

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

BRESSUIRE

BRESSUIRE

La carte géologique à 1/50 000
BRESSUIRE est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
au Nord-Ouest : CHOLET (N° 118)
au Sud-Ouest : LA ROCHE-SUR-YON (N° 130)
au Nord-Est : SAUMUR (N° 119)
au Sud-Est : BRESSUIRE (N° 131)

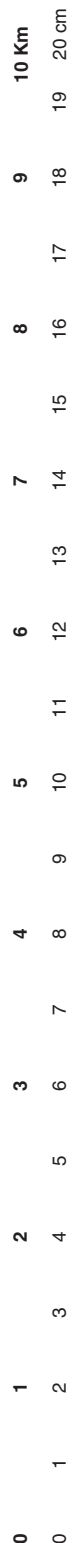
par

P. ROLIN, J.-C. AUDRU, D. PONCET,
D. THIÉBLEMONT, C. GUERROT,
A. COCHERIE, G. FARJANEL,
D. FAUCONNIER, Y. LEMORDANT,
C. SOYER

| | | |
|--------------|------------|------------------|
| Cholet | Vihiers | Montreuil-Bellay |
| Les Herbiers | BRESSUIRE | Thouars |
| Chantonay | Moncoutant | Parthenay |

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

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



Échelle 1/50 000

COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : J.-P. BARBEY,
T. BAUDIN, M. BRUNEL, J.-L. DURVILLE, M. FAURE,
D. GRANDPERRIN, P. GUENNOC, F. GUILLOCHEAU,
F. HANOT, P. LEDRU, J. LE MÉTOUR, J. MARCOUX,
D. MARQUER, P. NEHLIG, P. ROSSI, J. THIERRY, D. VASLET,
R. WYNS

Les recommandations pour faire référence à ce document
se trouvent en page 2 de la notice

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

par

**P. ROLIN, J.-C. AUDRU, D. PONCET, D. THIÉBLEMONT,
C. GUERROT, A. COCHERIE, G. FARJANEL,
D. FAUCONNIER, Y. LEMORDANT, C. SOYER**

**avec la collaboration de
P. DOMINIQUE**

2004

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : ROLIN P., AUDRU J.-C., PONCET D., PAPIN H., JOUSSEAUME S., MAILLARD A. (2004) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Bressuire** (538). Orléans : BRGM. Notice explicative par Rolin P., Audru J.-C., Poncet D., Thiéblemont D., Guerrot C., Cocherie A., Farjanel G., Fauconnier D., Lemordant Y., Soyer C., Dominique P. (2004). 112 p.

– *pour la notice* : ROLIN P., AUDRU J.-C., PONCET D., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., COCHERIE A., FARJANEL G., FAUCONNIER D., LEMORDANT Y., SOYER C., DOMINIQUE P. (2004) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Bressuire** (538). Orléans : BRGM, 112 p. Carte géologique par Rolin P., Audru J.-C., Poncet D., Papin H., Jousseau S., Maillard A. (2004).

© BRGM, 2006. 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 : 2-7159-1538-1

SOMMAIRE

| | Pages |
|---|-----------|
| RÉSUMÉ | 8 |
| ABSTRACT | 10 |
| INTRODUCTION | 13 |
| <i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i> | 13 |
| <i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i> | 13 |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> | 15 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 15 |
| <i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i> | 15 |
| Ensemble I : migmatites et granitoïdes d'anatexie de l'unité nord du Haut-Bocage | 15 |
| Ensemble II : formations du Protérozoïque supérieur à Cambrien de l'unité sud du Haut-Bocage | 19 |
| Ensemble III : formations métavolcaniques et microgranitiques de Thouars de l'unité du Choletais | 24 |
| <i>INTRUSIONS MAGMATIQUES</i> | 27 |
| Les magmas calco-alcalins | 27 |
| Les magmas peralumineux | 31 |
| <i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i> | 47 |
| Formations d'altération | 47 |
| Formations sédimentaires | 55 |
| <i>LES FAILLES RÉGIONALES</i> | 60 |
| Les failles de direction armoricaine | 61 |
| Les failles de direction sub-E-W | 65 |
| Les failles tardives NE-SW | 67 |
| CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES | 67 |
| <i>DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES ET CONDITIONS D'ÉVOLUTION DES UNITÉS MÉTAMORPHIQUES</i> | 67 |
| Formations du Protérozoïque supérieur et du Cambrien de l'unité sud du Haut-Bocage | 67 |
| Formations migmatitiques de l'unité nord du Haut-Bocage | 67 |
| Formation volcano-granitique de Thouars | 68 |

| | |
|---|----|
| <i>ORIGINE ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS</i> | |
| <i>PLUTONIQUES</i> | 68 |
| Le massif ordovicien de Pouzauges | 68 |
| Les massifs de gabbros de Brétignolles et de la Morinière | 69 |
| Le massif du Pin | 69 |
| Les granites à biotite du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé | 75 |
| Les leucogranites du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé | 76 |
| Le massif de Bressuire | 80 |
| ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE | 81 |
| <i>DÉFORMATION DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i> | 81 |
| Formations du Protérozoïque supérieur et du Cambrien de l'unité sud du Haut-Bocage | 81 |
| Formations migmatitiques de l'unité nord du Haut-Bocage | 82 |
| Formation volcano-granitique de Thouars | 82 |
| <i>DÉFORMATIONS POST-SOLIDUS DES INTRUSIONS</i> | 85 |
| Le massif des Aubiers – Gourgé | 85 |
| Le massif de Bressuire | 85 |
| SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE | 86 |
| <i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION</i> | 86 |
| Évolution sédimentaire et magmatique anté-tectonique | 86 |
| Tectonique syn-métamorphisme hercynienne | 86 |
| Dislocation de la Vendée par les failles de la branche vendéenne de la Zone de cisaillement sud-armoricaine au Carbonifère | 87 |
| Magmatismes carbonifères associé à la tectonique transcurrente | 88 |
| Déformations tardives | 89 |
| GÉODYNAMIQUE RÉCENTE | 89 |
| <i>TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE</i> | 89 |
| <i>NÉOTECTONIQUE</i> | 90 |
| <i>SISMICITÉ</i> | 90 |
| <i>DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES RÉGIONALES ACTUELLES</i> | 91 |

| | Pages |
|---|------------|
| GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT | 91 |
| <i>OCCUPATION DU SOL</i> | 91 |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i> | 94 |
| <i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i> | 96 |
| <i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i> | 96 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 96 |
| <i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i> | 96 |
| <i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> | 96 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 97 |
| AUTEURS DE LA CARTE | 102 |
| AUTEURS DE LA NOTICE | 102 |
| ANNEXES | 104 |
| <i>GÉOCHRONOLOGIE</i> | 104 |
| Datation radiométrique d'un échantillon de la Granodiorite des Vallières par la méthode U-Pb (échantillon VJ-55) | 104 |
| Datation radiométrique d'un échantillon du Leucogranite de la Grellière sur monazites (échantillon VJ-63) | 105 |
| <i>GÉOCHIMIE</i> | 105 |
| Géochimie des massifs de gabbros de Brétignolles et de la Morinière | 105 |
| Géochimie du massif du Pin | 106 |
| Géochimie des granites à biotite du massif de Moulins-les Aubiers-Gourgé | 106 |
| Géochimie des leucogranites du massif de Moulins-les Aubiers-Gourgé | 109 |
| Géochimie des leucogranites du massif de Bressuire | 109 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|---|------------|
| Fig. 1 - Schéma structural du Haut-Bocage vendéen | hors-texte |
| Fig. 2 - Carte schématique de la feuille Bressuire | hors-texte |
| Fig. 3 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés de la Granodiorite des Vallières | 35 |

| | | |
|-----------|--|-----|
| | (échantillon VJ-55) | |
| Fig. 4 - | Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la Granodiorite des Vallières (échantillon VJ-55). Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau 1 | 36 |
| Fig. 5 - | Datation radiométrique d'un échantillon (VJ-63) de Leucogranite de la Grellière, à l'aide d'un diagramme isochrone U/Pb = f(Th/Pb) | 44 |
| Fig. 6 - | Allure schématique d'un profil d'altération sur granites ou granitoïdes | 51 |
| Fig. 7 - | Coupe du sondage-tarière réalisé à Chambroutet (Indice BSS n° 05388X0023) | 56 |
| Fig. 8 - | Spectres multi-élémentaires (normés au manteau primordial) des gabbros du massif de Brétignolles (VI-78 a et b) et du massif de la Morinière (VI-39). Ils sont comparés aux spectres du Gabbro de Massais, du Basalte de Beaupréau de la série des Mauges et à la Diorite du Châtillonnais | 73 |
| Fig. 9 - | Position des Granites du Pin et de Moulins-les Aubiers-Gourgé dans le diagramme P-Q de nomenclature chimique de Debon et Le Fort (1982) | 74 |
| Fig. 10 - | Spectres multi-élémentaires (normés au manteau primordial) des granites du massif de Moulins-les Aubiers-Gourgé | 77 |
| Fig. 11 - | Position des faciès chimiques (granodiorite et monzogranites à biotite : MA1, MA2 et MA3 – leucogranites à deux micas : Lg1, Lg2 et Lg3) définis dans le massif granitique de Moulins-les Aubiers-Gourgé dans les diagrammes de typologie chimique de (a) de La Roche <i>et al.</i> (1980) et de (b) Debon et Le Fort (1982), d'après Cuney <i>et al.</i> (1992) (gd : granodiorite ; ad : adamellite ; g : granite) | 78 |
| Fig. 12 - | Spectres multi-élémentaires (normés au manteau primordial) des gabbros du massif du Pin (échantillons VI-33, VI- 42 et VI- 43) | 108 |

LISTE DES TABLEAUX

| | | |
|-----------|--|-------------------|
| Tabl. 1 - | Âges de diverses intrusions varisques en Vendée et dans le Choletais, tenant compte des intervalles d'erreur. L'échelle chronologique est celle de Odin et Odin (1990). Les âges utilisés figurent | hors-texte |
|-----------|--|-------------------|

| | Pages |
|--|----------------|
| dans le tableau 2 | |
| Tabl. 2 - Âges de diverses intrusions varisques en Vendée et dans le Choletais du tableau 1 | 16 |
| Tabl. 3 - Corrélations entre les phases tectoniques des différentes formations métamorphiques du Haut-Bocage vendéen | 20 |
| Tabl. 4 - Résultats analytiques pour les zircons de la Granodiorite des Vallières (échantillon VJ-55) | 34 |
| Tabl. 5 - Analyses à la microsonde électronique sur monazites d'un échantillon (VJ-63) du Leucogranite de la Grellière. Le nombre de points retenus pour les calculs est indiqué entre parenthèses | 43 |
| Tabl. 6 - Analyses géochimiques d'échantillons prélevés sur la feuille Bressuire dans le cadre des présents levés | 50 |
| Tabl. 7 - Résumé des sondages effectués par le BRGM dans le cadre des présents levés. Coordonnées X et Y en Lambert II étendu, Z-sol et épaisseur en mètres. Les sondages ont été réalisés avec la tarière Bonne-Espérance du BRGM | 52 à 54 |
| Tabl. 8 - Déterminations des microflores et de leur âge possible à partir des échantillons prélevés dans les sondages | 70-71 |
| Tabl. 9 - Composition moyenne des faciès chimiques définis dans le massif granitique de Moulins-les Aubiers-Gourgé, d'après Cuney <i>et al.</i> (1992) | 72 |
| Tabl. 10 - Caractéristiques des épices historiques sélectionnés (d'après la base « SisFrance », BRGM, 1998) | 92 |
| Tabl. 11 - Caractéristiques des hypocentres de la sismicité instrumentale (d'après la base « SisFrance », BRGM, 1998) | 92 |
| Tabl. 12 - Caractéristiques du mécanisme au foyer déterminé sur la feuille Bressuire (Grellet <i>et al.</i> , 1993) | 93 |

RÉSUMÉ

L'histoire géologique de la région de Bressuire débute dès la fin du Protérozoïque supérieur (Briovérien) par une sédimentation détritique et volcano-détritique. Cette sédimentation se poursuit jusqu'au Cambrien.

Au Cambrien et à l'Ordovicien, la région appartient à une marge continentale en distension caractérisée : 1) au Cambrien, par la mise en place du complexe volcano-plutonique bimodal de Thouars, dans le Choletais, et 2) à l'Ordovicien, par la mise en place du massif calco-alcalin de Pouzauges, intrusif dans les grès argileux du Haut-Bocage, qu'il métamorphise à son contact. Aucun phénomène géologique n'est enregistré dans cette région avant le Dévonien supérieur.

Au Dévonien supérieur, la convergence varisque commence à affecter le Haut-Bocage. Trois phases tectoniques souples déforment les terrains de la feuille Bressuire : elles sont sub-homoaxiales, appartiennent vraisemblablement au même continuum de déformation syn-métamorphique et résultent d'un serrage de direction approximative méridienne.

La première phase D1 laisse peu de trace : une schistosité S1. La seconde phase D2, est responsable de la structuration principale de la région. Elle est caractérisée par des plis P2 de direction proche de E-W sur l'ensemble des formations lithologiques ; ces plis sont synschisteux (S2), dissymétriques et déversés. Un métamorphisme faible à moyen dans l'unité sud du Haut-Bocage et fort dans l'unité nord du Haut-Bocage, accompagne ces déformations ; une anatexie syn-D1-D2 produit les migmatites de Mauléon-le Peux et de la Tessouale. La troisième phase D3, développe des plis régionaux P3 de direction N90 et une schistosité de crénulation Sc3 verticale, synchrone de la fin du métamorphisme. Cette déformation pourrait être contemporaine de la mise en place des granites du massif de Moulins-les Aubiers-Gourgé, datée du Viséen moyen.

Les massifs de gabbros de Brétignolles et de la Morinière dans l'unité sud du Haut-Bocage appartiennent également à la fin de cette phase.

La formation volcano-plutonique de Thouars, actuellement accolée au Haut-Bocage vendéen, échappe à cette tectonique hercynienne et au métamorphisme ; les déformations et le métamorphisme de cette formation sont liés au fonctionnement de la faille de Cholet.

Le massif du Pin, d'âge inconnu, se met en place dans les micaschistes déformés de Cirière ; aucun indice de métamorphisme n'est observé. Ce massif pourrait dériver en partie de la fusion de metabasites du complexe de Champtoceaux (situées sous l'unité sud du Haut-Bocage ?).

Une tectonique transcurrente, surtout dextre, succède à la tectonique souple. Trois grandes périodes de décrochement sont distinguées.

Au cours du Dinantien, la région est disloquée par de grands accidents crustaux dextres de la Zone de cisaillement sud-armoricaine. Ces décrochements découpent la Vendée septentrionale en grandes unités

structurales au Tournaisien–Viséen inférieur, puis guident au moins partiellement l'ascension de batholites granitiques au Viséen moyen (âge probable de mise en place des granites à biotite de la région). Le batholite le plus important est celui de Moulins–les Aubiers–Gourgé. Il comporte trois granites à biotite différents, non cogénétiques, qui pourraient dériver de la fusion des micaschistes des Mauges (sous-jacents au Haut-Bocage ?), contaminés par des magmas mantelliques. Ces magmas sont injectés en lames dans les migmatites et cisailés en dextre à l'état visqueux. L'activité magmatique s'achève au Viséen moyen-supérieur par l'injection de magmas plus évolués : les Leucogranites de Saint-Clémentin et de la Grellière.

Les failles de Cholet, Nueil-sur-Argent, et de Mauléon–Bressuire pourraient être l'expression en surface d'un accident profond lithosphérique à convexité nord-est. Le fonctionnement transtensif dextre de ces failles a probablement contrôlé l'ascension des migmatites et des magmas de l'unité nord du Haut-Bocage.

Au cours du Viséen moyen à supérieur, une activité transcurrente senestre, mineure, réactive les failles E-W, dont celle de la Madoire et celle de la Verrie sur la feuille Les Herbiers. Cette activité détermine la mylonitisation des granites à biotite du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé (et des granites du massif de Mortagne sur la carte Les Herbiers), et favorise l'ascension du Leucogranite de la Grellière, déformé pendant sa mise en place. Ce fonctionnement senestre aurait également réactivé la faille NW-SE de Mauléon–Bressuire.

La compression responsable de ces cisaillements senestres aurait enfin induit le fonctionnement inverse senestre de la faille de Nueil-sur-Argent et un cisaillement tangentiel ductile à vergence nord à nord-est à l'interface entre le massif de Bressuire et son encaissant.

Les activités dextres et senestres seraient donc presque contemporaines de l'ascension des granites à biotite et des leucogranites. Ces activités ont pu être conjuguées et contrôlées par un raccourcissement de direction approximative NE-SW.

Au cours du Carbonifère supérieur, une activité dextre tardive remobilise une partie des failles régionales de direction armoricaine, à l'exception de la faille de Cholet. Cette activité a provoqué une bréchification des terrains ; la faille de Mauléon–Bressuire décale les failles de la Madoire et de la Verrie vraisemblablement alignées. Des fractures E-W à N70 sont réactivées en failles normales : le jeu de la faille de la Morinière provoque l'enfoncement relatif des terrains métamorphiques de l'unité sud du Haut-Bocage par rapport aux Migmatites de Mauléon–le Peux.

L'évolution post-hercynienne est connue grâce aux formations superficielles.

Dans ce secteur, la période infra-cénomaniennne est une période d'altération des roches de socle sous des climats chauds et humides (altération lessivante). Cette altération se traduit par le développement d'un

épais manteau d'altérites dont il subsiste encore des profils reconnus en sondages sur plus de 20 m, et par des cailloutis à silex et à quartz. Le Cénomaniens correspond au dépôt d'argiles noires de nature continentale, reconnues uniquement en sondages.

La période allant du Crétacé supérieur au Paléocène correspond à l'érosion et parfois au décapage des altérites et des argiles noires. Les profils préservés le sont à la faveur de dépressions du paléo-relief. Certaines failles hercyniennes sont réactivées par des fonctionnements transtensifs. Les premiers mouvements ont lieu sur les failles de direction armoricaine (NW-SE), décalant la surface d'altération antécénomaniens de 50 m.

À l'Éocène inférieur, les cailloutis sont à nouveau altérés et des silicifications pédogénétiques se mettent en place. Les silicifications d'âge supposé éocène moyen ne semblent pas faillées, alors les failles les plus tardives de la région ont fini de fonctionner après le Cénomaniens.

Pour la période actuelle, les données de sismicité historique et instrumentale témoignent d'une activité néotectonique faible, tant en intensité-magnitude des séismes, qu'en fréquence des secousses. Le contexte sismotectonique de la feuille Bressuire est cohérent avec un régime de déformation transtensif comparable au reste du Massif armoricain.

ABSTRACT

The geological history of Bressuire region began at the end of the Late Proterozoic (Brioverian) with a clastic and volcanoclastic sedimentation that continued until the Cambrian. From Cambrian to Ordovician times, the region formed part of an extensional continental margin characterized by 1) emplacement of the bimodal Thouars volcano-plutonic complex in the Cholet region during the Cambrian, and 2) emplacement of the Pouzauges calc-alkaline massif that intruded the Haut-Bocage clayey sandstone, giving rise to a contact metamorphism, during the Ordovician. No further geological event is recorded in the area before the Late Devonian.

It was during the Late Devonian that Variscan convergence began in the Haut-Bocage region. Three phases of fold tectonism deformed the rocks of the Bressuire map area. They are all sub-homoaxial probably belonging to a same syn-metamorphic deformation continuum and resulting from a roughly N-S tightening.

The only trace remains of the first phase (D1) is an S1 foliation. The second phase (D2), which was responsible for the main structuring of the region, is characterized by roughly E-W folds (P2) in all the lithological formations; they are syn-schistose (S2), asymmetrical and overturned. The metamorphism accompanying this deformation was medium in the southern Haut-Bocage unit and strong in the northern Haut-Bocage unit; a syn D1-D2 anatexis gave rise to the Mauléon-le Peux and Tessoul migmatites. The third phase (D3) developed regio-

nal P3 folds striking N90° and a vertical crenulation cleavage (Sc3), synchronous with the end of the metamorphism. This deformation could have been contemporaneous with the emplacement of the granites of the Moulins-Les Aubiers-Gourgé massif, dated as middle Viséan. The Brétignolles and La Morinière gabbro in the southern Haut-Bocage unit also belong to the end of this phase.

The Thouars volcano-plutonic formation, currently contiguous with the Haut-Bocage of Vendée, escaped this Hercynian tectonism and metamorphism. The deformation and metamorphism in this formation are related to the movements of the Cholet Fault.

The Pin massif, of unknown age, was emplaced in the deformed Cirière mica schist; no sign of metamorphism is seen. The massif may thus be derived in part from melting of Champtoceaux Complex metabasite (located below the southern Haut-Bocage unit?).

A transcurrent tectonism, mainly dextral, followed the fold tectonism. Three major periods of strike-slip movement are distinguished.

During the Dinantian, the region was dissected by major dextral crustal faults of the South Armorican Shear Zone. These strike-slip faults cut the southern Vendée into large structural units during the Tournaisian-Early Viséan, then guided (at least partly) the rise of granite batholiths during the Middle Viséan (probable emplacement age the biotite granites in the region). The largest batholith is the Moulins-Les Aubiers-Gourgé batholith, which contains three different non-cogenetic biotite granites that may be derived from melting of the Mauges mica schist (underlying the Haut-Bocage?) with contamination by mantle magmas. The magmas would have been injected as sheets in the migmatites and dextrally sheared in the viscous state. The magmatic activity ended during the Middle-Late Viséan with the injection of more evolved magmas: the Saint-Clémentin and La Grellière leucogranites.

The Cholet, Nueil-sur-Argent, and Mauléon-Bressuire fault could be the surface expression of a deep lithospheric fault with a NE convexity. The dextral transtensional movement of these faults probably controlled the rise of the migmatites and magmas of the northern Haut-Bocage unit.

During the Middle to Late Viséan, the region was subject to minor sinistral transcurrent activity that reactivated the E-W faults, including the Madoire Fault and the Verrie Fault in the Les Herbiers map area. This activity caused mylonitization of the biotite granites in the Moulins-Les Aubiers-Gourgé massif (and also of the granites in the Mortagne massif in the Les Herbiers map area), and favoured the rise of the La Grellière leucogranite, deformed during its emplacement. The sinistral movement would also have reactivated the NW-SE Mauléon-Bressuire Fault.

The compression responsible for these sinistral shears would, finally, have induced the reverse sinistral movement of the Nueil-sur-Argent Fault and a ductile tangential shear with a NE vergence at the contact

between the Bressuire massif and the country rock.

These dextral and sinistral movements, which would have been almost contemporaneous with the rise of the biotite granites and leucogranites, could have been conjugate and controlled by an approximate NE-SW shortening.

During the Late Carboniferous, a late dextral activity remobilized part of the regional faults with an Armorican direction (although not the Cholet Fault). This resulted in cataclasis ; the Mauléon–Bressuire Fault offset the Madoire and Verrie faults that were probably originally aligned, and E-W to N70° fractures were reactivated as normal faults – the throw of the Morinière Fault caused a relative sinking of the metamorphic rocks of the southern Haut-Bocage unit with respect to the Mauléon-le Peux migmatites.

The post-Hercynian history is known from the surficial formations.

The infra-Cenomanian period in the area was one of basement rock weathering (leaching) under a hot and humid climate. This is indicated by the development of a thick mantle of alterite over 20 m thick where intersected in boreholes, and by flint and quartz gravel. The Cenomanian saw the deposition of continental black shale, found only in boreholes.

The Late Cretaceous to Paleocene period was one of erosion, and in places stripping, of the alterites and black shale. The preserved profiles reflect depressions in the paleorelief. In addition, certain Hercynian faults were reactivated by transtensional movements, the first of these being faults with an Armorican direction (NW-SE), offsetting the pre-Cenomanian weathering surface by 50 m.

