,86	1,71	2,32	0,10	2,68	1,57	3,33
K ₂ O	1,38	1,01	2,28	0,05	3,70	3,34	2,15
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,25	0,05	0,25	0,13	0,14
P.Feu	2,05	2,63	2,43	2,46	1,35	1,90	1,41

LÉGENDE DU SCHÉMA STRUCTURAL

Couverture sédimentaire

1 : Lias et Tertiaire

Granitoïdes postmétamorphes

2 : leucogranites

3 : granites d'anatexie

4 : granodiorites alumineuses

5 : granodiorites calco-alcalines

6 : diorites

Formations métamorphiques

Unité de Mézières

7 : paragneiss plagioclasiques

8 : paragneiss anatectiques

9 : orthogneiss

Unité de la Gartempe

10 : quartzites feldspathiques sombres

11 : micaschistes et quartzomicaschistes

12 : tufs andésitiques et basiques

13 : quartzoleptynites de Darnac

14 : orthogneiss de Saint-Bonnet

Unité de Lanneau

15 : orthogneiss et paragneiss métatectiques

16 : diatexites essentiellement orthodérivées

Métamorphisme

17 : zone à sillimanite + muscovite

18 : zone à sillimanite + feldspath potassique

19 : migmatites, métatexites

20 : migmatites, diatexites

21 : zones rétromorphiques

22 : métamorphisme de contact

Symboles structuraux

23 : cisaillement dextre

24 : attitude de la foliation

25 : linéation minérale ou linéation d'étirement

26 : foliation et linéation associées

27 : linéation horizontale

28 : contact anormal peu penté

29 : contact anormal vertical

30 : tracé des coupes géologiques