During the Early Eocene, the gravel was further weathered and pedogenic silification occurred. Silicification of assumed Middle Eocene age does not appear to be faulted, so the latest faulting in the region ceased after the Cenomanian.

As for the current period, historical and instrumental seismic data indicate weak neotectonic activity in terms of both intensity-magnitude and tremor frequency. This seismotectonic context of the Bressuire map area is consistent with a regime of transtensional deformation comparable with the rest of the Armorican Massif.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Bressuire s'étend au Nord du département des Deux-Sèvres, entre Cerizay et Saint-Sauveur-de-Givren-en-Mai. Il correspond à deux régions de 210 et de 140 m d'altitude moyenne, approximativement séparées par la faille de Mauléon-Bressuire, recoupant la carte en diagonale. Au Sud, le plateau s'abaisse vers le Sud, alors que le plateau nord s'abaisse vers le Nord. Seul le plateau nord est incisé par les cours d'eau. Les points culminants forment une modeste crête NW-SE de 240 m d'altitude qui jalonne la faille de Mauléon-Bressuire. Elle correspond à une ligne de partage des eaux entre deux bassins hydrographiques. Au Nord, le bassin de l'Argenton dont les principaux cours d'eau sont le Dolo et l'Argent qui forment l'Argenton, et la Madoire avec ses affluents. Au Sud, le bassin de la Sèvre Nantaise « effleure » la carte vers Cerizay. Le Dolo et l'Argenton incisent parfois intensément les reliefs et c'est dans leurs vallées, que l'on observe les quelques beaux affleurements de cette carte.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE

Pour l'essentiel, la zone cartographiée appartient au Haut-Bocage vendéen et, pour une très faible part, à l'unité magmatique et sédimentaire du Choletais (fig. 1, hors-texte).

Le Haut-Bocage correspond à une lanière de socle d'environ 25 km de large et 100 km de long, entre la faille de Secondigny au Sud-Ouest (non présente sur cette carte) et la faille de Cholet au Nord-Est. La faille de Mauléon-Bressuire divise le Haut-Bocage dans sa longueur en deux unités : l'unité sud et l'unité nord.

L'unité sud du Haut-Bocage (essentiellement métamorphique) est constituée d'une série paradérivée de métagrauwackes et de siltites, tout d'abord attribuée au Briovérien (Mathieu, 1937), puis au Précambrien *s.l.* (Wyns et Le Métour, 1983) en raison d'analogies de faciès avec la série cadomienne des Mauges, et enfin au Cambrien, par corrélation avec les métagrauwackes et siltites du Synclinorium de Chantonay (Bouton, 1990 ; Poncet, 1993). La structuration de ces terrains a été associée tout d'abord à une dynamique cadomienne (Wyns et Le Métour, 1983), puis hercynienne (Bouton, 1990 ; Poncet, 1993).

L'unité nord du Haut-Bocage (essentiellement magmatique), comprend des migmatites qui encaissent des granitoïdes (granodiorites et monzogranites de Moulins-les Aubiers-Gourgé et leucogranites). L'anatexie responsable des migmatites (Migmatites de la Tessouale) a été rapportée à l'orogénèse cadomienne (Wyns et Le Métour, 1983) et enfin hercynienne (Poncet, 1993 et Rolin *et al.*, 1999). Ce domaine se situe dans le prolongement d'un vaste domaine anatectique dévonien

reconnu en Bretagne méridionale et continu sur plus de 150 km, entre Lorient et Saint-Nazaire (Vidal, 1980).

L'unité magmatique et sédimentaire du Choletais est d'âge paléozoïque inférieur (Thiéblemont *et al.*, 2001). Elle repose, localement en discordance, sur le socle précambrien des Mauges par l'intermédiaire d'un horizon détritique daté du Cambrien moyen (Cavet *et al.*, 1966). Au Sud, elle est séparée du domaine gneissique et granitique de Moulins–les Aubiers–Gourgé par la faille de Cholet.

Trois formations lithologiques ont été reconnues dans le Paléozoïque inférieur du Choletais (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979) :

- une « Formation inférieure » détritique gréseuse à conglomératique d'environ 200 m d'épaisseur (non présente sur cette carte) ;
- une « Formation intermédiaire » (également non présente sur cette carte), qui débute par des volcanites acides (rhyolites, ignimbrites), et se poursuit par un niveau détritique grossier. L'ensemble pourrait être épais d'environ 600 m ;
- une « Formation supérieure », volcanique et plutonique, qui seule affleure sur cette carte. Cette dernière peut elle-même être divisée en deux ensembles : 1) les « Rhyolites du Choletais » ; 2) l'Ensemble « hypovolcanique » bimodal de Thouars, daté à 519^{+14}_{-10} Ma. (Thiéblemont *et al.*, 2001), composé du Microgranite de Thouars, de gabbros et des diorites.

De nombreux massifs plutoniques sont intrusifs dans le Haut-Bocage, ils appartiennent soit à une lignée calco-alcaline, soit à une autre lignée peralumineuse.

La lignée calco-alcaline forme plusieurs intrusions : le Monzogranite calédonien de Pouzauges (Brillianceau 1962 ; Wyns 1980) daté à 483 ± 22 Ma (Rb/Sr sur roches totales ; Wyns *et al.*, 1988) et les magmas dioritiques supposés hercyniens de Moncoutant, de Soutiers (Dao, 1981), et du Tallud (Dhoste 1962, 1964), de Brétignolles et du Châtillonnais. Ces intrusions forment un chapelet d'intrusions dans l'unité sud du Haut-Bocage et sont rattachées à la « ligne tonalitique limousine » (Didier et Lameyre, 1973 ; Dhoste, 1983 ; Cuney *et al.*, 1993a). Les datations récentes des Diorites du Tallud (Cuney *et al.*, 1993a) à 376^{+6}_{-11} Ma, du Châtillonnais à 360 ± 11 Ma (Rolin *et al.*, 1999), du Limousin et du Confolentais (Bertrand *et al.*, 2001), permettent d'attribuer un âge fini-dévonien à ce magmatisme (tabl. 1, hors-texte et 2). Des granodiorites calco-alcalines forment plusieurs petites intrusions dans l'extrémité occidentale du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé.

La lignée peralumineuse donne deux groupes de granitoïdes : le premier, forme les granodiorites et monzogranites de Moulins–les Aubiers–Gourgé, dont la mise en place est datée du Viséen (cf. datations ci-après et tabl. 1, hors-texte). Le deuxième groupe comprend les leucogranites carbonifères du massif de Mortagne-sur-Sèvre, de Bressuire et de Parthenay, ainsi que le pluton granitique composite de

Neuvy-Bouin, dont le faciès dit « de Largeasse » (cf. monzogranite à biotite) est daté par U-Pb sur zircons à 340 ± 4 Ma (Cuney *et al.*, 1992 et 1993b).

TRAVAUX ANTÉRIEURS CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La dernière carte géologique publiée couvrant la région de Bressuire est la feuille de La Roche-sur-Yon à 1/80 000, révisée par G. Mathieu en 1942. Les derniers levés (non publiés) touchant partiellement ce territoire ont été réalisés par M. Dhoste (1980) et D. Poncet (1993).

Les principaux travaux sur les unités métamorphiques régionales sont ceux de G. Mathieu (1937, 1942, 1949, 1957), M. Dhoste (1980), D. Poncet (1993), s'étendant sur les deux unités du Haut-Bocage, de R. Wyns (1980), Wyns *et al.* (1988) et de P. Bouton (1990) sur l'unité sud. Les principaux travaux pétrographiques et géochimiques antérieurs réalisés sur les granites de cette carte l'ont été par R. Wyns (1980) pour celui de Pouzauges, D. Dhoste (1980), Cuney et Stussi (1991) pour celui de Moulins–les Aubiers–Gourgé. L'analyse structurale de cette région est restée sommaire, les travaux notables sont ceux de G. Lerouge (1988), P. Bouton (1990) et surtout de D. Poncet (1993) sur la tectonique souple et cassante régionale.

La feuille de Bressuire à 1/50 000 a été levée de 1997 à 2001 par P. Rolin pour la partie socle et par J.-C. Audru pour les formations superficielles, avec la collaboration de H. Papin, S. Jousseume et A. Maillard, étudiants de second cycle. Les levés (non publiés) de D. Poncet (1993), complétés d'observations ponctuelles réalisées par P. Rolin, ont été utilisés pour réaliser la cartographie du massif de Bressuire et de la moitié sud-est du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Ensemble I

Migmatites et granitoïdes de l'unité nord du Haut-Bocage

Ces terrains sont les encaissants du massif granitique de Moulins–les Aubiers–Gourgé (fig. 2, hors-texte). Au Nord du massif, les migmatites sont des granitoïdes d'anatexite et diatexites (M^2) tachetées d'aspect granitique. Ces migmatites forment une bande de 1 à 3 km de large, limitée au Nord par la faille de Cholet ou par la lame granodioritique des Vallières ; elles prolongent la bande de la Tessouale connue sur la carte Cholet (Le Métour *et al.*, 1989), aussi, nous nommerons ces roches « Migmatites de la Tessouale ».

Au Sud du massif, les migmatites sont des métatexites (M^{1-2}) ruba-

| Nom du massif | Carte | Datation (Ma.) | Méthode | Référence | Commentaire |
|---|------------|----------------|----------|--|---|
| Massif leucogranitique de Mortagne | Herbiers | 313 ± 19 | Rb/Sr | Guinberteau (1986) | Recalculé en utilisant Ludwig (1999), âge rajeuni ? |
| Leucogranite de la Grellière (1) | Bressuire | 345 ± 15 | U/Pb | Guerrot (BRGM) inédit | |
| Leucogranite dans massif des Aubiers | Vihiers | 340,6 ± 4,8 | K/Ar | Thieblemont inédit | |
| Leucogranite de l'Orthais | Montaigu | 350 ± 11 | U/Pb | Guerrot (BRGM) inédit | |
| Leucogranite de Limière | Cholet | 329 ± 5 | Rb/Sr | Le Métour <i>et al.</i> (1989) | |
| Granodiorite de Les Vallières | Bressuire | 336 ± 3 | U/Pb | Guerrot (BRGM) inédit | |
| Granodiorite orientée Noirliu | Vihiers | 340,7 ± 1,3 | U/Pb | Thieblemont inédit | |
| Granodiorite isotrope Noirliu | Vihiers | 340 ± 6-3 | U/Pb | Thieblemont inédit | |
| Granodiorite isotrope Noirliu | Vihiers | 358,8 ± 5,1 | K/Ar | Thieblemont inédit | |
| Granodiorite isotrope Noirliu | Vihiers | 312,6 ± 4,6 | K/Ar | Thieblemont inédit | Âge probablement rajeuni |
| Granodiorite des Cerqueux de Maulévrier | Vihiers | 344,6 ± 4,9 | K/Ar | Thieblemont inédit | |
| Migmatites des Herbiers | Herbiers | 368 ± 7 | Monazite | Guerrot, <i>in Rolin et al.</i> (1999) | Âge anatexie |
| Monzogranite de Largeasse | Moncoutant | 340 ± 4 | Zircon | Cuney <i>et al.</i> (1993) | |
| Monzogranite de Trementines | Cholet | 347 ± 14 | Rb/Sr | Le Métour <i>et al.</i> (1989) | |
| Diorites de Tallus | Parthenay | 376 ± 6-11 | U/Pb | Cuney <i>et al.</i> (1993) | |
| Diorite du Châtillonnais | Herbiers | 360 ± 11 | U/Pb | Guerrot, <i>in Rolin et al.</i> (1999) | |
| CHA 103, granodiorite | Sud-Vienne | 356 ± 5 | U/Pb | Bertrand <i>et al.</i> (2001) | ANDRA sondage Sud-Vienne |
| CHA 105, monzogranite | Sud-Vienne | 349 ± 5 | U/Pb | Bertrand <i>et al.</i> (2001) | ANDRA sondage Sud-Vienne |
| CHA 106, monzogranite | Sud-Vienne | 350 ± 7 | U/Pb | Bertrand <i>et al.</i> (2001) | ANDRA sondage Sud-Vienne |
| Migmatites des Herbiers | Herbiers | 368 ± 7 | Monazite | Guerrot, <i>in Rolin et al.</i> (1999) | |
| Leucogranite de la Grellière (2) | Bressuire | 372 ± 5,1 | Monazite | Guerrot (BRGM) inédit | Monazites probablement héritées des migmatites |

Tabl. 2 - Âges de diverses intrusions varisques en Vendée et dans le Choletais du tableau 1.

nées, d'aspect gneissique, qui forment une bande continue depuis le Sud du village de Rorthais jusqu'au village du Peux. Ces migmatites prolongent les Migmatites de Mauléon affleurant sur la carte Les Herbiers, aussi, nous les nommerons « Migmatites de Mauléon–le Peux ». Elles sont limitées par les failles de Mauléon–Bressuire et de la Morinière. De vastes panneaux de métatexites existent également enclavés au sein de l'ensemble granitique de Moulins–les Aubiers–Gourgé (panneaux de Saint-Porchaire, de Moulin-Jacquet et de Saint-Sauveur). Il ne s'agit pas de panneaux exclusivement constitués de métatexites, des masses granitiques du contexte environnant y apparaissent parfois, imbriqués dans les migmatites.

M². Diatexites et granitoïdes d'anatexie de la Tessouale. À l'affleurement, les granitoïdes présentent un aspect de granite hétérogène isogranulaire à grain fin (1 à 1,5 mm environ) ; la couleur est sombre ou rouille (biotite abondante) ou plus claire (moins de biotite). Leur aspect hétérogène est dû à la présence d'amas micacés plus ou moins abondants, de forme ovoïde et à limites floues, dont les grandes dimensions varient généralement de 1 à 5 cm. Ces amas sont parfois très irréguliers, étirés et fréquemment orientés. Les diatexites (moins fréquentes que les granitoïdes) présentent encore une texture de gneiss à rubanement nébuleux discontinu, flexueux et plissé et sont isogranulaires à grain fin (1 à 1,5 mm environ). Ces structures sont interprétées comme une foliation gneissique résiduelle incomplètement remobilisée par l'anatexie. Ces granitoïdes et diatexites rappellent fortement l'aspect granitique des « aubussonites », ou « Gneiss d'Aubusson » du Massif central français. Elles sont bien exposées le long de la vallée de l'Argenton dans le secteur de la Roche-aux-Moines, et dans le secteur de Chanteloup, 1 km plus à l'Ouest.

En lames minces, ces granitoïdes ont un grain fin, de 1 à 2 mm, une texture granoblastique sub-isogranulaire et une composition essentiellement quartzo-feldspathique. Elles comportent de petits feldspaths sub-automorphes à automorphes (parfois du microcline) souvent petitiques, des plagioclases (An 20-30), fréquemment à section carrée (des myrmékites peuvent apparaître au contact avec le feldspath potassique), du quartz (en plages plutôt monocristallines, légèrement étirées, à extinction onduleuse), de la biotite et de la muscovite. On y observe les minéraux accessoires suivants : du grenat, de l'apatite et quelques zircons inclus dans la biotite, parfois de la sillimanite et de la cordiérite.

Les amas sont essentiellement constitués de biotite souvent associée à de la sillimanite et parfois de la cordiérite. Le quartz et les feldspaths sont sub-automorphes. Les micas dessinent des sections plus irrégulières. Les textures sont toujours orientées : faiblement dans les granitoïdes et fortement dans les diatexites. La sillimanite est plus fréquente dans les diatexites que dans les anatexites grenues à taches.

La muscovite est un minéral secondaire postérieur à l'anatexie, et elle est abondante à proximité de la faille de Cholet. La sillimanite, fréquemment présente sous forme d'amas flexueux de fibrolite, est en

partie épigénisée par la muscovite. Le grenat est présent sous forme de petits grains chagrinés à l'état de reliques blindées dans le plagioclase ou plus rarement dans le feldspath potassique. La cordiérite, en grande partie épigénisée par la muscovite (souvent à l'état de fantôme), se présente sous forme de gros cristaux millimétriques allongés dans la foliation à biotite : blastes synchrones de l'anatexie ; dans la même lame mince, le grenat est clairement en relique.

La paragenèse observée correspond à un métamorphisme à la limite entre les sous-faciès « sillimanite-cordiérite-muscovite-almandin », et « sillimanite-cordiérite-orthose-almandin », du faciès « cordiérite-amphibolite » (Dhoste, 1980).

Structure visible. Les diatexites et granitoïdes d'anatexie de la bande nord ne présentent généralement pas de structure, sauf une vague foliation. Cependant, ces roches présentent une structure protomylonitique sur quelques dizaines de mètres en bordure de la faille de Cholet. Elles sont alors schistosées avec une schistosité verticale de direction N100 à N120, recoupée par des plans de cisaillement verticaux de direction N120 à N130, bien visibles sur échantillons sciés et en lames minces (une discrète linéation subhorizontale ou à léger pitch vers l'Est est parfois visible sur ces plans). Ces structures sont interprétées comme des structures de cisaillement dextre ; elles se sont développées en conditions encore fortement métamorphiques (correspondant à la zone de stabilité de la biotite), elles sont soulignées de quartz étirés, de biotite et muscovite de grosses tailles déchiquetées et en fuseaux. Ces migmatites sont parfois bordées au Nord de mylonites très schisteuses, trop altérées pour être échantillonnées et étudiées.

L'origine de ces migmatites est attribuée à une fusion accompagnée d'une recristallisation très avancée (presque totale) d'un matériel sédimentaire initialement fortement pélitique, si l'on en juge par la richesse de ces roches en phyllites. Le sédiment qui a recristallisé devait correspondre à des grauwackes, mais une étude géochimique serait nécessaire pour confirmer cette hypothèse.

M¹⁻². Métatexites ou gneiss rubanés (migmatites) de Mauléon-Peu. Ce sont des gneiss à grain fin à moyen, très schisteux (paléosome très biotitique). Des veines granitiques (leucosomes) à grain fin (1 à 2 mm) intrudent la roche, lui donnant un aspect rubané ou lité, plus grossier que celui d'un gneiss. Ces rubans, souvent réguliers et planaires, sont déformés par des plis anisopaques. Localement, l'importance du leucosome augmente et la roche se rapproche des diatexites ; elle en diffère cependant par la plus grande régularité des rubans et par leurs limites plus nettes.

En lames minces, la roche présente une texture grano-lépidoblastique, avec un litage très net marqué par un feutrage de micas de grosse taille moulant des veines granoblastiques.

La composition minéralogique des métatexites est proche de celle des diatexites, sauf qu'elles sont dépourvues de cordiérite et que la sillimanite est rare. La structure rubanée des métatexites détermine une

répartition originale des minéraux. Le quartz, l'oligoclase et les feldspaths potassiques forment l'essentiel du leucosome granoblastique ; la biotite, la muscovite, l'apatite et le zircon sont accessoires. Le paléosome, gneiss réfractaire à la fusion, est principalement composé de quartz, oligoclase et biotite de petite taille (orthose, sillimanite, apatite, zircon et parfois muscovite accessoires). Les cristaux chagrins de grenat et staurotide sont présents à l'état de reliques métamorphiques progrades.

Structures visibles. Les métatexites présentent (tabl. 3) une foliation (S1) bien marquée, de pendage exceptionnellement faible dans les migmatites de la région du Peux. Elles sont généralement fortement pentues et de direction voisine de E-W, sauf réorientation à proximité de la faille de Bressuire (N120). Quelques plis centimétriques à décimétriques dissymétriques (P2) sont également visibles, de direction axiale moyenne N100 (N50 à N120) et de plongement faible, dissymétrique, et aucune schistosité n'est plan axial de ces plis (P2).

Origine du matériel. Ces métatexites sont des gneiss qui ont atteint le début du domaine anatectique ; ils ont subi une fusion débutante qui s'est traduite par la formation de matériel magmatique mis en place parallèlement à la schistosité du gneiss (leucosome). Elles proviennent d'une fusion partielle d'un matériel sédimentaire fortement pélitique.

Ensemble II

Formations d'âge protérozoïque supérieur à cambrien de l'unité sud du Haut-Bocage

Cette unité occupe une vaste surface au Sud des migmatites et granitoïdes de l'unité nord du Haut-Bocage (fig. 1 et 2, hors-texte). Les formations métamorphiques qui la constituent affleurent mal, elles sont généralement très altérées et apparaissent en légère dépression entre les massifs granitiques.

Trois formations ont été différenciées (fig. 2, hors-texte) à partir de critères lithologiques : 1) une formation peu métamorphique de nature fortement gréseuse et faiblement micaschisteuse (la formation grésomicaschisteuse de Courlay $G\xi^{1-2}$, définie par D. Poncet, 1993) ; 2) une formation peu métamorphique voisine de la précédente mais moins gréseuse et plus micaschisteuse (la formation micaschisteuse de Saint-Amand-sur-Sèvre) ; et enfin 3) une formation micaschisteuse plus métamorphique que les précédentes (la formation micaschisteuse de Cirières ξ^{1-2}).

$G\xi^{1-2}$. Formation de Courlay : grès micaschisteux à biotite, chlorite et muscovite. Cette formation occupe la partie sud-ouest de la carte, elle encaisse l'extrémité nord-est du massif de Pouzauges et elle est recoupée au Nord-Est par la faille du Pin. La schistosité qui l'affecte plonge vers le Sud.

Les roches ont un aspect gréseux, elles sont massives, à grain fin, et à foliation peu apparente, elles sont tenaces quand elles sont « fraîches » et se débitent difficilement. L'altération les rend pulvérulentes, et aide à

| | Formation de Saint Amand/Sèvre | Formation de Cirière | Formation de Courlay | Migmatites de Mauléon-Le Peux |
|----------------------|--|---|---|---|
| Phase précoce | S1 : de flux | S1 : de flux, quartz d'exsudation | | |
| Phase majeure | S2 : majeure, de flux Lm2 : rare P2 : N50° à N 105°, syn S2 souvent couchés (moyen. N80°) Plissement régional (post S1) | S2 : majeure, de flux Lm2 : N45° à N85° (moyen. N65°) P2 : homoaxiaux de Lm2 déversés vers le NW, syn S2 | S1 : flux parallèle à So Lm1 : N45° à N105° (moyen. N65°) P1 de direction mal réglée | S1 : rubanement métatectique P1 ? |
| Phase tardive | Sc3 : discrète, crénulation N90° à N120, droite P3 : rares, plis en chevrons N85° (direct. dispersion de S2) Lc3 : de crénulation | Sc3 : discrète, fracture - crénulation pendage raide (syn métamorphe) P3 : rares N60° - N120° droits Syn S3, // Lc3 (moyenne N80°) Lc3 : de crénulation // P2 et P3 Plissement régional (post S2) | Sc2 : discrète, fracture - crénulation pendage raide (syn métamorphe) P2 : rares N90°, droits, plis en chevrons, syn Sc2 Plissement régional (post S1) Lc2 : de crénulation, N90° | P2 : N50° à N120°, dissymétriques droits ou déversés au sud dispersion de S1 direction N100° |

Tabl. 3 - Corrélations entre les phases tectoniques des différentes formations métarmorphiques du Haut-Bocage vendéen

leur débit en plaquettes centimétriques ou en lamelles friables de 2 à 3 mm d'épaisseur. Elles présentent très généralement une teinte grisâtre, que l'altération fait virer au brun-jaune ou à l'ocre-jaune. Lorsqu'elles ne sont pas altérées, on perçoit un lustrage des plans de schistosité et des micas (fines biotites). À l'affleurement, le caractère sédimentaire originel de ces roches est souvent bien conservé : stratification régulière entre niveaux gréseux et pélitiques.

Ces grès micaschisteux peuvent être tachetés ; des taches noires ou grisâtres sont allongées et alignées ; elles mesurent 1 à 5 mm de long, 1 à 3 mm de large sur $2/10^{\circ}$ de mm d'épaisseur. Elles se disposent suivant la schistosité régionale S1 et présentent les caractères des phyllites. Outre ces taches, de petites paillettes de muscovite sont également disséminées sur les surfaces de schistosité. Ces taches, qui sont interprétées comme d'anciennes cordiérites (Dhoste, 1980), apparaissent dans les micaschistes qui séparent le massif leucogranitique de Bressuire de celui, dioritique, de Moncoutant (affleurant moins de un kilomètre de la bordure sud de la feuille).

En direction du massif de Pouzauges ces roches passent aux cornéennes ; elles leur sont similaires par leur granulométrie et leur minéralogie anté-métamorphisme. Les cornéennes sont beaucoup plus indurées que les grès et elles ne sont pas schistosées.

En lames minces, le grès présente une matrice quartzreuse granoblastique, composée de quartz en grain fin de 0,1 mm et dans laquelle s'insèrent des minéraux phylliteux. Ces derniers sont disséminés et orientés ou bien disposés en files, dont la continuité et la puissance sont variables. Dans certains cas, la matrice quartzreuse montre une disposition en bandes, entre lesquelles se placent des assemblages fins de phyllites (60 à 80 %) et de quartz, de texture lépidoblastique. Les minéraux les plus souvent observés sont : du quartz peu recristallisé de forme oblongue, des phyllites (biotite, chlorite, muscovite de petite taille soulignant la schistosité de flux régionale), du grenat et de rares clastes de plagioclase. Ces paragenèses traduisent des conditions du faciès des « Schistes verts » profonds (sous faciès à « quartz-albite-épidote-almandin » ; Winkler, 1979). On peut, en outre, percevoir les effets d'une rétro-morphose qui se marque par un début de déstabilisation des biotites (verdissement). De très nombreux clastes de quartz et de plagioclases roulés de 0,3 à 1 mm, plus ou moins moulés, sont encore visibles. Le feldspath clastique est un plagioclase de type albite, exceptionnellement oligoclase, le quartz se présente en grains globuleux parfois aplatis, engrenés et recristallisés. Ces roches sont des grès micacés ou micaschisteux, du fait de leur composition en quartz et micas.

L'observation au microscope permet de discerner le développement d'un alignement très lâche de biotite matérialisant une schistosité seconde (S2) oblique à la S1. Les biotites secondaires, qui peuvent être partiellement ou totalement chloritisées, sont de taille généralement faible. Il existe donc un indice pour un autre épisode métamorphique,

postérieur à la première paragenèse et aux petits amas biotitiques qui ont été rapportés à un métamorphisme de contact.

L'examen des roches tachetées montre que les taches noires correspondent fréquemment à des fuseaux de biotites. Outre ces fuseaux, des lames minces révèlent des plages allongées de 0,5 et 1 cm de long ; elles sont totalement altérées par des produits type séricite-chlorite, et des biotites brun-rouge se développent parfois à leur surface. Ces taches sont interprétées comme d'anciennes cordiérites, elles apparaissent dans les micaschistes qui séparent le massif leucogranitique de Bressuire de celui, tonalitique, de Moncoutant (Dhoste, 1980).

Structures visibles. On observe dans les grès une schistosité de flux S1 de pendage généralement faible. L'absence de pli n'est qu'apparente, elle est due à l'aspect massif de la roche et au manque de surface repère. Il existe de rares plis synschisteux S1 replissant de minces lits de quartz. Ces plis sont de style isoclinal et leurs flancs présentent de petits plis dissymétriques. La schistosité S1 porte une linéation d'alignement de minéraux Lm1 (appartenant à la paragenèse principale) d'orientation moyenne N65 (N45 à N105). Enfin, l'ensemble est affecté par un plissement tardif P2 en chevrons, droits, de direction moyenne N90 (N70 à N120) et une schistosité de crénulation Sc2 oblique à S1, verticale et plan axial des plis.

Origine du matériel. Ces grès micacés peuvent être considérés comme dérivant de grauwackes fines du fait de leur composition minéralogique à charge feldspathique significative et de leur granulométrie.

ξ¹⁻². **Formation de Saint-Amand-sur-Sèvre : micaschistes à biotite, chlorite et muscovite.** Il s'agit d'une formation de micaschistes bruns à muscovite-chlorite. Cette formation est finement schistosée et se débite en fines plaquettes très altérées et friables. Les affleurements sont de très mauvaise qualité et il est difficile d'identifier ces micaschistes d'apparence très proche de celle des grès micaschisteux de Courlay, dont ils diffèrent par un aspect plus micacé (plus forte teneur en micas) et moins massif. Ces micaschistes se prolongent vers l'Ouest sur la carte Les Herbiers où ils s'étalent plus largement ; ils sont en contact par faille avec les formations environnantes et le Granite de Pouzauges.

En lames minces, les micaschistes sont formés d'un feutrage de micas (séricite ou muscovite, chlorite et petite biotite) associé à du quartz fin. Les variations de teneur en quartz déterminent les lits plus gréseux ou plus pélitiques suivant les lits.

Structures visibles. Ces roches présentent une schistosité dominante de flux qui est une S2 plan axial de plis P2 plurimillimétriques, anisopaques dissymétriques de direction axiale moyenne N80 (N50 à N100). Ces plis P2, homoaxiaux d'une discrète linéation minérale Lm2, replissent une schistosité S1 soulignée de micas et de veines de quartz d'exsudation. Une schistosité de crénulation Sc3 s'observe parfois dans ces micaschistes, sa direction est N90 à N120 et son pendage

fort. De rares plis P3 d'axe moyen N85, homoaxiaux de la direction de dispersion des pôles de S2, ont été observés. Ils attestent d'une déformation de ces terrains suivant cette direction.

Origine du matériel. Cette formation dérive d'argilites et de siltites gréso-micacées (forte teneur en micas) métamorphisées dans le faciès des Schistes verts (sub-faciès à quartz, albite, épidote, biotite).

ξ². **Formation de Cirières : micaschistes à biotite, muscovite, grenat et staurotide.** Cette formation est essentiellement constituée de micaschistes parfois gréseux, satinés bruns à verdâtres, à micas de taille plurimillimétrique. Cette formation d'extension réduite affleure aux environs du Granite du Pin et encaisse l'extrémité nord-ouest du Leucogranite de Bressuire. Elle est limitée au Sud-Est et Nord-Ouest par ce granite, au Sud-Ouest par la faille de Cirière, au Nord-Ouest par les Migmatites de Mauléon-le Peux. Elle disparaît à l'Ouest sous un important recouvrement colluvionnaire masquant probablement sa continuité vers l'Ouest avec les Micaschistes de Saint-Amand-sur-Sèvre (feuille Les Herbiers) dont elle ne diffère pas fondamentalement. Ces roches présentent une schistosité de flux bien marquée qui les délite très facilement.

En lames minces, les micaschistes sont formés d'un feutrage de micas abondants associés à des grains isolés de quartz fin. Les variations de teneur en quartz déterminent les lits plus gréseux ou plus pélitiques. La paragenèse dominante est à quartz, biotite, chlorite, muscovite (parfois de grosse taille), grenat. Ces minéraux sont orientés dans la schistosité dominante S1-2. De la staurotide s'y ajoute dans la région Cirière-Brétignolles, à environ huit kilomètres à l'Ouest du méridien de Bressuire. Ces paragenèses traduisent des conditions du faciès amphibolite débutant (sous faciès à « staurotide-almandin »). Une paragenèse antérieure à la S2 a été remarquée, elle est caractérisée : 1) par de la biotite de grosse taille (0,5 mm) effilochée enclavée dans des agrégats polycristallins de quartz d'exsudation très abondant dans ces roches souvent oblique à la S1-2 ; et 2) par de la biotite et de la muscovite plissées polygonisées dans les plis P2.

Une paragenèse tardive se traduit par une (re)cristallisation de fines paillettes de biotite (fortement chloritisée) et de muscovite nettement obliques à la S2 et alignées parallèlement aux plans de schistosité de crénelation Sc3.

Structures visibles. Ces roches présentent une schistosité de flux S2, portant une linéation minérale Lm2 de direction moyenne N65 (N45 à N85) ; plan axial de plis P2 plurimillimétriques de même direction axiale que la linéation minérale. Ces plis sont anisopaques dissymétriques souvent couchés (la direction de déversement des plans axiaux est mal réglée). Ils replissent une schistosité S1 soulignée de micas et de veines de quartz d'exsudation. Cette S1 n'est pas complètement transposée dans la S2, on ne l'observe qu'au niveau des charnières des plis P2 ou l'obliquité des deux surfaces de schistosité est nette en

lames minces. Des plis P3 replissent la S2, ils sont de taille pluricentimétrique le plus souvent, à plans axiaux droits de direction axiale moyenne N80 (N60 à N120). Ils sont plans axiaux d'une schistosité de crénulation Sc3 plus ou moins fruste qui s'observe parfois, localement (carrière de Maison-Neuve au Sud-Est du Pin). Elle est contemporaine de la paragenèse tardive.

Origine du matériel. Cette formation dérive d'argilites et de siltites gréso-micacées (forte teneur en micas) métamorphisées dans le faciès amphibolite débutant.

Ensemble III **Formations métavolcaniques et microgranitiques** **camabriennes de Thouars (unité du Choletais)**

La formation supérieure volcanique et plutonique de Thouars (fig. 1 et 2, hors-texte) est l'unique formation de l'unité du Choletais affleurant sur cette carte. Elle comporte des métarhyolites et un ensemble « hypovolcanique » bimodal composé du Métamicrogranite de Thouars et d'amphibolites. Le métamicrogranite leucocrate cambrien de Thouars (Mμγκ) constitue l'essentiel des roches affleurant dans la zone couverte, les métarhyolites (Mρκ) sont très peu représentées, et enclavées dans le microgranite.

Suivant la faille de Cholet, il est affecté d'une intense déformation ductile qui lui donne un aspect de « leptynite » (Mμγ_{my}). Il encaisse des masses d'amphibolites (δ) qui affleurent : soit en masses ovoïdes de grande dimension (carrière de Reinou, près de Boësse), soit en masses filoniennes disséminées au sein du microgranitique (notamment vers Sanzay).

Des figures d'imbrications à l'état magmatique des intrusions (contours lobés ou persillés entre ces deux faciès) sont observées dans la vallée de la Madoire, et également près d'Argenton-le-Château par Le Métour et Bernard-Griffith (1979) ; elles suggèrent une mise en place simultanée de ces magmas acides et basiques.

Mμγκ. Métamicrogranite leucocrate cambrien de Thouars (âge U-Pb : 519 ⁺¹⁴/₋₁₀ Ma). C'est une roche rosâtre, à grains fins de 1 à 3 mm, souvent équants (sauf à proximité de la faille de Cholet) pauvres en minéraux ferro-magnésiens. Sur le terrain, la convergence de faciès entre les rhyolites roses et les faciès les plus fins (hypovolcaniques) du microgranite rose, ajoutée aux conditions d'affleurement (même dans les vallées), pose de sérieux problèmes de limite cartographique entre microgranites et rhyolites. Cette limite doit être considérée comme très imprécise.

En lames minces, la roche présente une texture équante, finement grenue légèrement porphyrique à phénocristaux automorphes de quartz-orthose-plagioclase (albite-oligoclase) dans une matrice généralement microgrenue. On y observe : du quartz, de l'orthose finement

perthitique (microcline parfois) de l'oligoclase, de la biotite et des amphiboles. Les feldspaths sont altérés en damourite, la biotite en chlorite et les amphiboles en chlorite et pistachite.

Le métamorphisme s'exprime dans ces roches acides par l'apparition de biotite verte, muscovite et plus rarement d'épidote sous forme d'agrégats en position interstitielle. Plus au Nord-Est, les roches sont quasiment indemnes de métamorphisme. Cette observation est à mettre en relation avec la disparition de la déformation mylonitique des roches dans cette direction.

Âge. Le Microgranite de Thouars a fait l'objet de datations en dehors de cette feuille (échantillon DVI-31). La méthode U-Pb par dissolution sur zircons donne un âge de 519^{+14}_{-10} Ma, interprété comme l'âge de cristallisation ; ce qui permet de caler ce magmatisme dans le Cambrien moyen (Thiéblemont *et al.*, 2001).

M ρ k. Métarhyolite localement schisteuse associée au Microgranite de Thouars. Elle affleure dans les vallées du Dolo, de l'Argenton, de la Madoire (vers la Maison Neuve d'Auzay), aux environs de Migaudon, imbriquée et enclavée dans la formation microgranitique de Thouars.

Les affleurements montrent des roches aphanitiques, parfois porphyroïdes avec des phénocristaux millimétriques de quartz ou de feldspaths. Cette roche est de teinte généralement rosée, parfois noire brunâtre, à cassure conchoïdale.

Les « rhyolites porphyriques » sont minéralogiquement identiques aux microgranites, leurs textures sont celles de laves ou de granophyres. La matrice, anciennement vitreuse, se présente comme un agrégat quartzo-feldspathique très fin. Certains échantillons présentent une matrice à grain hétérogène et des minéraux plus ou moins clastiques qui suggèrent une origine ignimbritique (Thiéblemont, 1987). Cet auteur décrit dans ce type de roche des faciès quasiment aphyriques, dont la matrice est constituée d'un fond vitreux finement recristallisé.

Structure : ces roches présentent une schistosité parallèle au litage marqué par l'alternance de bancs plurimétriques de faciès alternativement clair et sombre.

M μ γ *my*. Métamicrogranite mylonitique de Thouars. Au voisinage de la faille de Cholet, le métamicrogranite leucocrate cambrien de Thouars est affecté d'une intense déformation ductile qui lui confère macroscopiquement un aspect de « leptynite ».

Structure. La déformation est marquée par le passage continu du microgranite rose à texture équante (secteur de Migaudon) vers des faciès de plus en plus orientés (bande allant de Boësse à Moutiers-sous-Argenton), puis vers des faciès orthogneissiques finement foliés (marqué par un débit de la roche en fines plaquettes) et fortement étirés le long de la faille de Cholet (M μ γ *my*), sur une largeur de 0,5 à

1 km. Cette foliation « S » (N100 à 120) est parfois associée à des plans de cisaillement « C » (N120 à N140) qui portent une linéation minérale intense et des stries faiblement pentées vers l'Est. L'obliquité entre les plans de foliation et de cisaillement suggère un fonctionnement dextre de la faille. La déformation finie présente une intensité croissante de la déformation en direction de la faille de Cholet, ce qui se traduit par la disparition incomplète des structures planaires au profit d'un étirement horizontal. C'est par exemple le cas du calvaire de Boësse, au Sud du bourg, où les feldspaths étirés et altérés se présentent sous forme de taches verdâtres de 2 à 10 mm de long et de 1 à 3 mm de large. Avec cette déformation croissante à l'approche de la faille, des zones décamétriques de phyllonites se développent très localement le long de la faille.

En revanche, l'intensité de la déformation diminue dans le microgranite le long de la faille de Cholet. Dans la région de Cholet (au Nord-Ouest), les ultra-mylonites et phyllonites sont très développées et elles deviennent rares dans la région de Boësse (au Sud-Est) où elles sont localisées au contact de la faille. On constate également une diminution de la puissance de la zone mylonitisée : elle passe de 2-3 km dans la région de Cholet à 1 km sur la feuille de Bressuire. Aucune brèche ne jalonne la faille dans le secteur ; il n'y a donc pas d'arguments pour prolonger le fonctionnement ductile de cette faille en conditions cassantes.

En lames minces, la texture mylonitique est marquée par la présence de nombreux phénoclastes plurimillimétriques (microcline et orthose), prolongés par des queues de cristallisation dissymétriques (ombres de pression) moulés par la foliation. Le fond de la roche est recristallisé en un assemblage finement granoblastique de quartz amiboïforme oligoclase orthose et microcline et biotite chloritisée. Le mica blanc est rarement présent.

δ. Amphibolites : metabasaltes ou métagabbros. Plusieurs lentilles d'amphibolites sont enclavées dans le microgranite ou dans les rhyolites. Ce sont des roches très sombres, massives ou bien schistosées à proximité de la faille de Cholet. Deux faciès se distinguent sur le terrain :

– des amphibolites microgrenues présentant un fond noir à gris verdâtre. Le grain est infra-millimétrique (non discernable à l'œil) et comporte des taches plus claires verdâtres de feldspaths millimétriques (metabasaltes) ;

– des amphibolites grenues (à grain de 1 à 1,5 mm), d'une teinte également noire à verdâtre, mais plus claire que les précédentes (métagabbros).

En bordure nord de la carte, les amphibolites ne sont pas ou peu déformées, elles présentent un aspect massif avec une orientation faible à nulle des minéraux. Une schistosité apparaît à environ 2 km de la faille de Cholet, de plus en plus pénétrative en direction de la faille. Des amphibolites grenues sont encore préservées dans les amphibolites

schisteuses à l'Est de Boësse (carrière de Reinou et vallée de l'Argenton) et du pont de Février, sur la Madoire (1 km NNW du village de Lespois). On ne rencontre que des amphibolites schisteuses plus au Sud, vers Sanzay (aspect de schistes verdâtres).

Ces roches à texture finement grenue plus ou moins porphyroïdes, présentent une composition minéralogique à plagioclase (andésine), amphiboles (hornblendes vertes), à quartz peu abondant, sphène et oxydes accessoires. Cette composition est rapportée à une paragenèse métamorphique, synschisteuse (minéraux alignés) de faciès amphibolite. Aucune relique de paragenèse magmatique n'a été relevée.

D'après les études de D. Thiéblemont (1987), ce métamorphisme de faciès amphibolite (paragenèse synschisteuse à hornblende-plagioclase) décroît rapidement vers le Nord-Est (Argenton-le-Château) en s'éloignant de la faille de Cholet où le métamorphisme s'est effectué dans les conditions du faciès des Schistes verts (présence de cœurs actinotiques dans les hornblendes), puis devient nul plus loin de la faille. Cet auteur considère que l'homogénéité du mode de substitution des amphiboles correspond à une trajectoire P-T linéaire, la culmination P-T se situant dans le faciès amphibolite le long de la faille et toute la chlorite a disparu.

INTRUSIONS MAGMATIQUES

Massifs intrusifs dans l'unité sud du Haut-Bocage vendéen Nord-Est du massif de Pouzauges

Les magmas calco-alcalins

Ce massif affleure en bordure méridionale de la carte Bressuire, et s'étend largement sur les feuilles voisines Moncutant, Chantonnay et Les Herbiers. Sur les feuilles Chantonnay et Les Herbiers, il a déjà fait l'objet d'études de la part de Wyns *et al.* (1988) et de Rolin *et al.* (1999).

En revanche, contrairement aux feuilles Chantonnay et Les Herbiers, ce massif ne forme pas de relief remarquable. Il est constitué d'un monzogranite à amphibole (γ_P^M) avec la lettre P pour Granite de Pouzauges) ceinturé d'une cornéenne (K) résultant du métamorphisme de l'encaissant.

K. Cornéenne au contact du Monzogranite de Pouzauges. Ce sont des roches très dures et non fissiles. Elles sont de couleur gris sombre lorsqu'elles sont fraîches ou jaunâtres quand elles sont altérées. Les cristaux sont rarement visibles à l'œil nu (sauf de fines paillettes de biotite et plus rarement de muscovite) ; on les confond facilement avec des roches volcaniques.

Ces cornéennes ceinturent le Monzogranite de Pouzauges et l'isolent totalement de son contexte. Leurs limites irrégulières et leurs imbrications avec le granite créent de nombreuses enclaves dans le granite qui correspondent probablement à des « roofs pendants ». Le passage

graduel des cornéennes aux Quartzites micaschisteux de Courlay encaissants, se marque par une diminution de la dureté de la roche, et par l'apparition d'une schistosité soulignée par des minéraux du métamorphisme régional.

En lames minces, ces roches présentent une texture grenue. Elles sont composées d'une matrice fine essentiellement quartzreuse à grain de 0,1 mm souvent engrenés, et de quelques clastes de feldspaths séricitisés. Les cristaux de quartz ou de feldspaths sont souvent bordés d'un liseré de fines séricites. Des clastes de quartz de plus grosse taille (0,5 mm) sont inclus dans la matrice, ils sont souvent monocristallins, rarement polycristallins, et de forme globuleuse (grains roulés), en tout point similaire aux Quartzites micaschisteux de Courlay. La biotite, très abondante, se présente en cristaux isolés et trapus de 0,1 à 0,3 mm, dispersés dans la matrice. La biotite est parfois chloritisée. De la muscovite moins abondante que la biotite et de la taille inférieure est présente dans la roche. Des blastes de microcline trapu automorphe de 2 à 5 mm, sont parfois présents dans les cornéennes proches du granite et sont en relation avec sa mise en place.

Structure. Dans les cornéennes au voisinage du granite aucune schistosité n'est visible. Les minéraux ne présentent pas d'orientation préférentielle, sauf parfois la biotite qui s'oriente vaguement suivant deux directions préférentielles dans la même lame. Contrairement aux Quartzites micaschisteux de Courlay, les cornéennes ne présentent pas de feutrage de séricite ; les micas (biotite et rares muscovites) ne sont pas orientés et il n'y a aucune schistosité. En revanche, on y retrouve un fort cachet sédimentaire marqué par des clastes roulés de quartz et de plagioclases, tordus, fragmentés, en voie de granulation et de séricitisation.

Dans les cornéennes schistosées (schistosité de fracture ou de flux fruste) les minéraux présentent une orientation préférentielle, les micas sont souvent tordus et en partie seulement alignés dans la schistosité qui moule les clastes.

Ces roches ont subi un métamorphisme en conditions quasiment statiques, qui se marque par la quasi-absence d'orientation des minéraux. La séricite rare est, soit contemporaine de cette étape de métamorphisme (que nous mettons en relation avec la mise en place du Granite de Pouzauges), soit en relation avec le métamorphisme postérieur à cette mise en place (hercynien). Il en est de même pour l'altération des feldspaths séricitisés.

Origine du matériel. Nous considérons que les cornéennes du Granite de Pouzauges proviennent du métamorphisme statique des grès cuits au contact de l'intrusion. En effet, ils sont de même granulométrie et de même composition minéralogique en clastes de quartz et de feldspaths que les grès micaschisteux de Courlay. La tectonique hercynienne a déformé la partie externe de la zone cornée, puis l'a schistosée (minéraux du métamorphisme de contact déformés, rétromorphosés et moulés par la schistosité). Elle constitue une sorte de coque autour

du granite et aurait été épargnée pour une grande part de toute structuration du fait de sa dureté ; ceci d'autant plus facilement que la déformation de la région du massif s'est effectuée dans des conditions de pression et température (début du faciès des « Schistes verts ») de niveau structural relativement haut. Les cornéennes ne fossilisent pas de structures tectoniques régionales évidentes.

^{3M}
γP. Monzogranite de Pouzauges à biotite et parfois à amphibole (456 ± 5 Ma). Le granite a une couleur rosâtre ou grise, une teinte souvent sombre due à l'abondance des ferro-magnésiens. Le grain est moyen (3 à 4 mm) et homogène (absence de faciès porphyroïde). Le quartz forme fréquemment des grains globuleux vaguement étirés. Les feldspaths potassiques sont souvent automorphes et parfois de taille supérieure au grain moyen de la roche (tendance porphyroïde). La biotite est assemblée dans des amas de grosse taille, noires et parfois vaguement alignées en direction N100 à N120.

Des variations de faciès se traduisent par une variation de la teneur en ferro-magnésiens (biotite), à l'origine d'une différence de couleur des échantillons qui paraissent plus ou moins sombres. Ces différences minéralogiques traduisent l'hétérogénéité du magma. La distinction des différents faciès sur le terrain a été jugée illusoire en raison d'une trop faible variation de couleurs liées aux différences minéralogiques et de l'importance des variations de couleurs liées à l'altération.

Les conditions d'affleurement du granite sont médiocres. La roche, très dure, se présente fréquemment sous forme de boules dérivées de profils d'altération. Les contours sont lobés, montrant son étroite imbrication avec les cornéennes qui l'entourent. Le toit du massif semble très proche de la surface topographique ; il est irrégulier et les nombreuses enclaves de cornéennes dans le granite sont vraisemblablement des « roofs pendants » (effondrement de l'encaissant dans la roche éruptive sous-jacente). Cette disposition très développée sur la partie ouest du massif (carte Les Herbiers) s'estompe vers l'Est, ce que nous interprétons comme résultant d'une érosion plus importante de la partie orientale de ce massif qui serait plus profondément dégagée sur la carte Bressuire.

Sa composition minéralogique résulte d'une paragenèse magmatique à quartz interstitiel ou en inclusion dans le feldspath potassique, (xénomorphe généralement perthitique), plagioclase, grande biotite, amphibole brune (présente uniquement dans le faciès sombre, elle est peu abondante et fortement altérée en chlorite), apatite, allanite, opaques et zircons parfois en aiguilles très longues. Les deux faciès pétrographiques distingués macroscopiquement se différencient par leur teneur en biotite et la présence de l'amphibole. La roche a subi une paragenèse secondaire dans le faciès moyen des « Schistes verts » (sub-faciès à quartz-albite-épidote-biotite) accompagnée d'une légère déformation de la biotite et d'une recristallisation partielle du quartz (présence de sous-grains) : la biotite primaire et l'amphibole, souvent déstabilisées, sont remplacées par un assemblage de chlorite et de petites biotites vertes, associées parfois à de l'épidote. Les feldspaths

sont presque tous fortement altérés et envahis de séricite.

Le granite ne présente aucune fabrique syn-magmatique évidente, ni aucune déformation tectonique importante malgré sa recristallisation. Les quelques failles qui découpent le massif sont jalonnées de cataclastes sur des largeurs inférieures à 50 m.

Le massif est intrusif dans les Quartzites micaschisteux de Courlay. Les trajectoires de la foliation S1-2 de l'encaissant ne sont pas recoupées par le granite, mais au contraire, elles le moulent. Aucune enclave de formations métamorphiques n'a été observée dans ce granite sur Bressuire ou sur les cartes voisines (Wyns *et al.*, 1988 ; Rolin *et al.*, 2000). Aucune de nos observations n'a pu montrer que le Granite de Pouzauges scelle la structuration S1-2 et le métamorphisme de l'encaissant.

Données géochronologiques. Le Granite de Pouzauges a fait l'objet de deux datations :

– une première mesure a été effectuée par la méthode Rb/Sr sur roche totale (Wyns *et al.*, 1988). L'isochrone obtenue indique un âge à **483 ± 22 Ma**, correspondant approximativement à l'Ordovicien inférieur. Le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7076 semblerait indiquer que le granite provient de la fusion de matériaux de base de croûte ;

– une nouvelle datation réalisée par la méthode U-Pb sur zircons (Bertrand *et al.*, 2001), fournit un âge plus précis et mieux contraint, qui sera considéré ici comme l'âge de mise en place du Monzogranite de Pouzauges. Les fractions de zircons analysées définissent une « discordia » inverse. L'âge de **456 ± 5 Ma** correspondant à l'intercept inférieur est interprété comme représentant un âge minimum pour la mise en place d'un granitoïde crustal comportant une forte composante héritée. Un âge archéen peut être envisagé pour cet héritage, en se basant sur l'âge fourni par l'intercept supérieur.

θ. Gabbros de Brétignolles et de la Morinière. Ces roches grenues sont de couleur sombre. Elles sont formées d'une association d'amphibole noire à vert sombre et de feldspath clair. Leur minéralogie contrastée d'un affleurement à l'autre se traduit par des variations de couleur et de granulométrie. Ces différences correspondent certainement à des variations de faciès et donc de magmas, probablement imbriqués. Le grain de ces roches est plutôt fin pour l'intrusion de la Morinière (1 à 2 mm), et moyen (3 mm) pour celle de Brétignolles.

Le Gabbro de Brétignolles occupe une surface elliptique d'extension N70. Il est serti par les Micaschistes de Cirières (dans lesquels il est probablement intrusif) et est en contact par faille au Nord, avec le massif granitique de Bressuire. Il occupe une légère dépression topographique occupée par le ruisseau de Brétignolles, en partie remblayée par des argiles de fonds de vallons. La roche n'est observée que sous forme de boules à proximité et dans le village de Brétignolles. Le pointement de la Morinière apparaît coincé entre les Micaschistes de Cirière au Sud, les Migmatites du Peux et les digitations du massif de Bressuire au Nord, avec lesquels le contact se fait par faille. Il est aussi

observé uniquement en pierres volantes.

Minéralogie. Ces gabbros présentent une composition minéralogique variable. L'essentiel des échantillons étudiés présente une texture grenue généralement équante isogranulaire. L'amphibole vert pâle (plus de 50 %) et le plagioclase (saussuritisé et indéterminable) constituent l'essentiel de la roche. La biotite en voie de chloritisation et de ferralitisiation est peu abondante. On y distingue également de l'épidote, un peu de quartz recristallisé en petits cristaux épars ou en filonnets, du sphène, de l'apatite et des minéraux opaques. Ces gabbros présentent une altération réalisée dans les conditions métamorphiques du faciès des « Schistes verts », responsable de la saussuritisation partielle des plagioclases et l'ouralitisiation du pyroxène et hornblende brune, totalement absents.

Structure visible. Ces roches ne présentent pas de foliation, les minéraux n'y sont pas orientés ni tordus, aucune cataclase évidente n'y a été mise en évidence, mais les failles qui bordent les massifs ne sont pas directement visibles sur le terrain. L'absence de déformation dans ces roches suggère leur mise en place tardive après les phases de schistogénèse des micaschistes encaissants.

Les magmas peralumineux

Les différentes intrusions peralumineuses ont été discriminées par leurs structures (porphyroïdes, équantes, orientées), leur granulométrie (fine, moyenne, grossière), leurs minéralogies. Elles constituent des massifs généralement composites, associant des faciès de structure, de composition et quelquefois de nature magmatique variée.

Le massif du Pin

Le Granite du Pin forme un petit massif de 3,5 km de long et 1,5 km de large, orienté ENE-WSW ; il est situé en bordure ouest du massif de Bressuire. Il est encaissé dans la formation micaschisteuse de Cirière et est limité au Sud-Ouest par une faille (faille de Cirière) qui le met en contact avec les grès micaschisteux de Courlay. Des décrochements senestres de direction NE-SW le découpent et le décrochent avec des rejets horizontaux apparents de 500 m. Aux environs du village du Pin, il encaisse plusieurs filons de quartz de direction sensiblement E-W (N80) appartenant au complexe filonien quartzeux de la Faye.

^{3M}**γPi. Monzogranite du Pin à biotite et grain fin à moyen.** C'est un granite à grain fin à moyen (1 à 3 mm) clair, souvent rosé ou jaunâtre, équant, rarement porphyroïde, à grands cristaux de feldspaths plurimillimétriques (5 mm à 10 mm).

En lames minces, le granite comprend du quartz automorphe, du feldspath potassique (microcline quadrillé) très abondant, envahi de séricite (assez fortement damouritisé), participant au fond grenu de la roche et formant les quelques phénocristaux observés et du plagioclase (oligoclase et andésine). La biotite est le seul mica primaire ; elle est abondante en baguettes effilochées, toujours en voie de chloritisation sur l'ensemble du massif. La muscovite et/ou séricite sont secondaires, et apparaissent en inclusion dans les feldspaths potassiques. La roche contient un peu d'apatite et de zircon. Les minéraux présentent généralement une déformation marquée, qui se traduit dans les quartz par des bandes d'extinction roulantes ou des sous-grains, par une extinction roulante dans les feldspaths potassiques et par une torsion modérée des macles des plagioclases et des biotites (souvent tordues). La damouritisation générale des feldspaths et la chloritisation plus ou moins forte des biotites traduit un début de rétrogenèse de ce granite.

Massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé

L'essentiel de l'unité nord du Haut-Bocage vendéen est occupé par le Massif polygranitique de Moulins–les Aubiers–Gourgé, qui forme une bande d'extension N110, de 10 km de large. Ce massif est encaissé au Nord dans les Migmatites de la Tessouale et bordé au Sud par le granite à deux micas de la Grellière. Au Sud-Ouest il est en contact par faille avec les Migmatites du Peux et le massif de Bressuire. Plusieurs intrusions de tailles variables de granites à deux micas sont encaissées dans ces granites.

Quatre familles de granites sont distinguées dans ce massif :

- des granodiorites γ^4 isotropes (γ^4_N de Noirliu et γ^4_V des Vallières) ou bien porphyroïdes (ρ^4 de Voultégon) ;
- des monzogranites mésocrates, faciès de la Guivre γ^{3M}_G ;
- des monzogranites leucocrates isogranulaires γ^{3M} ou bien porphyroïdes $^L_R \gamma^{BM}$;
- des leucogranites à grain fin $f\gamma^{2,2-3}$.

Les différents faciès constituent des intrusions composites associant des faciès de composition et quelquefois de nature magmatique variée. Ces faciès sont difficilement cartographiables en raison de leur ressemblance macroscopique.

γ^4_N et γ^4_V . **Granodiorite isotrope à biotite, à grain moyen (vers 339-340 Ma)**. Ce type de granite constitue deux bandes qui enserrent en partie les Migmatites de la Tessouale.

La première (**Granodiorite de Noirliu** γ^4_N) de 1 à 3 km de puissance, assure la bordure nord du massif granitique de Moulins–les Aubiers–Gourgé, et jouxte les Migmatites de la Tessouale. Ce granite affleure en falaises plus ou moins escarpées le long des vallées de l'Argenton (à l'Est de Saint-Clémentin) et la Madoire (vers Noirliu) ou sous forme de dalles et de boules sub-affleurantes sur le plateau.

La deuxième (**bande granitique des Vallières** γ^4), 500 m de puissance au maximum, jalon en discontinu la faille de Cholet. Ce granite affleure correctement sous forme de dalles et de petites falaises dans la vallée de l'Argenton, entre le château de la Rochefontaine et la ferme des Vallières, au Sud de Sanzay, à proximité du hameau de la Roche et des fermes du Verger et du Grais. Il est nettement orienté.

Le faciès commun de la granodiorite est gris bleuté, mésocrate quand la roche est fraîche, légèrement crème à jaunâtre quand elle est altérée. La roche est équante, son grain homogène est fin à moyen (3 mm), sa teneur en biotite abondante ce qui lui confère une teinte sombre. Sur le terrain, il se différencie assez nettement des monzogranites par sa couleur gris bleuté, par de nombreux plagioclases trapus quadrangulaires, par la couleur blanchâtre des feldspaths (jamais roses), et par une richesse plus grande en biotite.

En lames minces, il est par contre mal aisé de le différencier du Monzogranite de la Guivre γ_G^{3M} . Les différences portent sur une relative pauvreté en quartz, un plagioclase zoné de type andésine (An 35-38), une plus forte teneur en plagioclase et en biotite. L'orthose et le microcline sub-automorphe (souvent en baguettes) ou xénomorphes sont présents avec le même habitus. D. Dhoste (1980) signale également dans ce faciès de la hornblende. La composition mésonormative de ces roches, calculée par Cuney *et al.* (1992) et ajustée à la composition de la biotite du granite (d'après la composition chimique moyenne de la roche) est celle de granodiorite : quartz : 22,1 ; albite : 31,7 ; anorthite : 14,4 ; orthose : 8,5 ; muscovite : 0,8 ; biotite : 21,6 ; apatite 0,58 ; ilménite : 0,00 ; hématite : 0,20 ; minéraux annexes : 31,2 %.

Cette roche, souvent grenue, présente généralement une fabrique magmatique fruste, mais elle n'est jamais schistossée. Au microscope, les quartz et feldspaths montrent une déformation roulante et la biotite est parfois tordue : ce faciès a donc été déformé une fois mis en place.

Données radiométriques. Les granodiorites isotopes à biotite ont fait l'objet de datations récentes :

– par la méthode U-Pb sur zircon. Trois datations ont été réalisées en 2000–2001, une sur la lame granodioritique des Vallières, et deux autres sur la granodiorite isotope de type « Noirlieu », affleurant sur la carte Vihiers (communication de D. Thiéblemont). Un âge à 336 ± 3 Ma a été obtenu sur le Granite des Vallières γ^4 (tabl. 4 et fig. 3 et 4), interprété comme l'âge de mise en place de ce granite. La granodiorite isotope de Noirlieu γ_N^4 a livré un âge à $340,7 \pm 1,3$ Ma (sur un faciès isotope prélevé sur la carte Vihiers ; communication de D. Thiéblemont), et à 344 ± 5 Ma (sur un faciès orienté prélevé sur la carte Vihiers ; communication de D. Thiéblemont). Ces âges sont similaires et datent une mise en place des bandes de granodiorites de Noirlieu et des Vallières vers 339-340 Ma (tabl. 1, hors-texte et 2) ;

– par la méthode K/Ar sur biotite. Elles ont été acquises sur des faciès appartenant à la granodiorite isotope de Noirlieu, prélevés sur la carte

| Echantillon | | Concentrations | | | | | Rapports isotopiques | | | AGE | |
|-------------|----------|----------------|------------|-----------------|-----------------------|----------------------|----------------------|------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|
| # | Min | pds. (µg) | U (ppm) | Pb rad (ppm) | Pb com (pg) [2] | Pb 206/204 [3] | Pb 208/206 [4] | Pb/U 206/238 [4] | Pb/U 207/235 [4] | Pb/U 207/206 [4] | Pb 207/206 (Ma) |
| 1 | 2zr nm | 27 | 1384 | 71.6 | 27 | 4526 | 0.075 | 0.05334±36 | 0.3910±28 | 0.05316± 6 | 336 |
| 2 | 2zr nm | 30 | 1521 | 76.3 | 266 | 564 | 0.078 | 0.05157±38 | 0.3779±30 | 0.05315±16 | 335 |
| 3 | 3zr nm | 29 | 1851 | 94.3 | 44 | 3945 | 0.072 | 0.05267±22 | 0.3862±18 | 0.05318± 6 | 336 |
| 4 | 4zr b nm | 13 | 912 | 36.8 | 34 | 912 | 0.079 | 0.05336±24 | 0.3913±22 | 0.5318±18 | 337 |

NOTES :

1 = Minéral : nombre de grains z : zircon, b : baguette, nm : non magnétique à 0°

2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb = 15 pg, U = 1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2σ. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Tabl. 4 - Résultats analytiques pour les zircons de la Granodiorite des Vallières (échantillons VJ-55)

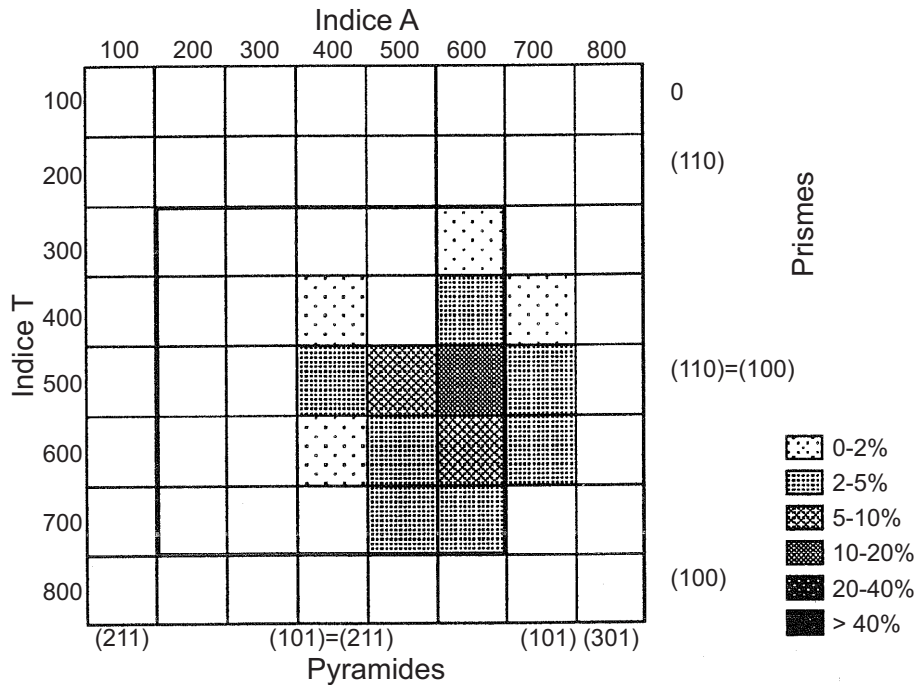


Fig. 3 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés de la Granodiorite des Vallières (échantillon VJ-55)

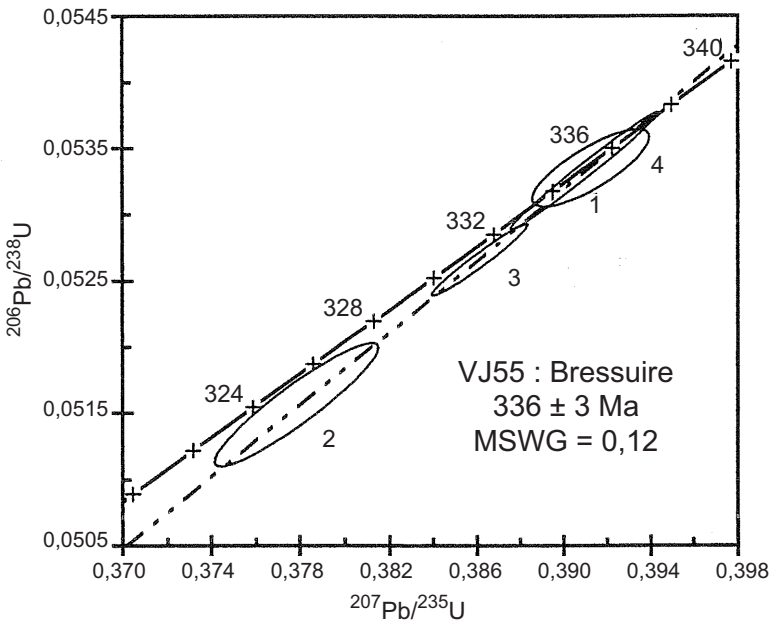


Fig. 4 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la Granodiorite des Vallières (échantillon VJ-55).
Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau 1

Vihiers, et sur la granodiorite isotrope des Cerqueux-de-Maulévrier, intrusives dans les Migmatites de la Tessouale (communication de D. Thiéblemont). Un âge à $344,6 \pm 4,9$ Ma a été obtenu sur la granodiorite isotrope des Cerqueux-de-Maulévrier, proche des âges U-Pb acquis ; et un âge à $355,8 \pm 5,1$ Ma sur un faciès orienté de la Granodiorite de Noirlieu, plus ancien que les précédents et dont la signification n'est pas comprise.

En résumé, les âges U/Pb indiquent une mise en place des granodiorites isotropes, orientés ou non, vers **339-340 Ma**, soit au Viséen moyen (tabl. 1, hors-texte). Les âges K/Ar, très proches des âges U/Pb suggèrent un refroidissement rapide de ces magmas.

$\rho\gamma^A$. **Granodiorite porphyroïde de Voultegon, à grain moyen, à biotite et phénocristaux orientés.** L'abondance de phénocristaux de feldspaths potassiques de 1 à 4 cm, en baguettes, différencie ce faciès porphyroïde du précédent isotrope γ^A , dont il possède sensiblement la même minéralogie et le même grain. Les phénocristaux y sont fréquents, parfois abondants, généralement orientés, non déformés et dessinent une fabrique magmatique verticale de direction approximative E-W.

Ce granite porphyroïde $\rho\gamma^A$ est encaissé pour l'essentiel dans la partie méridionale du faciès granodiorite non porphyroïde γ^A . Du fait des mauvaises conditions d'affleurement, le contact entre ces différents magmas n'a jamais pu être observé, mais la brutale apparition de phénocristaux dans ce faciès suggère qu'il correspond à une limite d'intrusion. Semblable du point de vue minéralogique au faciès isotrope γ^A ce faciès ne fera pas l'objet d'une description particulière.

Structures visibles. Cette granodiorite présente une fabrique magmatique verticale très fruste, irrégulière et discontinue de direction N70 qui se réoriente en direction N110 à proximité de la faille de Neuil-sur-Argent. L'absence de linéation minérale et de structure de cisaillement suggère que le magma a cristallisé sous contrainte co-axiale Z de direction méridienne.

γ_G^{3M} . **Monzogranite mésocrate à biotite à grain moyen de la Guivre.** Ce faciès a été défini par D. Poncet en 1993. Le granite affleure dans les vallées de l'Argent et du Dolo qui l'entaillent fortement (petites falaises). Sur les plateaux, il apparaît sous forme de boules ou de chicots ; dans la région nord-ouest de la feuille, ce granite se présente uniquement sous sa forme altérée (arène et sable micacé). Il est en grande partie enclavé dans le monzogranite leucocrate de Riparfond (${}^L\gamma_R^{3M}$) et est bordé au Nord-Ouest par un faciès de monzogranite leucocrate porphyroïde (${}^L\rho\gamma^{3M}$). La faille de Mauléon-Bressuire le recoupe dans la région de Rorthais-la Croix-Bel-Air ; la faille de la Madoire l'affecte dans la région de Bressuire.

Il s'agit d'un granite d'aspect rugueux, à grain homogène fin à moyen (2 à 3 mm), de couleur généralement gris sombre quand il est frais et souvent crème quand il est altéré. Le quartz est globuleux et

légèrement enfumé, la biotite y est abondante et les plagioclases présentent un habitus trapu. Ils sont blancs, roses ou jaunes. Contrairement aux granodiorites les feldspaths ne sont pas uniformément gris, ils sont rosés ou jaunâtres.

En lames minces, ce granite isotrope présente une structure grano-blastique, il est composé de quartz généralement xénomorphe, de plagioclase sub-automorphe trapu à section sub-quadrangulaire et zoné (An 22-35, oligoclase à andésine), d'orthose et de microcline sub-automorphes (parfois en baguettes) ou xénomorphes, de biotite et d'apatite. La muscovite y est exceptionnelle et secondaire, développée aux dépens du plagioclase. La composition mésonormative de ces roches calculée par Cuney *et al.* (1992) et ajustée à la composition de la biotite du granite (d'après la composition chimique moyenne de la roche) est celle d'un monzogranite : quartz : 25,76 ; albite : 30,3 ; anorthite : 8,7 ; orthose : 18,1 ; muscovite : 4,3 ; biotite : 12,0 ; apatite 0,60 ; ilménite : 0,18 ; hématite : 0,13 ; minéraux annexes : 22,4 %.

À proximité de la faille de Mauléon-Bressuire, la biotite est souvent en voie de chloritisation et les feldspaths sont envahis de séricite, traduisant l'altération métamorphique du granite.

Structures. Cette roche présente souvent une structure grenue isotrope, à l'exception d'une déformation marquée dans un vaste couloir intra-granite, de 2 km de large, de direction N100, centré sur les hameaux du Rouertais et des Roches Neuves. Dans ce couloir, le granite présente une fabrique magmatique fruste, verticale, de direction N100, et même localement une texture protomylonitique (à la Combe, sur la D164, à 500 m au Sud de la Haute Touche, et à l'ancien moulin de la Roche Neuve). Le faciès protomylonitique est caractérisé par une texture œillée, et par une schistosité verticale de direction N100 environ recoupée par des plans de cisaillement « C » verticaux, de direction N130 et portant des stries horizontales. La schistosité et les plans de cisaillement résultent du cisaillement dextre intra-Granite de la Guivre, effectué en condition métamorphique, dans les conditions de stabilité de la biotite et de la muscovite, recristallisées à proximité des surfaces mylonitiques.

Un deuxième couloir mylonitique borde le Granite de la Guivre plus au Sud, le long de la faille de la Madoire. Sa puissance, difficile à estimer faute d'affleurement, ne semble pas dépasser 50 à 75 m. Le granite présente deux familles de plans de schistosité striés horizontalement et soulignés de plaquages de quartz et de séricite. En lames minces ces plans correspondent à des zones de granulation très poussée de la roche, disposée en minces couloirs anastomosés constitués d'une « poussière » de grains minuscules de quartz noyés dans un feutrage de séricite. Ils ceinturent des lentilles de roches moins déformées à feldspaths complètement fracturés et quartz recristallisés et engrenés. Les biotites de ces mylonites sont complètement déstabilisées et décolorées, la muscovite est remplacée par de la séricite. Cette mylonitisation s'effectue dans des conditions de basse température. Les critères cinématiques

relevés (sur stries, et interprétation des deux familles de schistosité comme des plans « S » tordus et décrochés par des plans « C ») suggèrent une cinématique senestre pour cette mylonitisation le long de la faille de la Madoire. Cette mylonitisation s'est effectuée à basse température, nettement après la mise en place du granite de la Guivre.

${}^L\gamma^{3M}$. **Monzogranite leucocrate à biotite (faciès Moulins [${}^L\gamma^{3M}_M$], faciès « Riparfond » [${}^L\gamma^{3M}_R$])**. Ces monzogranites sont présents sous deux faciès : le **Monzogranite de Moulins** [${}^L\gamma^{3M}_M$] et le **Monzogranite de Riparfond** [${}^L\gamma^{3M}_R$]. Ordinairement de teinte gris clair à crème, rarement rosâtre, ces monzogranites sont régulièrement calibrés et possèdent un grain fin à moyen de 1 à 3 mm. Relativement pauvres en micas, ils présentent des feldspaths de section sub-carrée de même dimension que le fond de la roche. Ces granites sont difficilement séparables du Monzogranite de la Guivre (γ^{3M}_G) avec lequel ils présentent des similitudes. Ils s'en différencient par une couleur plus claire et moins rose, un grain plus fin et une teneur en biotite inférieure. Cependant, ces particularités d'aspect ne permettent pas à elles seules de déterminer sans ambiguïté les limites de faciès. Les différences sont surtout géochimiques.

Cartographiquement, ces monzogranites forment deux bandes approximativement orientées N100 séparées par le monzogranite mésocrate de la Guivre (γ^{3M}_G) : au Nord, le monzogranite leucocrate de Moulins ${}^L\gamma^{3M}_M$ (décrit sur la feuille Les Herbiers) affleure et au Sud, le monzogranite leucocrate de Riparfond ${}^L\gamma^{3M}_R$ (décrit par D. Poncet, 1993) s'étend jusqu'à la faille de Bressuire. Ce dernier monzogranite se prolonge largement au Sud-Est sur la carte voisine Thouars, où M. Dhoste (1980) l'a considéré comme un leucogranite et cartographié comme tel (Legendre *et al.*, 1989). Mais les analyses chimiques effectuées sur ce faciès par Cuney *et al.* (1992) démontrent sans ambiguïté son appartenance aux termes monzogranitiques les plus évolués et son indépendance vis-à-vis des leucogranites à deux micas (Poncet, 1993).

La composition minéralogique de ces monzogranites leucocrates est à quartz abondant, orthose-microcline, oligoclase An : 20, biotite, un peu de muscovite primaire de petite taille, et à muscovite secondaire (séricite) développée aux dépens des feldspaths ou de la biotite.

La composition mésonormative calculée par Cuney *et al.* (1992) et ajustée à la composition de la biotite du granite (d'après la composition chimique moyenne de la roche) est celle de monzogranites très évolués proches des leucogranites : quartz : 28,6 ; albite : 29,1 ; An : 5,8 ; Orthose : 22,1 ; muscovite : 6,2 ; biotite : 7,3 ; apatite : 0,36 ; ilménite : 0,17 ; hématite : 0,31 ; minéraux annexes : 16,6 %.

Structures visibles. Ces granites ne présentent pas de fabrique magmatique évidente. Le Monzogranite de Riparfond ${}^L\gamma^{3M}_R$ est déformé en senestre à proximité de la faille de Bressuire et de la faille de Madoire. La zone de mylonitisation s'observe : 1) à proximité de Beaulieu-sous-Bressuire, le long de la D175, en bordure du ruisseau du Bouillon ; 2) et à proximité de Bressuire dans les fossés de la D35, sous le pont de

la rocade de Bressuire. Sa puissance est de 50 m sous le pont de la rocade. On y observe deux familles de plans de schistosité verticale de direction N70 et N110, striés et anastomosés, correspondant à des zones de forte granulation de la roche : lentilles de granite à minéraux fracturés moulées par les plans de schistosité et aussi biotites détruites et séricite remplaçant la muscovite. Cette mylonitisation s'effectue là aussi en senestre dans des conditions de basse température.

${}^L\gamma^{3M}$. **Monzogranite leucocrate à grain moyen, à tendance porphyroïde (de type Moulins porphyroïde)**. Ce granite porphyroïde forme une masse continue entre Saint-Aubin-de-Baubigné (Ouest de la carte) et Chambrouet (Est). Il est bordé au Sud, par le Monzogranite de la Guivre (γ_G^{3M}) puis à partir du ruisseau de la Motte (environ de l'axe médian de la carte) par le monzogranite leucocrate de Riparfond.

À l'Ouest et au Nord-Ouest, ce granite est en contact avec le monzogranite leucocrate isotrope de Moulins (${}^L\gamma_M^{3M}$) ; au Nord, il est en contact par faille avec la granodiorite porphyroïde de Voultegon (${}^P\gamma^4$). Il forme une large partie des altérites qui couronnent les reliefs de la partie axiale de l'unité nord du Haut-Bocage. Ce faciès est de teinte claire, crème à rosâtre et pauvre en micas. Les phénocristaux trapus sont de taille centimétrique. Il est tout à fait similaire aux Monzogranites leucocrates de Moulins (${}^L\gamma_M^{3M}$) et de Riparfond (${}^L\gamma_R^{3M}$) dont il ne s'en distingue que par la présence de phénocristaux. Il présente également des similitudes d'aspect sur le terrain avec la granodiorite porphyroïde de Voultegon (${}^P\gamma^4$) : même aspect rugueux, même couleur d'altération (crème, jaunâtre), mais s'en différencie nettement par sa couleur (rarement gris foncé) et les phénocristaux, moins abondants.

En lames minces, seule la présence de phénocristaux différencie ce granite des monzogranites isotropes de Moulins et de Riparfond.

${}^f\gamma^2$. **Leucogranite à grain fin à muscovite dominante ; ${}^f\gamma^{2-3}$. Leucogranite à grain fin à biotite dominante sur la muscovite ; ${}^f\gamma^{2, 2-3}$. Zone d'imbrication (stockwerks) des deux faciès (vers 340 Ma)**. Les levés cartographiques montrent que granodiorites et monzogranites du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé sont injectés très irrégulièrement par des intrusions (petits plutons, filons isolés et stockwerks).

Les massifs les plus importants sont ceux de Saint-Clémentin (affleurant à proximité du bourg et dans la vallée du Dolo) et celui de la Grellière affleurant dans les environs de Saint-Sauveur et de la Grellière au Sud-Est de la carte ; les zones de stockwerks (réseau très dense de filons) s'étendent dans les environs des Aubiers (dans le bourg et surtout à l'Ouest et au Sud-Est de celui-ci), ainsi qu'au contact entre les granodiorites et les Migmatites de la Tessouale.

Le massif de Leucogranites fins de Saint-Clémentin est assez homogène et renferme peu d'enclaves. En revanche, le massif de la Grellière renferme beaucoup d'enclaves décimétriques à métriques ainsi que des

panneaux kilométriques de migmatites. Les stockwerks sont hétérogènes et fréquemment associés à des masses, ou enclaves (?) de granodiorites. Les mauvaises conditions d'affleurement rendent difficiles la cartographie de ces stockwerks ; leurs limites sont approximatives et ne permettent pas de présenter la géométrie des divers faciès. Cependant, la densité des enclaves et l'impression de terrain suggèrent que ces granites fins se sont injectés dans les roches conservées en enclaves disloquées et digérées.

Ces granites sont bien calibrés (grain de 1 à 2 mm), formés d'un fond feldspathique de teinte clair rosâtre ou crème à légèrement grisée sur lequel tranchent quelques fines paillettes de micas et de petits quartz globuleux. Deux sous-faciès peuvent être distingués en fonction de teneurs locales en micas déterminant des faciès à biotite dominante $f\gamma^{2-3}$ ou à muscovite dominante $f\gamma^2$. Le premier faciès à biotite $f\gamma^{2-3}$ constitue le massif de la Grellière et la partie méridionale du massif de Saint-Clémentin ; le second $f\gamma^2$ forme l'essentiel, mais pas la totalité, des intrusions et stockwerks de la région des Aubiers.

En lames minces, la composition minéralogique donne du quartz, de l'orthose et/ou du microcline quadrillé xénomorphe ou quadrangulaire, de l'oligoclase (An 20), de la biotite en cristaux lamellaires millimétriques parfois chloritisée, de la muscovite primaire en fines sections allongées, de la muscovite secondaire amiboïde et xénomorphe, de l'apatite et du zircon. La distribution des micas est variable, la biotite domine $f\gamma^{2-3}$ ou non sur la muscovite $f\gamma^2$ suivant les faciès et peut localement être le seul mica présent.

Structures. Le Leucogranite de la Grellière est le seul massif à montrer une structuration remarquable. Il présente une légère fabrique magmatique caractérisée par une orientation des micas, non déformés. Cette fabrique est conforme à l'allongement des panneaux de migmatites de toutes tailles (décamétrique à kilométrique) enclavés dans le granite et à la schistosité de ces migmatites. Ces similitudes d'attitude de fabrique du granite, et d'allongement et de schistosité des migmatites, suggèrent une co-structuration du Leucogranite de la Grellière avec les migmatites.

Ces structures, généralement planaires et verticales, d'orientation moyenne N150 se réorientent en senestre en direction N120 à N100 à proximité de la faille de la Madoire (ceci est net entre le village de la Chaume et le hameau de l'Auraie).

Données radiométriques. Les leucogranites ont fait l'objet de deux datations récentes, l'une sur monazite réalisée sur le massif de la Grellière, l'autre K/Ar sur un leucogranite intrusif dans la Granodiorite de Noirlieu (échantillonné sur la feuille Vihiers à la limite nord de la feuille Bressuire).

– Les mesures des teneurs en U, Th et Pb, réalisées sur les monazites (tabl. 5 et fig. 5 et annexe) montrent que les grains ont enregistré partiellement plus d'un événement probablement vers 350 et 380 Ma.

– La datation K/Ar sur muscovite du leucogranite (datation communiquée par D. Thiéblemont ; tabl. 1, hors-texte et 2) a donné un âge **340 ± 4,8 Ma**, similaire à celui obtenu sur le Leucogranite de la Grellière. Ces âges sont sensiblement identiques à ceux obtenus sur les granodiorites : les mises en place des faciès granodioritiques et leucogranitiques du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé se seraient donc effectuées vers 340 Ma.

Massif leucogranitique de Bressuire

Ce pluton composite a une forme allongée de direction NW-SE. Au Nord-Est, sa limite est assurée par la faille de Mauléon–Bressuire. À l'Ouest il est intrusif dans les Micaschistes de Cirière (ξ^2), au Sud-Ouest il est en contact tectonique avec les grès micaschisteux de Courlay ($G\xi^{1-2}$). Au Nord-Ouest l'extrémité du massif forme des digitations injectées dans les Migmatites de Rorthais–le Peux.

Les faciès du massif de Bressuire sont nettement contrastés mais sont rarement associés à l'affleurement. Trois faciès principaux ont été identifiés :

- un granite à deux micas, à grain moyen et grosse muscovite (faciès de Monthardy) γ_{gm}^2 ; ce granite allongé E-W représente environ le quart du massif ;
- deux granites à deux micas, à grain moyen $m\gamma^{2-3}$, allongés parallèlement à la faille de Bressuire, et situés au Nord et au Sud du granite précédent ;
- un petit granite à deux micas porphyroïdes à grain moyen $P\gamma^{2-3}$, enclavé dans le faciès à grosse muscovite de Monthardy (γ_{gm}^2).

Les leucogranites du massif de Bressuire se distinguent des leucogranites voisins (associés aux granitoïdes du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé) par leur grain plus grossier, par des micas souvent très grands (3 à 10 mm), leur texture équante à faiblement orientée soulignée par la disposition planaire des biotites et localement par la présence de muscovite automorphe. Ils ne sont pas affectés par des déformations ductiles, même à proximité de la faille de Mauléon–Bressuire.

γ_{gm}^2 . **Leucogranite à grosse muscovite losangique et à quartz globuleux (faciès de Monthardy)**. C'est un granite à deux micas de teinte blanchâtre à grisâtre, parfois jaune-ocre, à grain souvent moyen (3 mm), parfois gros (5 mm), à texture isométrique, plus ou moins orienté (faciès de Monthardy). On y observe du quartz globuleux subautomorphe et enfumé qui tranche sur le fond blanchâtre feldspathique et de la muscovite orientée en individus automorphes à section losangique pouvant dépasser 10 mm. Des phénocristaux de feldspath potassique apparaissent localement. Ce faciès constitue le faciès central du massif de Bressuire, orienté en E-W.

| Pb (ppm) $\pm \sigma$ | U (ppm) $\pm \sigma$ | Th (ppm) $\pm \sigma$ | Âge moyen pondéré $\pm 2 \sigma$ | Âge isochrone Pb = f(Th*) $\pm 2 \sigma$ Ma | Âge isochrone Th/Pb = f(U/Pb) $\pm 2 \sigma$ Ma |
|--------------------------|-------------------------|--------------------------|-------------------------------------|---|---|
| 1 119 \pm 357 | 7 139 \pm 5 637 | 45 607 \pm 14 213 | 361,9 \pm 4,7 n = 223 | 345 \pm 15 n = 223 | 372 \pm 5,1 n = 223 |

**Tabl. 5 - Analyses à la microsonde électronique sur monazites d'un échantillon du leucogranite de la Grellière (VJ. 63).
Le nombre de points retenus pour les calculs est indiqué entre parenthèses.**

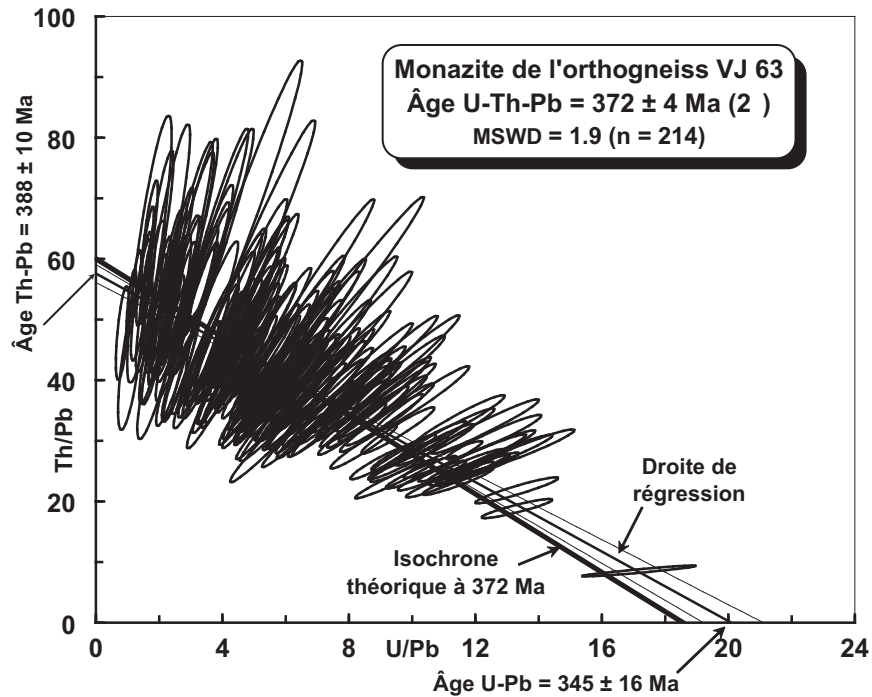


Fig. 5 - Datation radiométrique d'un échantillon (VJ-63) de Leucogranite de la Grellière, à l'aide d'un diagramme isochrone $U/Pb = f(Th/Pb)$

En lames minces, le granite présente une texture grenue. On y distingue : du quartz abondant, parfois granulé et étiré en lanières xénomorphes polycristallines, des feldspaths potassiques (orthose et microcline) petits et trapus (sauf rares phénocristaux), du plagioclase (oligoclase) souvent séricitisés, de la biotite et de la muscovite. Cette dernière, plus abondante que la biotite, se présente en grands cristaux orientés ou en petites lamelles entre les minéraux ou dans les fissures de ceux-ci. On distingue comme minéraux accessoires de l'apatite, des zircons (rares) et des opaques (très rares). Les observations microscopiques sur la grande majorité des affleurements étudiés révèlent que les minéraux sont pratiquement indemnes de toute déformation plastique et/ou fragile. Le quartz est optiquement clair et ne présente qu'occasionnellement une très faible déformation interne les autres minéraux ne sont jamais brisés. Cependant, sur certains sites les plagioclases peuvent être brisés avant la cristallisation totale du quartz : les fissures créées sont alors remplies de quartz interstitiel en continuité optique avec le quartz matriciel (Poncet, 1993). Cet état microstructural est caractéristique d'une déformation acquise en fin de cristallisation du magma (Guineberteau, 1984 ; Gleizes et Bouchez, 1989).

Structure visible. Ce leucogranite présente fréquemment une fabrique magmatique faiblement à moyennement pentée qui se traduit par une orientation nette des phénocristaux de muscovite (rarement tordus). Il montre aussi (mais de façon moins apparente) une orientation de la biotite et des rares phénocristaux de feldspaths potassiques. La direction de la foliation évolue entre N40 et N110, son pendage de 10 à 90° est le plus souvent dirigé vers le Sud ; les trajectoires de foliation sont soit modérément sécantes sur les limites cartographiques du pluton (au Nord-Ouest de Terves) soit quasiment parallèles à ces limites (au Sud de Breuil-Chaussée). Elles sont de toutes façons obliques sur la faille de Mauléon-Bressuire.

L'étirement fréquent du quartz et l'alignement fruste de minéraux matérialise une linéation minérale faiblement pentée (0-20°) en moyenne vers le N60 ou le N240, résultant d'une déformation ductile (post-cristallisation) dans cette direction. Sur la bordure méridionale du massif, au Sud de Breuil-Chaussée, et au Nord-Ouest de Terves, une orthogneissification naissante est visible de manière tenue et ponctuelle. Elle se traduit par une schistosité « S » faiblement pentée vers le Sud et plus rarement par des plans de cisaillement « C » recoupant les plans « S ». Des stries de direction méridienne à Sud-Ouest sont portées par les plans C et sont faiblement pentées vers le Sud (10-20°). L'obliquité angulaire entre les plans C et S atteste d'une déformation tangentielle à vergence nord (= écaillage ductile). Elle se développerait au toit du pluton à l'interface avec son encaissant.

$m\gamma^{2-3}$. **Leucogranite à deux micas, à grain moyen**. Ce granite leucocrate affleure au Nord-Ouest et au Sud-Ouest de la masse principale de granite à grosse muscovite (γ_{gm}^2). C'est une roche isogranulaire isotrope de couleur grise à blanchâtre, à grain fin à moyen (2 à 3 mm) à

deux micas. Le rapport biotite/muscovite est variable : on distingue tantôt un faciès à biotite dominante (pérotrope : Le Cout, de D. Poncet, 1993) et tantôt un faciès à muscovite dominante (pérotrope : la Boulaie, de G. Poncet, 1993).

En lames minces, ce granite possède une texture grenue isogranulaire et une composition minéralogique de leuco-monzogranite : quartz abondant, parfois granulé, feldspaths potassiques (orthose et microcline) petits et trapus (sauf rares phénocristaux) et plagioclase (oligoclase) souvent séricitisés. La biotite (dominante ou subordonnée sur la muscovite), est présente en petites lamelles solitaires souvent orientées entre les minéraux ou dans les fissures de ceux-ci. Comme minéraux accessoires on distingue de l'apatite, des zircons (rares) et des opaques (très rares). Les observations microscopiques sur la grande majorité des affleurements étudiés révèlent que les minéraux sont pratiquement indemnes de toute déformation plastique et/ou fragile.

Structure visible. Ce leucogranite ($m\gamma^{2-3}$) paraît vaguement orienté à l'affleurement (orientation des micas), il est équant, sauf sur sa bordure méridionale, vers Terves et au Sud de Breuil-Chaussée où il est mylonitisé. La zone mylonitique suit grossièrement l'interface pluton-encaissant. La déformation se traduit par une schistosité pénétrative faiblement à moyennement pentée vers le SSW, recoupée localement par des plans de cisaillement à pendage moins fort (vers Terves). Les stries de direction méridienne à NE-SW portées par les plans C, sont faiblement pentées (de 10-20°) vers le Sud ou le Sud-Ouest. Ces plans sont interprétés comme des structures de type « C » et « S ». Leur obliquité angulaire atteste d'une déformation tangentielle à l'interface pluton-encaissant, avec déplacement relatif de l'encaissant vers le Nord ou le Nord-Est.

$P\gamma^2$. **Leucogranite porphyroïde orienté à grain moyen (3 mm) ou gros (5 mm)**. Le type moyen de ce faciès est un granite rosé à jaunâtre parfois blanchâtre, à grain rarement fin (3 mm), souvent grossier (5 mm). Il est porphyroïde, avec des phénocristaux souvent orientés et très abondants de 15 à 25 mm, à biotite et muscovite moins abondante. Il constitue un faciès annexe du massif de Bressuire et il est intrusif en contact franc dans le faciès à grosses muscovites.

En lames minces, le granite présente une texture grenue porphyrique. Les grands cristaux de feldspaths potassiques sont de l'orthose et du microcline riches en inclusions de plagioclase et de biotite. Le plagioclase forme des prismes trapus automorphes peu zonés (oligoclase An20-25) souvent séricitisés. Le quartz y est abondant, parfois granulé et étiré en lanières xénomorphes polycristallines. La biotite et la muscovite, primaires, apparaissent souvent en fuseaux sigmoïdes tordus. La muscovite est également présente en petites lamelles entre les minéraux ou dans les fissures de ceux-ci.

Structures visibles. Le faciès de leucogranite porphyroïde présente une légère fabrique magmatique de direction approximative N90,

moyennement (40°) à fortement (60°) pentue vers le Sud. Aucune structure de cisaillement n'a été observée.

Intrusions magmatiques

γ-Q. Granitoïde très quartzeux et quartz filonien. Il s'agit d'une roche grenue, à grain moyen à gros (3 à 5 mm), de couleur grisâtre. Elle comporte du quartz (très abondant) et des feldspaths en quantité variable, les micas sont rares ou parfois absents. Ce granitoïde est très fracturé, voire localement cataclaté. Il génère deux filons : l'un à Nueil-sur-Argent, où il jalonne la rivière, l'autre le long de la faille de la Madoire où il est visible dans la cour de la ferme de la Bimboire et ses alentours, 1 km au Nord de Saint-Sauveur.

Q. Filons de quartz blanc laiteux. De nombreux filons quartzeux, parfois minéralisés en antimoine, sont intrusifs le long des traces de failles dans les formations schisteuses, micaschisteuses ou magmatiques. Ils ne sont généralement pas cartographiables et affleurent en blocs de taille centimétrique à plurimétrique, visibles dans les champs ou dans des bosquets et petits bois. Les filons les plus remarquables sont ceux de la forêt de Boissière, Combrand, la Croix de Bel Air, Souvigny, Brétignolles et le bois de Puyrajoux, tous intrusifs sur plusieurs centaines de mètres de longueur dans des failles satellites du cisaillement de Secondigny.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les contours des formations superficielles sont le résultat d'une compilation basée sur les observations de terrain, les sondages de la Banque de données du Sous-Sol (BSS du BRGM) et enfin les sondages de reconnaissance réalisés en 2001 par le Service géologique national (cf. tabl. 6).

Formations d'altération

A. Altérites en place ou colluvionnées. Les altérites de socle sont des formations meubles qui dérivent de l'altération physique et chimique des roches cristallines ou métamorphiques. La formation des altérites supergènes s'est effectuée par hydrolyse météorique des roches de socle sous des climats chauds et humides (altération lessivante kaolinique). Les périodes les plus favorables à ces altérations ont été le Crétacé inférieur ainsi que l'Éocène inférieur et moyen (Estéoule-Choux, 1983 ; Wyns *et al.*, 1988).

La lithologie des altérites est fonction de la roche et du stade de l'altération (la cartographie ne distingue pas ces stades). Sur les micaschistes, on identifie deux stades d'altération (du stade tardif au stade précoce) :

– les allotérites : ce sont des argiles silteuses de couleur brune (appelées « tuffe » ou « molin » dans la région). Ces argiles ont une teneur

variable en fragments de quartz et de micas (secteur ouest de Combrand). Les fragments de quartz sont de taille millimétrique ou centimétrique. Ils sont issus de quartz filoniens, de quartz d'exsudation ou de bancs de quartzites des roches saines. Les quartz et les micas sont abondants dans les horizons superficiels d'altérites car une grande partie de la fraction fine a été lessivée (ruissellement, labours). Ces argiles forment la partie supérieure et la plus évoluée des altérites. Elles se caractérisent par une réduction de volume et par une disparition de la texture par rapport à la roche mère ;

– les isaltérites : ce sont des silts argileux qui conservent le volume et la structure de la roche mère (stratification, schistosité). Les isaltérites sont de couleur ocre ou lie-de-vin. Les micaschistes prennent l'aspect du carton bouilli (la Valentinière, la Vergne).

Sur les granites et granitoïdes, on peut observer les stades suivants (fig. 6) :

– les allotérites : ce sont des arènes argileuses ou des argiles, terme ultime de l'altération supergène des granites (forêt privée de Boissière, la Coindrie, Jeanne d'Arc). Les argiles sont blanches en surface sur les granites (kaolinites dérivées des feldspaths), vert-de-gris ou lie-de-vin en sondages ;

– les isaltérites : ce sont des arènes consolidées (appelées « chape » dans la région), souvent caractérisées à leur base par un feuilletage ou une fissuration horizontale (moulin de la Connouère). Sous les isaltérites de granites, la partie supérieure des massifs présente un horizon fissuré de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. On peut l'observer dans les secteurs de Saint-Clémentin, Voultegon et les Aubiers. Cette fissuration horizontale correspond à l'éclatement de la roche sous l'action du gonflement de certains minéraux, en particulier des biotites au stade précoce de l'altération (Wyns, 2003, 2004). Sur les cornéennes, les altérites sont des mélanges d'arènes et d'argiles ;

– la base des isaltérites contient des boules résiduelles, appelées « vaux » dans la région de Bressuire. Lorsque les particules fines ont été entraînées par l'érosion, les boules subsistent seules sur le sol. À l'échelle de la carte, les boules sont ainsi supportées par la surface de base des altérites : à l'échelle locale, on observe qu'elles ont pu dévaler les pentes par gravité ou bien être détruites pour favoriser l'agriculture (ce qui fut fait localement dans les années 50).

Ces altérites sont analogues aux latérites actuelles, à la nuance près que les profils d'altération actuels (qui sont complets) comportent une cuirasse latéritique sommitale qui n'est pas relevée dans la région de Bressuire.

L'épaisseur moyenne des altérites de granites, à l'affleurement ou en sondages est de 6 m, les valeurs étant comprises entre 1,7 et 13,5 m (tabl. 6). Ponctuellement, des épaisseurs de 21 m ont été relevées dans les sondages de reconnaissance de la Coussaye et du Bois du Breuil

(indices BSS 05388X0010 et 05382 x 0024, tabl. 6). Ces valeurs sont similaires aux épaisseurs observées sur la carte voisine Les Herbiers (Monzogranite de Moulins) ; elles traduisent la préservation des manteaux d'altération dans des dépressions du paléorelief.

Sur les micaschistes, l'épaisseur moyenne des altérites est de 10-15 m (*vs.* plus de 40 m sur la carte voisine Les Herbiers), les placages préservés les plus vastes sont localisés dans le secteur de Combrand et de la Laimière.

Ainsi, contrairement à la carte voisine Les Herbiers (n° 537), les altérites ne forment pas de placages épais dans la région de Bressuire. Si à lithologie équivalente on peut supposer que l'altération a été la même dans les deux régions, alors le décapage des altérites a été plus intense sur Bressuire.

La base des profils d'altération n'est pas une surface horizontale à l'échelle locale. Elle progresse généralement vers le bas le long des fractures et des surfaces de failles (fig. 6). En effet, la fracturation et le broyage des roches suivant la faille augmentent localement la perméabilité (Flageolet, 1977) ce qui favorise une percolation plus profonde des eaux météoriques et donc une altération plus pénétrative. La conjonction de ces trois phénomènes (fracturation, broyage, altération) entraîne la formation de couloirs de forte perméabilité suivant les failles ce qui explique la présence de nombreuses sources. Ces couloirs d'altérites sur failles sont préférentiellement empruntés par l'érosion ce qui permet de suivre la trace des accidents en surface ou sur des modèles numériques de terrain.

L'âge des altérites est connu de manière indirecte. En effet, dans le sondage de Chambrouet (indice BSS n° 05383X0023), les argiles noires qui recouvrent les altérites sont d'âge albien supérieur à cénomaniens (cf. infra). Les altérites de la région de Bressuire seraient donc d'âge antécénomaniens. Un autre échantillonnage, réalisé cette fois dans les altérites du sondage de la Chaudrie (indice BSS n° 05382X0025), a livré des microflores d'âge probable éocène inférieur. Ces deux datations semblent indiquer que dans cette région située en bordure de massif ancien, la surface d'érosion continentale crétacée et la surface d'érosion continentale éocène sont géométriquement presque confondues. Dans cette hypothèse, les profils d'altération sont polygéniques, avec une première altération au Crétacé et une reprise de l'altération au Tertiaire.

Cette hypothèse est compatible avec les observations réalisées par ailleurs, suivant lesquelles les périodes les plus favorables à ces altérations ont été le Crétacé inférieur ainsi que l'Éocène inférieur (Wyns *et al.*, 1988). Sur les cartes voisines Thouarcé (carte n° 484) ou Parthenay (carte n° 565), des altérites sont également scellées par les dépôts cénomaniens et sur la carte de Montreuil-Bellay (carte n° 512), ces altérites sont d'âge antécénomaniens et éocène.

L'altitude de la base des altérites se répartit en trois domaines entre les décrochements : 150 m au Nord de la faille de Cholet, 170 m entre

| Indices BSS | Communes / sites de sondages | X | Y | Z- sol | Épaisseur totale des formations superficielles (mètres) | Répartition (mètres) C = cailloutis, sables rouges et argiles grises, AN = argiles noires et A = altérites | Altitude de la base des formations superficielles |
|-------------|-------------------------------------|-----------|------------|--------|---|---|---|
| 05388X0005 | Bressuire / Bellevue | 391515,87 | 2209927,84 | 184 | 6 | C : 6 | 178,00 |
| 05383X0023 | Bressuire / Chambrouet | 387128,28 | 2214006,21 | 166 | 13,5 | C : 7,5 puis AN : 3 puis A : 3 | 152,50 |
| 05388X0003 | Bressuire / La Pirandrie | 388104,4 | 2211947,55 | 177 | 10,5 | C : 1,2 puis A : 9,3 | 166,50 |
| 05388X0012 | Bressuire / La Sapinière | 390961,25 | 2209420,3 | 187 | 13,5 | C : 4,5 puis A : 9 | 173,50 |
| 05387X0014 | Bressuire / La Sorinière Neuve | 382055,58 | 2212978,88 | 173 | 3 | A : 3 | 170,00 |
| 05388X0011 | Bressuire / Le Poti Grand Champ | 387715,70 | 2211030,44 | 170 | 10 | C : 1,75 puis A : 8,25 | 169,00 |
| 05387X0015 | Bressuire / Les Brandes | 381274,92 | 2213054,38 | 181 | 10,5 | A : 10,5 | 171,50 |
| 05387X0013 | Bressuire / Les Comberteries | 386574,46 | 2212257,11 | 171 | 7,3 | A : 7,3 | 162,70 |
| 05388X0008 | Faye l'Abesse / La Catin Est | 393405,78 | 2207041,66 | 168 | 8,4 | C : 0,3 puis A : 8,1 | 159,60 |
| 05388X0009 | Faye l'Abesse / La Catin Ouest | 392506,88 | 2207272,97 | 166 | 8,8 | C : 4,5 puis A : 4,3 | 157,20 |
| 05388X0010 | Faye l'Abesse / La Coussaye | 393043,74 | 2208317,25 | 170 | 22,5 | C : 1 puis A : 21,50 | 147,50 |
| 05388X0006 | Faye l'Abesse / L'Auraire | 391852,36 | 2207999,32 | 169 | 6 | C : 1,50 puis A : 4,5 | 163,00 |
| 05388X0007 | Faye l'Abesse / Les Brandes | 392747,13 | 2207916,72 | 171 | 7 | C : 1,20 puis A : 5,8 | 164,00 |
| 05388X0013 | Geay / La Touche Noire | 393482,65 | 2209827,25 | 175 | 8 | C : 0,3 puis A : 6,7 | 167,00 |
| 05388X0004 | Geay / Le Glauseau | 393090,95 | 221075,70 | 183 | 13,5 | A : 13,50 | 169,50 |
| 05381X0012 | Mauléon / Le Cossau | 368209,99 | 2215282,49 | 183 | 7,5 | A : 7,50 | 175,50 |
| 05382X0025 | Nueil-sur-Argent / La Chaudrie | 377759,87 | 2216475,94 | 177 | 4,5 | A : 4,50 | 172,50 |
| 05382X0024 | Nueil-sur-Argent / La Madeleine | 375891,85 | 2215914,56 | 168 | 4 | C : 0,40 puis A : 3,60 | 164,00 |
| 05382X0028 | Nueil-sur-Argent / La Moulière | 376773,79 | 2214527,49 | 177 | 4 | A : 4,00 | 173,00 |
| 05382X0026 | Nueil-sur-Argent / Le Tournelais | 376703,56 | 2218886,67 | 119 | 4,7 | A : 4,70 | 114,30 |
| 05382X0029 | Nueil-sur-Argent / Les Esserts | 374080,42 | 2215598,47 | 178 | 4,3 | A : 4,30 | 173,70 |
| 05382X0027 | Nueil-sur-Argent / Mont-Louis | 376692,56 | 2215602,02 | 178 | 10,5 | A : 10,50 | 167,50 |
| 05381X0011 | Saint-Pierre Échaub. / La Buardière | 367534,15 | 2223859,24 | 182,5 | 1,7 | A : 1,70 | 180,30 |
| 05382X0024 | Voultegon / Le Bois du Breuil | 380645,37 | 2214500,34 | 175 | 25,5 | C : 4,50 puis A : 21 | 148,50 |

Tabl. 6 - Résumé des sondages effectués par le BRGM dans le cadre des présents levés.

Coordonnées X et Y en Lambert II étendu, Z-sol et épaisseur en mètres.

Les sondages ont été réalisés avec la tarière Bonne-Espérance du BRGM en 2001

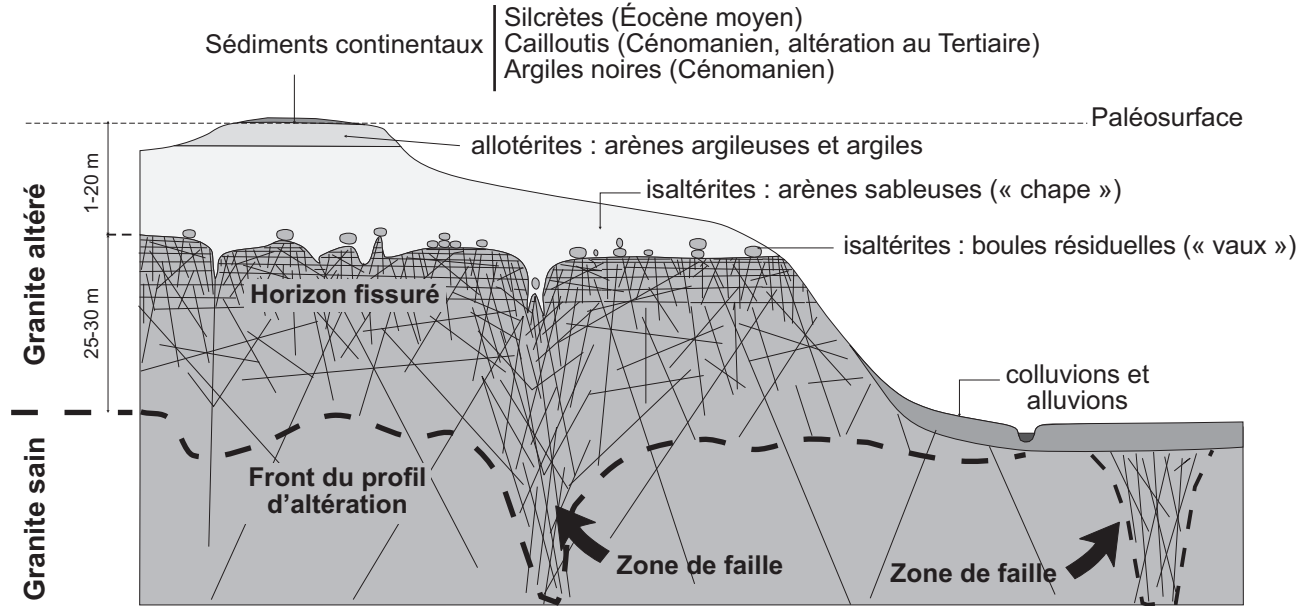


Fig. 6 - Allure schématique d'un profil d'altération sur granites ou granitoïdes

| Indice BSS N° échantillon N° lame | Site de sondage | Profondeur échantillonnage | Description sommaire | Attribution présumée | Matière organique | Microflore | Attribution après analyse |
|---|-------------------------------------|-------------------------------|-------------------------|-------------------------|--|---|-------------------------------------|
| 05381X0012 JCA-170401-1 28 579 | Mauléon / Le Cossau | 1,50 m | altérite de granite | Crétacé | très rare | <i>Pinus, Betula, Ulmus</i> , Compositae liguliflorae et Compositae tubuliflorae, <i>Polypodium vulgare</i> | Quaternaire |
| 05381X0012 JCA-170401-1bis 28 580 | Mauléon / Le Cossau | 3 m | altérite de granite | Crétacé | très rare | <i>Pinus, Quercus</i> | Quaternaire |
| JCA-170401-3 28 581 | Nueil-sur-Argent / Le Tournelais | 0,70 m | altérite de granite | Crétacé | rare | <i>Pinus, Quercus, Betula, Ulmus</i> , Compositae liguliflorae | Quaternaire |
| 05382X0026 JCA-170401-3bis 28 582 | Nueil-sur-Argent / Le Tournelais | 4 m | altérite de granite | Crétacé | rare | <i>Pinus, Quercus, Betula, Ulmus</i> , Compositae liguliflorae et Compositae tubuliflorae, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Cyperaceae, Gramineae, Typhaceae, Sphagnaceae | Quaternaire |
| 05382X0025 JCA-180401-2 28 583 | Nueil-sur-Argent / La Chaudrie | 1,50 m | altérite de granite | Crétacé | peu abondante, tissus végétaux jaunes, débris de bois et débris charbonneux opaques | <i>Pinus, Corylus, Quercus, Alnus, Tilia, Fagus,</i> <i>Betula, Ulmus, Buxus</i> , Compositae liguliflorae, Compositae tubuliflorae, <i>Typha, Nuphar</i> Gramineae, Umbelliferae, Cyperaceae, Sphagnaceae, <i>Polypodium vulgare</i> , <i>Laevigatosporites haardti</i> Éocène inférieur : <i>Ptérocarya</i> et <i>Camarozonosporites</i> | Quaternaire Éocène inférieur |
| 05382X0024 JCA-180401-3 28 584 | Nueil-sur-Argent / La Madeleine | 1,50 m | altérite de granite | Crétacé | restes de tissus végétaux, débris charbonneux et mâchoire d'insecte | <i>Quercus, Alnus</i> , Compositae liguliflorae, Compositae tubuliflorae, Gramineae, Caryophyllaceae, Ericaceae, Umbelliferae, <i>Polypodium vulgare, Laevigatosporites haardti</i> | Quaternaire |
| 05382X0029 JCA-180401-4 28 585 | Nueil-sur-Argent / Les Esserts | 1,50 m | altérite de granite | Crétacé | peu abondante, amorphe et pulvérulente | <i>Pinus, Ovoidites, Concentricysites</i> , Compositae liguliflorae et Ericaceae, | Quaternaire |
| 05382X0027 JCA-180401-5 28 586 | Nueil-sur-Argent / Mont-Louis | 1,20 m | altérite de granite | Crétacé | aucune | aucune | |
| 05382X0028 JCA-180401-6 28 587 | Nueil-sur-Argent / La Moulière | 1,50 m | altérite de granite | Crétacé | rare | <i>Quercus, Alnus</i> , Compositae liguliflorae, Compositae tubuliflorae, Chenodiaceae, <i>Polypodium vulgare, Concentricysites</i> | Quaternaire |

Tabl. 7 - Déterminations des microflores et de leur âge possible à partir des échantillons prélevés dans les sondages

| Indice BSS N° échantillon N° lame | Site de sondage | Profondeur échantillonnage | Description sommaire | Attribution présumée | Matière organique | Microflore | Attribution après analyse |
|---|--|---|---|-------------------------|---|--|------------------------------|
| 05382X0024 JCA-190401-1 28 588 | Voultegon / Le Bois du Breuil | 0,30 à 1 m | sédiments terrigènes continentaux | Eocène | amorphe et pulvérulente | aucune | |
| 05382X0024 JCA-190401-1bis 28 589 | Voultegon / Le Bois du Breuil | 1,50 m | sédiments terrigènes continentaux | Éocène | Amorphe et pulvérulente, jaune clair | <i>Pinus, Quercus, Alnus, Betula</i> , Compositae tubuliflorae, Ericaceae, <i>Polypodium vulgare</i> et <i>Concentricystes</i> | Quaternaire |
| 05382X0024 JCA-190401-1ter 28 590 | Voultegon / Le Bois du Breuil | 3 à 3,80 m | sédiments terrigènes continentaux | Éocène | amorphe et pulvérulente | Compositae tubuliflorae, Ericaceae | Quaternaire |
| 05387X0015 JCA-190401-2 28 591 | Faye l'Abesse / Les Brandes | 0,4 et 1,20 m | altérite de granite | Crétacé | restes de tissus végétaux et débris charbonneux | <i>Pinus, Quercus, Corylus, Betula</i> , Ericaceae, Compositae liguliflorae, <i>Typha</i> et <i>Polypodium vulgare</i> | Quaternaire |
| 05387X0014 JCA-200401-1 28 592 | Bressuire / La Sorinière | 0,30 m | altérite de granite | Crétacé | restes de tissus végétaux | <i>Betula</i> , Ericaceae, Chenopodiaceae | Quaternaire |
| 05387X0013 JCA-200401-2 28 593 | Bressuire / Les Comberteries | 0,60 m | altérite de granite | Crétacé | très rare | <i>Pinus, Corylus, Quercus</i> et Compositae liguliflorae | Quaternaire |
| 05388X0011 JCA-200401-3 28 594 | Bressuire / Le Petit Grand Champ | 0,60 m | sédiments terrigènes continentaux | Éocène | amorphe et pulvérulente et quelques vaisseaux de bois | <i>Quercus</i> et <i>Betula</i> | Quaternaire |
| 05388X0011 JCA-200401-3bis 28 595 | Bressuire / Le Petit Grand Champ | 1,70 m | sédiments terrigènes continentaux | Éocène | amorphe et pulvérulente, débris charbonneux et vaisseaux de bois | aucune | |
| 05388X0011 JCA-200401-3ter 28 596 | Bressuire / Le Petit Grand Champ | 3,50 m | sédiments terrigènes continentaux | Éocène | grands restes de tissus végétaux | Quasi absence Compositae liguliflorae et Compositae tubuliflorae | Quaternaire |
| 05388X0006 JCA-200401-4 28 597 | Faye l'Abesse / L'Aurairé | 0,60 m | altérite de granite | Crétacé | abondante, amorphe et pulvérulente et restes de tissus végétaux brun rougeâtre | très rare <i>Pinus, Quercus</i> et Compositae tubuliflorae | Quaternaire |
| JCA-260401-1 28 598 | Faye l'Abesse / La Catin | pas de sondage mais à l'affleurement | sables de couleur ocre-rouille chenalisés dans des altérites | Éocène | abondante et pulvérulente | quasi absence Ericaceae | Quaternaire |
| JCA-260401-2 28 599 | Faye l'Abesse / La Catin | pas de sondage mais à l'affleurement | sommet des altérites ravinées par des sables de couleur ocre- rouille | Crétacé | très grands restes de tissus végétaux bruns et vaisseaux de bois | rare <i>Pinus, Quercus</i> , Compositae liguliflorae, Osmundaceae, plancton d'eau douce | Quaternaire |

Tabl. 7 - Déterminations des microflores et de leur âge possible à partir des échantillons prélevés dans les sondages (suite)

| Indice BSS N° échantillon N° lame | Site de sondage | Profondeur échantillonnage | Description sommaire | Attribution présumée | Matière organique | Microflore | Attribution après analyse |
|---|---------------------------|-------------------------------|-------------------------|-------------------------|---|---|--|
| 05383X0023 JCA-310501-1l 28 602 | " | 10,60 m | altérite de granite | " | aucune | aucune | |
| 05383X0023 JCA-310501-1d 28 603 | Bressuire / Chambrouet | 2 m | argiles grises | Cénomanién | pulvérulente et débris végétaux jaune clair | <i>Cicatricosisporites</i> | Jurassique, Crétacé ou Tertiaire inférieur |
| 05383X0023 JCA-310501-1f 28 604 | " | 3,50 m | argiles grises | Cénomanién | amorphe et pulvérulente, petits débris de bois et petits débris charbonneux | quasi-absence <i>Pinus, Corylus</i> | Quaternaire |
| 05383X0023 JCA-310501-1g 28 605 | " | 6 m | argiles noires | Cénomanién | petits débris charbonneux | absence | |
| 05383X0023 JCA-310501-1h 28 606 | " | 7,50 m | argiles noires | Cénomanién | très nombreux débris charbonneux et restes de tissus végétaux jaune clair | <i>Cicatricosisporites</i> | Jurassique, Crétacé ou Tertiaire inférieur |
| 05383X0023 JCA-310501-1i 28 607 | " | 9 m | argiles noires | Cénomanién | | <i>G. senonicus, A. microalatus, Classopollis</i> sp, pollen monocolé | Albien supérieur (élevé?) à Cénomanién probable |
| 05383X0023 JCA-310501-1j 28 608 | " | 9,50 m | argiles noires | Cénomanién | abondante à débris libéro- ligneux et débris de tissus végétaux. | Très abondante, d'origine continentale des spores de pteridophytes <i>Gleicheniidites senonicus, Cicatricosisporites dorogensis, Camarozonosporites insignis, Vadazisporites urkaticus, Plicatella tricornitata, cyathidites australis</i> , des pollens de conifères (<i>Classopollis sp, Klausipollenites sp, Abietinaepollenites microalatus</i>), des pollens d'angiospermes, monocolpés ou tricolpés. Le microplancton à dinoflagellés est rare, très clair, avec exclusivement l'espèce <i>Epelidosphaeridia spinosa</i> | La présence de cette espèce de dinoflagellés conduit à dater ces niveaux Albien supérieur (élevé?) à Cénomanién possible |
| 05383X0023 JCA-310501-1k 28 609 | " | 10 m | argiles noires | Cénomanién | idem | idem | idem |

Tabl. 7 - Déterminations des microflores et de leur âge possible à partir des échantillons prélevés dans les sondages (fin)

la faille de Cholet et la faille de Mauléon–Bressuire, et 200 m au Sud de la faille de Bressuire. Cette répartition témoigne de mouvements tardifs des décrochements hercyniens NW-SE après le Cénomaniens. Si on considère que la surface d'altération était horizontale à l'échelle de la carte, alors on peut estimer que l'amplitude des mouvements verticaux a atteint 50 m. Les failles NE-SW qui recoupent les cisaillements hercyniens réactivés sont encore plus tardives.

La géomorphologie de la région est aussi influencée par la lithologie du socle et des altérites. Les interfaces altérites-socle sain correspondent à des ruptures de pente, les surfaces d'altération à des replats topographiques. Dans les micaschistes ou dans les granites sains, l'incision forme des vallées plus encaissées (Ouin, Saint-Pierre, Argenton, Dolo), alors que dans les isaltérites de micaschistes ou les granites fissurés, les thalwegs sont largement ouverts en V. Enfin, sur les versants abrités (flancs nord et est des reliefs), le ruissellement et la solifluxion entraînent un colluvionnement important des altérites. Sur les versants exposés au Sud et à l'Ouest, les précipitations participent au démantèlement des altérites.

Le nom des lieux-dits est aussi un indicateur de la géologie superficielle : le Puy, la Chironnière ou le Chiron, la Roche pour des rochers affleurants, les Vaux pour des ensembles de boules de granite, les Roches Blanches pour des filons de quartz, la Roussière et pour des sols oranges ou rouges, la Brunetière pour des sols bruns, la Poture ou la Tuilerie ainsi que les Landes–les Bois–la Forêt–la Vergnaie pour des sites argileux incultes.

Formations sédimentaires

Argiles noires (uniquement en sondages). Ces argiles ont été relevées dans le sondage réalisé à Chambroutet (indice BSS n° 05388X0023), entre 7,5 m et 10,5 m de profondeur (cf. fig. 7 et tabl. 6). Elles se situent entre les cailloutis supposés éocènes au sommet et les altérites de granite à la base. Ces argiles noires sont très compactes ; elles renferment des fragments infra-millimétriques de muscovites, de rares pyrites et des niveaux sableux de moins de 1 cm d'épaisseur.

Les analyses de microflore et de microplancton effectuées sur les échantillons (cf. fig. 7 et tabl. 7) ont permis de les dater à l'Albien supérieur - Cénomaniens. Des argiles similaires sont décrites sur la feuille Thouars (n° 539) dans le fossé tectonique de Viennay où elles sont aussi attribuées au Cénomaniens (Steinberg, 1967). La datation de ces argiles permet de caler la surface d'altération de socle d'âge infra-cénomaniens dans ce secteur.

eC. Cailloutis à silex et dragées de quartz (Éocène inférieur). Cette formation associe des silex, des dragées de quartz et des végétaux silicifiés dans une matrice argilo-sableuse. Cette formation est aussi connue sous le nom de « Traînée à chailles de la Catin », ainsi nommée par Godard et Wyns sur le site de la Catin.

| | LITHOLOGIE OBSERVÉE | MICROFLORE |
|--------|--|---|
| 0 m | Terre végétale | |
| 0,2 m | Argiles sableuses à galets de quartz et de silex | |
| 1,5 m | Sables argileux, argiles sableuses, argiles grises à galets de silex, sables argileux grossiers rouges ou gris | Échantillonnage à 2 m : Jurassique, Crétacé ou Tertiaire inférieur : <i>Cicatricosisporites</i> Échantillonnage à 3,5 m : quasi absence Quaternaire : <i>Pinus, Corylus</i> |
| 6 m | Argiles noires à débris de muscovite, de quartz et de pyrites | Échantillonnage à 7,5 m : Jurassique, Crétacé ou Tertiaire inférieur : <i>Cicatricosisporites</i> Échantillonnage à 9,5 m : très abondante, d'origine continentale des spores de (pteridophytes <i>Gleicheniidites senonicus, Cicatricosisporites dorogensis, Camarozonosporites insignis, Vadazsisporites urkuticus, Plicatella tricomitata, cyathidites australis</i>) ; des pollens de conifères (<i>Classopollis</i> sp, <i>Klausipollenites</i> sp, <i>Abietinaepollenites microalatus</i>) ; des pollens d'angiospermes, monocolpés ou tricolpés. Le microplancton à dinoflagellés est rare, très clair, avec exclusivement l'espèce <i>Epelidosphaeridia spinosa</i> |
| 10,6 m | Altérites argileuses blanches à quartz et feldspaths altérés (altérites de granites) | |
| 13,5 m | | |

Fig. 7 - Coupe du sondage-tarière réalisé à Chambrouet (indice BSS n° 05388X0023)

Les silex sont de forme contournée, parfois « branchus » ou « pata-toïdes » ; ils mesurent jusqu'à 20 cm suivant leur grand axe. Ils sont de couleur blanche, laiteuse ou bien ils sont recouverts d'une patine noire. L. Valensi (1954), se basant sur l'observation des spongiaires, considèrerait que les silex noirs provenaient de l'altération (décalcification) des sédiments d'âge jurassique moyen (Aalénien) du Seuil du Poitou. À Mont-Louis, J.-P. Camuzard (2000) a également relevé des fragments d'éponges roulées d'âge crétacé supérieur. Au sommet de la colline de la Combe, les silex portent encore des traces de grès ferrugineux à fragments et graviers de quartz : ce sont les traces d'une silicification pédogénétique, de type silcrète. Les cailloutis à silex seraient donc des altérites de décalcification des formations jurassiques du Poitou, silicifiées après leur dépôt, puis désagrégées à nouveau par l'érosion.

Les dragées de quartz atteignent 5 cm suivant leur grand axe, elles sont blanches ou d'aspect rougi.

Les végétaux silicifiés ont été récoltés par les propriétaires de la ferme de la Catin dans la matrice argileuse des cailloutis. Selon une communication orale de J.-C. Koeniger rapportée par J.-P. Camuzard (2000), il s'agirait de fragments d'aracariacées et de taxodiées. Des segments de rostres de bélemnites ont aussi été retrouvés dans des argiles de la Catin, mais il s'agirait plus probablement de poches d'argiles noires cénomaniennes situées sous la matrice argileuse des cailloutis. Aucun fragment de végétal silicifié ou de rostre n'a pu être trouvé pendant les levés.

Les sables sont grossiers, parfois très propres (sondage du Bois du Breuil, indice BSS 05382X0024) de couleur ocre ou rouge brique ; leur épaisseur atteint 6 m dans le sondage de Bellevue (indice BSS 05388X0005).

Les argiles sont grises ou blanches selon les sites, parfois marbrées. Elles forment des horizons d'argiles pures de quelques cm à 1 m d'épaisseur dans les sables ou bien plus généralement des mélanges argilo-sableux de 3 à 7,5 m (sondages de Chambrouet, de la Pirandrie et de la Sapinière).

Les contacts des cailloutis sur le socle sont variés : les cailloutis sont discordants sur les isaltérites de granite (contact net à le Petit Benilly), parfois sur l'horizon fissuré du granite (le Haut Bertin) et plus rarement directement sur le granite (Chaume). Localement, on observe des chenaux de graviers qui incisent les isaltérites (le Grand Cruhé, la Catin) ou bien un remaniement des altérites qui forment la matrice des cailloutis (les Petites Roches Neuves, les Comberteries, le Petit Grand Champ). Ces cailloutis pourraient être l'équivalent latéral de la « formation argileuse indifférenciée à graviers de quartz » relevée au Sud des Herbiers (Rolin *et al.*, 2000).

L'âge des cailloutis est estimé de manière indirecte. Godard *et al.* (1994) avaient proposé un âge yprésien (Éocène inférieur). Nous avons échantillonné les altérites situées sous les cailloutis du sondage de la

Chaudrie (indice BSS n° 05382X0025). Les microflores portées par ces altérites sont effectivement d'âge éocène inférieur. Or, sur les feuilles voisines Vihiers (n° 511, en cours de lever) et Montreuil-Bellay (n° 512), il existe des cailloutis à silex (dont des spongiaires) et des cailloutis à quartz, identiques aux cailloutis attribués à l'Éocène inférieur par Godard *et al.* (1994). Sur ces deux feuilles limitrophes, les cailloutis sont crétacés, car interstratifiés dans des sables et des argiles glauconieux cénomaniens. Les placages de ces cailloutis sont largement représentés sur l'extrémité sud-ouest de Montreuil-Bellay, ainsi que sur Vihiers. Ainsi, il est possible qu'une partie au moins des cailloutis de la feuille de Bressuire soit crétacée, et que leur altération ait eu lieu au Tertiaire, ce qui expliquerait les microflores éocènes de contamination dans les altérites sous-jacentes. La présence de bois silicifiés (toujours associés régionalement au Cénomaniens altéré) irait dans ce sens.

La localisation des cailloutis est principalement contrôlée par la faille de Mauléon–Bressuire. Les affleurements sont restreints au Nord de la faille et leur superficie croît d'Ouest en Est. On les observe ainsi en petits placages au Tournelais (à 120 m), à la Madeleine (165 m), à Mont-Louis (170 m), à la Vergnais-Barbureau (175 m). Puis, à l'Est de la faille NE-SW du secteur de Cerizay, les placages résiduels deviennent plus vastes : Beaulieu-sous-Bressuire (160 m), le Rouertais (165 m), Chambrouet (160 m), Saint-Porchaire (165 m), Noirterre (170 m) et Chaume (165 m).

Des cailloutis à silex ont été relevés à Cerizay (170 m) non loin de la Sèvre Nantaise et à Nueil-sur-Argent (120 m) en rive droite de l'Argent. À Cerizay, les cailloutis comportent également des galets de granites et de cornéennes. Pour ces deux sites, la position actuelle et la nature font plus penser à des alluvions anciennes Fy qu'à des cailloutis éocènes.

Godard *et al.* (1994) ont montré que ces cailloutis existaient depuis le Seuil du Poitou jusqu'à la région de Montaigu : ils appartiendraient à un complexe fluviatile ayant circulé du Poitou à la région de Montaigu pendant l'Yprésien. J.-P. Camuzard (2000), se basant sur des mesures de terrain, rapporte que le fleuve avait la même direction N130 que la faille de Bressuire : le trajet principal de ce fleuve était contrôlé au Sud par l'escarpement de la faille de Mauléon–Bressuire qui formait la paléo-rive « gauche » du fleuve. C'est pour cette raison que l'on ne retrouve pas de cailloutis au Sud de la faille.

Cette paléogéographie éocène n'est pas unique puisque un tel dispositif est également reconnu au Sud de Nantes (feuille Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, n° 508). M. Chevalier (1988) y décrit des sédiments éocènes piégés contre la branche sud du Cisaillement sud-armoricain (localement appelée faille de Sainte-Pazanne–Les Essarts). L'auteur propose que les sédiments se soient initialement installés au début de l'Yprésien à la faveur d'une subsidence régionale, puis que les bassins aient été comblés lors d'un stade de subsidence locale contrôlé par des failles subverticales.

Les placages de cailloutis sont recoupés et déplacés par des failles NE-SW (Beaulieu-sous-Bressuire, les Comberteries, la Coussaye). Si l'on admet l'âge des cailloutis, alors les failles les plus tardives de la région ont fonctionné après le Cénomanién.

L'épaisseur des cailloutis est variable. À l'affleurement ou bien en sondages (tabl. 6), la formation est réduite à moins de 50 cm à la Chaudrie, la Madeleine et la Touche Noire. En sondages, la formation des cailloutis et des argiles sableuses atteint environ 1,5 m à la Pirandrie, le Petit Grand Champ, l'Auraire, les Brandes et la Coussaye. Cette épaisseur passe à 4-7,5 m au Bois du Breuil, à Chambroutet, à la Sapinière, à Bellevue et à la Catin.

S. Silcrètes (Éocène moyen). Les silcrètes sont des dalles de conglomérat polygénique à ciments gréseux grossiers. Les éléments sont des fragments ou des galets de quartz blancs ou rouges et de silex à patine noire. La matrice d'origine argileuse ou sableuse est silicifiée, elle est de couleur ocre clair. Les silcrètes sont toujours situés sur les niveaux à silex.

La formation des silcrètes résulte de la silicification pédogénétique sous climat tropical aride des cailloutis datés de l'Éocène inférieur. Les silcrètes ont probablement formé un horizon induré plus ou moins continu, qui par la suite, a été démantelé sous l'influence de facteurs naturels ou artificiels (gélifraction, érosion, labours). On retrouve donc les silcrètes à l'état résiduel, sous la forme de pierres volantes dans les champs.

La localisation des silcrètes est liée à celle des cailloutis. Les silcrètes ont été relevés au Nord de la faille de Bressuire : la Madeleine (165 m), la Moulière (180 m), la Pirandrie (170 m), le Haut Bertin (180 m), Bellevue (184 m) et la Sapinière (187 m). La colline des Comberteries porte encore des résidus de silcrètes désagrégés à 170 m. À Mont-Louis et à la Folie, J.-P. Camuzard (2000) a relevé des traces de limonite dans les dalles de grès ferrugineux ; cette limonite témoignerait de la présence d'une ancienne cuirasse ferrallitique.

Enfin, on peut observer de nombreuses silcrètes déplacées le long du chemin de croix de Nueil-sur-Argent, ou bien au monument aux morts de Noirterre.

L'âge des silicifications n'est pas connu directement. On peut envisager que l'épisode de silicification soit d'âge éocène, par analogie avec des formations résiduelles similaires observées et datées en Touraine (perron), en Anjou (Grès à Sabals) (Klein, 1973 ; Flageollet, 1977), dans les Mauges (Wyns *et al.*, 1998) ou bien encore en Vendée près des Herbiers (Rolin *et al.*, 2000). D'autres silicifications sont relevées dans les régions connexes : sur les cartes La Roche-sur-Yon (n° 562) et Chantonnay (n° 563). Elles apparaissent au sommet de formations liasiques et sont d'âge crétacé ou éocène. V. Borne (1986) suggère que deux périodes de silicifications aient affecté la Vendée : l'Yprésien terminal et le Lutétien terminal-Bartonien. É. Thomas (1999) considère que les silicifications vendéennes sont du Bartonien, car il note l'absence de silicifications sous les séries du Lutétien supérieur du marais de Challans.

Sur la carte voisine Les Herbiers, les affleurements de silcrètes s'étagent de 100 à 180 m d'altitude. Ces affleurements sont séparés par la faille de Secondigny qui a probablement fonctionné en faille normale après l'Éocène, entraînant un déplacement vertical de la surface initiale de silicification de 80 m.

Sur la carte Bressuire, les silcrètes se retrouvent de 165 à 187 m. Cette amplitude faible ne permet pas de démontrer un éventuel mouvement des failles après la silicification éocène.

Après la – ou les – périodes d'altération, le fleuve et ses affluents auraient entaillé les profils d'altérites et les auraient parfois décapés avant de déposer les cailloutis. La silicification se serait effectuée après la disparition du fleuve.

Fxb. Alluvions anciennes indifférenciées avec graviers quartzeux ou galets. Ces alluvions comportent des graviers, des galets de quartz, de silex noirs (Nueil-sur-Argent) mais aussi de granite et de cornéennes (le Petit Puy Guyon). Elles forment de petits placages situés à 20 m au-dessus du chenal actuel de l'Argent et de la Sèvre.

Fz. Alluvions récentes et actuelles et argiles de fond de vallée. Les vallées des cours d'eau permanents comportent généralement des épaisseurs plurimétriques d'alluvions. Ces dépôts sont discontinus lorsque les cours d'eau entaillent des gorges étroites dans les granites et granitoïdes. Les alluvions dérivent du démantèlement des formations superficielles et du socle sain ; ce sont des dépôts argilo-sableux à cailloutis et galets de quartz, rarement de silex, de granites ou bien de cornéennes.

Cz. Colluvions à blocs de quartz dérivés de la destruction de filons de quartz (Subactuel). L'altération et l'érosion attaquent les nombreux filons de quartz blancs laiteux (Q), signalés plus haut. Le démantèlement des lentilles quartzieuses libère quantité de blocs de taille centimétrique à plurimétrique, visibles dans les champs ou dans les bois. On ne retrouve d'ailleurs parfois que de petits fragments comme témoins de la présence de filons.

X. Dépôts anthropiques (non cartographiés). Les déblais et remblais se retrouvent autour d'exploitations anciennes ou actives (carrière du Reinou) ainsi que le long de voies ferrées abandonnées (Cholet–Bressuire).

LES FAILLES RÉGIONALES

Trois familles de failles recoupent le territoire de la feuille Bressuire (fig. 2, hors texte) :

– les failles de direction armoricaine NW-SE : les failles de Cholet, de Mauléon–Bressuire et de Cirière ;

– les failles de direction sub-E-W et d'importance locale : le couloir de cisaillement ductile de Rouertais–les Roches Blanches, les failles de la

Madoire, de la Morinière–le Peux, des Bourrelières en bordure septentrionale du massif de Pouzauges, et le réseau de fractures du Pin (jalonnées de filons de quartz) ;

– les failles de direction NE-SW correspondent à de nombreuses failles de faible extension, qui décrochent modérément les failles des familles précédentes.

Les failles de direction armoricaine

La faille de Cholet sépare l'unité nord du Haut-Bocage de l'unité du Choletais. De direction N130, elle accole le Microgranite de Thouars au Nord, à la lame granodioritique des Vallières et les Migmatites dévoniennes de la Tessouale au Sud. De petites failles de NE-SW la segmentent et la décrochent faiblement. Aucun ressaut topographique ne la souligne ; les vallées de l'Argenton (environs de Boësse) et de la Madoire (environs de Sanzay) offrent les meilleures possibilités de l'observer.

Déformation à proximité de la faille. Le Microgranite de Thouars est déformé sur une largeur de 2 à 2,5 km. L'évolution de cette déformation s'observe assez bien dans la vallée de l'Argenton vers le village de Boësse. En se déplaçant du Nord vers le Sud, on observe les premiers faciès déformés dans le village, le microgranite rose acquiert un débit en plaquettes d'épaisseur plurimillimétrique. Puis, dès le calvaire de Boësse, un débit en « crayons » (résultant d'un étirement très fort de la roche) apparaît associé aux structures planaires. L'intensité de cet étirement croît progressivement à l'approche de la faille, où le débit en crayon arrive à masquer les structures planaires.

Localement, des phyllonites de puissance décamétrique soulignent le tracé de la faille (elles sont un aspect de schistes très altérés), pincées entre le Granite des Vallières et le microgranite mylonitique. Ces phyllonites sont visibles : 1) dans les labours à l'Est du hameau de la Basse Roche ; 2) dans le vallon au Sud du château de la Rochefontaine (Sud de Boësse) ; et, 3) dans le prolongement immédiat de ce vallon, dans les fossés du chemin communal entre le hameau de la Rouillonnière (1 km au Sud-Est de Boësse) et celui de la Maison Neuve. Les rhyolites et les amphibolites, qui ne sont jamais en contact avec la faille de Cholet, présentent tout de même une schistosité de fracture ou de flux, qui s'estompe, puis disparaît vers le Nord-Est (en direction d'Argenton). Les plans de débit schisteux portent des stries subhorizontales à moyennement pentées vers le Sud-Est (30°). L'existence de structures « S » et « C » décrites plus au Nord-Ouest sur la carte Cholet (Le Métour *et al.*, 1989) n'est pas évidente ici ; les critères de cisaillement dextres sont surtout mis en évidence macroscopiquement par la dissymétrie de queues de cristallisation et par les stries, ainsi qu'en lames minces (rotation de minéraux).

Le Granite des Vallières est grossièrement orienté, ses minéraux sont alignés et le quartz légèrement étiré, mais sa déformation faible n'a

rien de comparable à celle du Microgranite de Thouars. La mise en place du Granite des Vallières est donc postérieure au jeu principal de la faille de Cholet qui mylonitise le Microgranite de Thouars. Les migmatites affleurent en discontinu à proximité de cette faille, notamment dans la vallée de l'Argenton, et entre la ferme de la Maison Neuve (au Sud de Sanzay) et le hameau de Poncereau (au Nord du village de la Chapelle-Gaudin). Ce sont des diatexites et granitoïdes d'anatexie hétérogènes et mylonitisées sur quelques dizaines de mètres seulement à proximité de la faille (la puissance de la zone mylonitisée augmente fortement vers Cholet ; cf. Le Métour *et al.*, 1989). Ces migmatites mylonitiques présentent une structure protomylonitique avec des plans « C » et « S » (cf. description des migmatites) interprétés comme des structures de cisaillement dextre développées en conditions encore fortement métamorphiques.

Le métamorphisme dans la Formation du Choletais à proximité de la faille. Le métamorphisme s'exprime dans le microgranite par l'apparition de biotite verte, muscovite et plus rarement d'épidote ; dans les roches basiques, elle se traduit par une paragenèse synschisteuse à hornblende-plagioclase (Thiéblemont, 1987) du faciès amphibolite débutant. Ce métamorphisme décroît assez rapidement en s'éloignant de la faille, et devient nul au-delà de 4 km (cf. feuille Vihiers). Pour D. Thiéblemont (1987), le cheminement métamorphique a suivi une trajectoire P-T linéaire ; la culmination P-T se situe dans le faciès amphibolite.

Interprétation cinématique des données. L'évolution du secteur débute par la mise en place du Granite de Thouars au Cambrien, suivie par une anatexie au Dévonien supérieur, à l'origine des Migmatites de la Tessouale. Le fonctionnement en cisaillement dextre de la faille de Cholet entraîne l'accolement du Granite de Thouars, alors fortement mylonitisé (premier jeu décelable de la faille de Cholet) contre ces migmatites (probablement à l'état fondu). Les migmatites auraient induit le métamorphisme de bordure du granite, ce métamorphisme et la déformation décroissant très rapidement vers le Nord-Est. La lame granitique des Vallières se met en place au Viséen moyen, vers 340 Ma (tabl. 1, hors-texte), le long de la faille, scellant la mylonitisation des migmatites et du Microgranite de Thouars. Cette lame scelle aussi le jeu principal de la faille de Cholet, rapporté au Tournaiso-Viséen inférieur (jeu s'effectuant entre la mise en place des migmatites et celle du Granite des Vallières). Aucune brèche ne jalonne la faille dans le secteur, il n'y a donc pas d'argument pour prolonger le fonctionnement ductile de cette faille en conditions cassantes.

La faille de Nueil-sur-Argent correspond à une limite d'intrusions entre les granodiorites porphyroïdes de Voultegon au Nord et les monzogranites leucocrates au Sud. Dans le secteur de Nueil-sur-Argent, cette limite correspond également à une étroite zone (500 m) d'intrusions de filons de granitoïdes très quartzeux pauvres en micas et à une zone de laminage du faciès Granite de Moulins (identifiée sous l'appellation d'Orthogneiss de Proulin).

Les trajectoires de fabrique magmatique de la Granodiorite de Voultegon, de direction N90 en moyenne, se réorientent progressivement vers la direction N120 à N130 à proximité de la faille. Cela suggère un jeu dextre syn- à tardi- mise en place de la Granodiorite de Voultegon, que l'on rapporte à partir des datations disponibles sur les faciès de granodiorites au Viséen moyen.

L'Orthogneiss de Proulin est un gneiss fortement folié à grain moyen de 3 mm, à biotite et muscovite subordonnée, passant au Sud (par perte de foliation et d'étirement des minéraux) au monzogranite leucocrate de Moulins, dont il présente la même pétrographie. Il est bordé au Nord par la granodiorite porphyroïde de Voultegon, mais une lacune d'affleurement (sur 300 m) empêche de voir si cette granodiorite est déformée ou non à proximité de l'orthogneiss.

Celui-ci présente une foliation (plans « S ») plongeant de 25 à 40 vers le Nord recoupée par des plans de cisaillement (plans « C ») plongeant de 30 à 60° vers le Nord et portant une linéation d'étirement des minéraux pentée vers le N45. Ces structures résultent d'un cisaillement inverse avec une faible composante horizontale senestre. La largeur de la zone laminée ne dépasse pas 150 m. Son extension longitudinale apparente (mauvais affleurements) le long de la faille est estimée à moins d'un kilomètre. Aucune déformation ductile de ce type n'a été retrouvée ailleurs et son importance sera donc considérée comme locale.

Latéralement, sur la carte Thouars, D. Poncet (1993) a montré que cette faille (nommée faille des Brosses) a joué en dextre guidant l'ascension d'un leucogranite dans une ouverture de direction NW-SE.

Interprétation cinématique des données. La faille de Nueil-sur-Argent découpe dans sa largeur l'unité nord du Haut-Bocage. Elle forme la limite d'intrusion entre au Nord, les Granodiorites de Voultegon et de Noirlieu et au Sud, les monzogranites leucocrates (Moulins, porphyroïdes et Riparfond). Étant en outre jalonnée d'intrusions filoniennes (à Nueil-sur-Argent et dans l'angle nord-ouest de la carte), cette faille semble constituer une limite d'intrusions magmatiques majeures à l'échelle de l'unité nord du Haut-Bocage.

Lors de la mise en place de la Granodiorite de Voultegon, cette faille aurait joué en dextre réorientant sa fabrique. Ce jeu dextre est rapporté au Viséen moyen.

La présence de l'Orthogneiss de Proulin montre qu'elle a fonctionné également en faille inverse-senestre, postérieurement ou tardivement à la mise en place du monzogranite leucocrate de Moulins. Observons que cette structure magmato-tectonique se trouve dans le prolongement du décro-chevauchement senestre du Verdon dont le jeu est antérieur à la mise en place des granites du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé (feuille Cholet ; Le Métour *et al.*, 1989).

La faille de Mauléon–Bressuire assure la limite septentrionale de l'unité sud du Haut-Bocage et sépare le massif granitique de Bressuire de celui de Moulins–les Aubiers–Gourgé.

Elle apparaît bien dans la topographie où elle est localement soulignée par des escarpements topographiques de 1 à 20 m.

– Au Nord-Ouest, la faille a une direction N120-130 vers Rorthais (entre les hameaux de la Cousinière et du Petit Coteau). Elle met en contact le monzogranite leucocrate de Moulins et le monzogranite mésocrate de la Guivre avec les Migmatites de Mauléon–le Peux. Localement, elle est jalonnée d'une zone de brèches de 300 m de puissance (qui affecte les migmatites et les monzogranites) et par des filons de quartz de puissance décamétrique non cartographiables.

– Au centre de la feuille, la faille a une direction approximative E-W entre le secteur de la Croix-de-Bel-Air et le hameau de la Moulière (2 km Nord-Ouest de Beaulieu-sous-Bressuire). La faille met en contact le Monzogranite de Riparfond avec le massif de Bressuire. Aucune déformation ductile ou fragile n'a été observée : cette absence de déformation qui contraste avec le segment précédent de la faille est certaine, elle se vérifie dans les vallées des ruisseaux de l'Argent, de la Grande-Roche et de la Motte où les affleurements sont suffisamment nombreux). Ce segment de faille est en revanche jalonné d'un filon de quartz (20 m de puissance) cartographié qui, en s'éboulant, génère de nombreuses colluvions (à blocs de quartz).

– Jusqu'à la bordure méridionale de la carte, la faille reprend une direction N130. Suivant ce segment, elle met en contact au Nord, le Monzogranite de Riparfond avec le panneau de Migmatites de Saint-Sauveur et le granite leucocrate de la Grellière, et au Sud, le massif de Bressuire. Ce dernier tronçon de faille est souligné d'une zone de brèches d'une cinquantaine de mètres de puissance au maximum, qui affecte très peu le massif de Bressuire. Ces brèches s'observent bien en deux endroits : 1) à Bressuire–Belle-Feuille près du centre commercial, où les brèches affectent le Granite de Riparfond ; et 2) au hameau de la Vergne près de Saint-Sauveur où les brèches affectent surtout les migmatites et un peu le massif de Bressuire (granite à deux micas à grain moyen $m\gamma^{2-3}$). Une bande d'ultramylonite jalonne la faille près de Bressuire, mais elle appartient à la faille de la Madoire, car elle prolonge les ultramylonites de la Madoire. L'absence presque totale de déformation dans les faciès du massif de Bressuire suggère une mise en place relativement tardive de ce massif par rapport à la bréchification.

Interprétation cinématique des données. L'évolution de la déformation fragile le long des segments de la faille de Bressuire s'explique avec une cinématique senestre. La faille de Mauléon–Bressuire recoupe les failles ductiles senestres de la Verrie (feuille Les Herbiers) et de la Madoire, qui, selon toute vraisemblance, étaient alignées et participaient à la même structure senestre. Le rejet mesurable de ce jeu dextre post-faille senestre est de 16 km. Le fonctionnement de la faille senestre de la Madoire étant rapporté au Viséen moyen à supérieur ce jeu dextre est Silésien (Carbonifère supérieur). Mais, la torsion en dextre des trajectoires de fabrique magmatique du massif de Bressuire,

près de la faille de Bressuire et de Cirière, suggère que cette faille a fonctionné dès la cristallisation du magma, et que son activité s'est poursuivie à froid, bréchifiant légèrement les faciès du massif.

La faille de Cirière se déduit de la géologie mais ne se voit pas sur le terrain ni dans la topographie, car elle recoupe un secteur où les conditions d'affleurement sont particulièrement mauvaises. Elle met en contact au Nord, les Migmatites de Mauléon-le Peux, les micaschistes à staurotide de Cirière et le massif de Bressuire avec, au Sud, les grès micaschisteux de Courlay. Cette faille correspond à une limite lithologique et à une zone de réorientation dextre des trajectoires de foliation dans les grès micaschisteux de Courlay et des trajectoires de fabrique magmatique dans le massif de Bressuire. Aucune zone déformée ne peut être mise en relation avec cette structure ; la cinématique ductile dextre est déduite de la réorientation dextre des trajectoires de foliation.

Les failles de direction sub-E-W

Le couloir de cisaillement ductile intra-Monzogranite de la Guivre. Ce couloir mesure 2 km de large, il est orienté N100 autour des hameaux du Rouertais et des Roches Neuves. Le granite y présente une fabrique magmatique fruste verticale, N100 ; il est localement orthogneissifié avec une schistosité verticale N100, recoupée par des plans de cisaillement verticaux « C » N130, portant des stries horizontales.

Interprétation cinématique des données. Ce cisaillement s'est effectué peu après la mise en place du Monzogranite de la Guivre, en conditions métamorphiques (domaine de stabilité de la biotite et de la muscovite). Ce couloir de déformation est limité au Granite de la Guivre ; latéralement, il n'affecte pas le Leucomonzogranite de Riparfond, dont l'intrusion est postérieure à la mise en place et à la déformation du Monzogranite de la Guivre. Il n'a ensuite jamais rejoué en fragile (absence de brèches).

La faille de la Madoire assure le contact entre des migmatites et le Leucogranite de la Grellière au Sud, et divers granites du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé au Nord. Son tracé courbe présente une concavité nord-est, avec une direction N140 au Nord-Ouest de Bressuire, et N90 à l'Est de la ville où elle tangente la faille de Mauléon–Bressuire. Comme la plupart des failles locales, elle n'apparaît pas dans la topographie.

Cette faille est jalonnée d'une zone de mylonites ductiles et de phyllonites d'une cinquantaine de mètres de puissance, développée au détriment du monzogranite leucocrate de Riparfond, du Monzogranite de la Guivre et des panneaux de migmatites inclus dans le Leucogranite de la Grellière. La zone de mylonitisation s'observe : 1) à proximité de Beaulieu-sous-Bressuire, le long de la D175 en bordure du ruisseau du Bouillon ; 2) à proximité de Bressuire dans les fossés de la D35, sous le pont de la rocade et dans le quartier la Maison Neuve, près du pont de chemin de fer ; 3) dans les migmatites traversées par la rocade de Bressuire (secteur la Richardière et sous le pont de la D159), et enfin dans la cour de la ferme de la Bimboire et ses alentours, à 1 km au Nord de Saint-Sauveur.

Dans cette dernière zone la roche mylonitisée est un granitoïde filonien pauvre en micas et fortement quartzeux. Les structures de cisaillement de type « C » et « S » portant des stries subhorizontales traduisent un fonctionnement senestre de cette faille.

Le Leucogranite de la Grellière montre une fabrique fruste sub-verticale N150 en moyenne, conforme à la foliation des panneaux de migmatites de toutes tailles enclavés dans ce granite. Cette fabrique ainsi que la foliation des migmatites présentent une torsion senestre à proximité de la faille entre le village de Chaume et le hameau de l'Auraire. Cette torsion est interprétée comme résultant d'une déformation senestre du leucogranite lors de la cristallisation du magma vers 345 ± 15 Ma.

À l'Est de l'étang de la Madoire, la faille est jalonnée d'une lame de granite gris sombre semblable pétrographiquement au Monzogranite de la Guivre, visible au Chiron et au Nord du hameau de l'Auraire. Ce granite n'est pas déformé ni orienté, et sa mise en place est donc considérée comme tardive par rapport à la mylonitisation.

Interprétation cinématique des données. Le jeu senestre de la faille syn-mise en place du Leucogranite de la Grellière est rapporté au Viséen moyen-supérieur, âge retenu pour les leucogranites de la région à partir des datations disponibles (tabl. 1, hors-texte et 2). La lame de granite à biotite du Chiron serait, soit une navette tectonique arrachée au Monzogranite de la Guivre, soit une intrusion de magmas similaire mise en place en bordure sud de cette faille.

La faille de la Morinière-le Peu. Le contact entre les Migmatites du Peu et les micaschistes à staurotide de Cirière est très certainement tectonique (saut de métamorphisme de part et d'autre). Il correspond à une limite lithologique, mais les conditions d'affleurement particulièrement mauvaises ne permettent pas d'argumenter plus avant (aucune structure en relation avec cette faille déduite n'est visible). Son fonctionnement normal expliquerait la remontée relative des migmatites par rapport aux micaschistes. Cette faille pourrait être un segment décalé de la faille des Épesses décrite sur la feuille Les Herbiers (Rolin *et al.*, *in press*).

L'alignement E-W de filons quartzeux le Pin-la Faye s'étend sur environ 4 km du hameau de la Faye au massif du Pin. Ces filons alignés et parallèles sont intrusifs dans le massif de Bressuire, les Micaschistes de Cirières et le massif du Pin. Ils apparaissent en lignes de crêtes dans la topographie et sont entourés de colluvions de fragments quartzeux. La puissance de ces filons peut être supérieure à 6 m et leur extension peut atteindre le kilomètre. Ces filons constituent un alignement qui prolonge le remarquable alignement de petits massifs de granites de Châteaumur, du Châtellier (carte Les Herbiers) et du Pin.

Cet alignement souligne probablement une fracture profonde qui n'a pu être mise en évidence en raison des épaisses formations superficielles.

La faille des Bourrelières, assure la limite nord du massif de Pouzauges ; sa direction varie de N90 à N100. Elle se traduit sur le terrain

par un léger ressaut topographique ; elle est jalonnée d'une zone de granite bréchifié sur au moins 25 m de puissance (mais, la largeur réelle de la zone déformée est difficile à estimer faute d'affleurement suffisant). C'est une faille marquée par l'abaissement du compartiment nord.

Les failles tardives NE-SW

Ces failles décalent les accidents de direction armoricaine, les placages de cailloutis de l'Éocène inférieur, mais manifestement pas les silicifications de l'Éocène moyen. Par conséquent, les derniers mouvements décrochants enregistrés dans la région de Bressuire sont syn- à post-Éocène. L'amplitude verticale des mouvements ne doit pas dépasser 10 m.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

DYNAMIQUE DES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES ET CONDITIONS D'ÉVOLUTION DES UNITÉS MÉTAMORPHIQUES

Formations du Protérozoïque supérieur et du Cambrien de l'unité sud du Haut-Bocage

Les formations micaschisteuses de Saint-Amand-sur-Sèvre (ξ^{1-2}) et de Cirière (ξ^2) ont probablement pour origine des séries d'argilites et de siltites grésio-micacées. La formation grésio-micaschisteuse de Courlay ($G\xi^{1-2}$) évoque une formation composée de grauwackes fines ayant subi un transport important. L'attitude de la stratification transposée par les schistosités dominantes étant souvent verticale, il n'est pas possible de proposer une succession stratigraphique des différents méta-sédiments du socle métamorphique de l'unité sud du Haut-Bocage. L'âge de ces anciens sédiments est à rapporter au Protérozoïque (supérieur) à Paléozoïque inférieur, probablement en partie au Cambrien par analogie de faciès avec les sédiments du Synclinorium de Chantonnay (Wyns, 1980 ; Wyns *et al.*, 1988 ; Bouton, 1990 ; Poncet, 1993 ; Rolin *et al.*, 2000). Le substratum sur lequel se sont déposés ces méta-sédiments n'est pas affleurant (les migmatites des Herbiers et de Mauléon-le Peux probablement sous-jacentes, sont hercyniennes).

Formations migmatitiques de l'unité nord du Haut-Bocage

Les Migmatites de Mauléon-le Peux situées dans le prolongement de celles des Herbiers, proviennent d'une fusion partielle d'un matériel sédimentaire initialement fortement pélitique et grauwackeux. Le sédiment qui a fondu pouvait être similaire de ceux qui constituent l'unité sud du Haut-Bocage.

Les Migmatites de la Tessouale proviennent d'une fusion et recristallisation très poussée d'un protolite supposé grauwackeux (?). Comme pour les Migmatites de Mauléon-le Peux, rien ne montre que c'est la fusion partielle des terrains des unités régionales qui est à leur origine.

Formation volcano-granitique de Thouars

Caractères géochimiques et origine des magmas. Les roches acides (microgranites et métarhyolites) présentent une valeur élevée du rapport initial Sr87/Sr86 (0,709) qui suggère leur origine par fusion crustale (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979). D'après D. Thiéblemont (1987), les magmas basiques (amphibolites) appartiennent à deux lignées distinctes: l'une, principale, s'enracine dans le champ des MORB de type N, l'autre, subordonnée, s'enracine dans le domaine des basaltes alcalins; elles dérivent de deux sources mantelliques distinctes.

Les données géochimiques suggèrent à D. Thiéblemont (1987) la formation et la mise en place des magmas acides et basiques dans un domaine continental en distension, et leur contamination mutuelle (Thiéblemont, 1987). Des figures de mélange montrent également leur mise en place simultanée, mise en place pour une grande part intrusive dans les faciès éruptifs (rhyolitiques) conservés en panneaux.

Mise en place du Microgranite de Thouars, et ses relations avec la faille de Cholet. Le Microgranite de Thouars a une attitude remarquable. Il est allongé en une bande de 10 à 15 km de large que l'on suit depuis Boësse sur plus de 100 km vers l'Est, sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien; il se prolonge à l'Ouest de Boësse par une apophyse de 17 km de long et 2 à 3 km de large, cartographiée sur la feuille Vihiers (levés D. Thiéblemont, en cours) et Cholet (Le Métour *et al.*, 1989). Ce massif et son apophyse jalonnent sur 70 km environ la faille de Cholet. Cette disposition admet trois hypothèses: 1) une navette tectonique, la lame aurait été détachée du reste du massif par une faille qui assurerait sa limite nord, parallèlement à celle de Cholet; 2) une lame injectée en bordure d'une faille (paléofaille de Cholet); 3) un sill redressé à la verticale lors de la tectonique hercynienne (en relation avec le synclinal du Choletais). Nous rejetons la première hypothèse car il n'existe aucune trace de faille en limite nord de la lame de granite, faille qui aurait dû se prolonger dans le secteur étudié à proximité du village de Boësse (rien ne montre son existence); la seconde hypothèse suggère que la faille de Cholet est héritée du Précambrien et qu'elle a été réactivée à l'Hercynien (nous manquons d'éléments pour la discuter); la troisième hypothèse, très plausible, est impossible à étayer.

ORIGINE ET MISE EN PLACE DES INTRUSIONS PLUTONIQUES

Le massif ordovicien de Pouzauges

Données géochimiques. Les données géochimiques concernant ce massif ont été fournies par WYNS *et al.* (1988) et présentées dans la notice de la feuille Chantonay dont nous reprenons les principales informations. Ces données montrent que le Granite de Pouzauges possède un caractère peralumineux à méta-alumineux, potassique, ce qui du point de vue typologique le rapprocherait de la lignée calco-alcaline. Dans le triangle anorthite-albite-orthose, les points analy-

tiques se placent dans le champ des granites, à la limite des champs des granodiorites et des monzogranites quartziques. Il proviendrait de la fusion de matériaux de base de croûte (Wyns *et al.*, 1988), probablement d'âge archéen (d'après l'âge fourni par l'intercept supérieur de la discordia inverse obtenu par Rolin *et al.* (2000).

Données structurales concernant le massif. Il est ceinturé de cornéennes provenant probablement du métamorphisme statique des grès micaschisteux de Courlay, cuits au contact de l'intrusion. Ce granite ne présente aucune déformation syn-magmatique, ni aucune déformation tectonique importante.

Interprétation et modèle de mise en place. Les actuels contours lobés du massif suggèrent que c'est le toit de ce massif qui est à l'affleurement, les nombreuses enclaves de cornéennes dans le granite sont vraisemblablement des « roofs pendants ». Cette disposition, très développée sur la partie ouest du massif (carte Les Herbiers), tend à s'estomper vers l'Est (carte Bressuire), suggérant une érosion plus importante de la partie orientale de ce massif, plus profondément dégagée.

Nous suggérons qu'un diapir de magma a intrudé à l'Ordovicien des sédiments non structurés (cambriens ou briovériens) grésosilteux et argileux fins, cuits au contact du magma. Ce diapir a ensuite subi un métamorphisme de haut niveau structural (montré par le très faible métamorphisme dans ce granite et son encaissant). La déformation concomitante de cet événement thermique crée une schistosité de flux (S1 ou S2 selon les formations) qui s'imprime d'autant plus facilement dans les matériaux encaissants (grès micaschisteux de Courlay) que ceux-ci sont fins (grès silteux et argileux), sans que la déformation soit nécessairement très forte. Cette schistosité moule le granite et n'affecte que la partie externe de l'auréole cornée qui le protège.

Les massifs de gabbros de Brétignolles et de la Morinière

Chimie des gabbros. Les échantillons du massif de Brétignolles et un échantillon du pointement de la Morinière (tabl. 8) possèdent la chimie de basaltes tholéitiques à transitionnels continentaux (fig. 8). Ces gabbros présentent une forte analogie chimique avec les Gabbros de Massais, également de type tholéitique continental.

Implication géodynamique des gabbros et mise en place. La chimie de ces magmas suggère une mise en place en contexte distensif. Ces massifs se sont mis en place tardivement, après la structuration des Micaschistes de Cirière (phase D1-2), puis ont subi un métamorphisme très faible dans les conditions du faciès des « Schistes verts », sans déformation marquée associée.

Le massif du Pin

Données géochimiques. Les trois échantillons analysés (tabl. 8) ont une composition d'adamellite (fig. 9) et appartiennent à l'association peralumineuse de « type Guéret » (De la Roche *et al.*, 1980). De tels granites sont généralement considérés comme d'origine crustale.

| Ech. | Granite à biotite du Pin | | | Monzogranite de Moulins | |
|----------|-----------------------------|-------|-------|----------------------------|-------|
| | VI33 | VI42 | VI43 | VH91 | VI52 |
| SiO2 (%) | 69.8 | 70.9 | 71.7 | 70.6 | 67 |
| TiO2 | 0.37 | 0.3 | 0.3 | 0.31 | 0.48 |
| Al2O3 | 14.2 | 14.2 | 13.8 | 15 | 15.5 |
| Fe2O3t | 3.71 | 3.36 | 2.97 | 2.05 | 3.18 |
| MnO | 0.08 | 0.06 | 0.07 | 0.05 | 0.09 |
| MgO | 0.6 | 0.5 | 0.5 | 0.9 | 1.5 |
| CaO | 1.3 | 1 | 0.9 | 1.5 | 2.2 |
| Na2O | 3.7 | 3.9 | 3.8 | 3.7 | 3.9 |
| K2O | 4.34 | 3.69 | 4.02 | 4.17 | 3.92 |
| P2O5 | 0.14 | 0.13 | 0.12 | 0.14 | 0.25 |
| PF | 0.8 | 1.1 | 1.1 | 0.8 | 1.2 |
| Total | 99.04 | 99.14 | 99.28 | 99.22 | 99.22 |
| Li (ppm) | 18 | 17 | 19 | 51 | 43 |
| Rb | 173 | 151 | 165 | 180 | 229 |
| Ba | 488 | 467 | 467 | 1012 | 1011 |
| Sr | 82 | 72 | 76 | 378 | 449 |
| U | 4.6 | 4.5 | 7.1 | 4.4 | 5.6 |
| Th | 11.4 | 11 | 10.7 | 14.7 | 18 |
| Ta | 1.3 | 1.6 | 1.3 | 0.7 | 0.7 |
| Nb | 20.6 | 21.9 | 18.5 | 7 | 9.6 |
| Hf | 7.4 | 6.7 | 5.3 | 3.7 | 5.1 |
| Zr | 271 | 218 | 185 | 102 | 141 |
| Y | 36.7 | 27.5 | 33.7 | 9.8 | 11.3 |
| V | 21 | 16 | 20 | 28 | 55 |
| Co | 5 | -5 | 6 | -5 | 7 |
| Cr | 26 | 23 | 34 | 41 | 72 |
| Ni | 19 | 13 | 14 | 21 | 18 |
| La | 30.7 | 24.1 | 21.8 | 30.5 | 33.4 |
| Ce | 60.4 | 54.5 | 47.5 | 58.9 | 70 |
| Pr | 7 | 5.6 | 5.2 | 6 | 8 |
| Nd | 27.2 | 19.7 | 21.3 | 19.4 | 30.1 |
| Sm | 5.4 | 3.9 | 4.9 | 3.3 | 5.2 |
| Eu | 1.1 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | 1.1 |
| Gd | 6 | 4 | 5 | 2.5 | 5.2 |
| Tb | 1 | 0.7 | 0.8 | 0.3 | 0.6 |
| Dy | 6.3 | 4.4 | 5.4 | 1.7 | 1.8 |
| Ho | 1.3 | 0.9 | 1.1 | 0.3 | 0.3 |
| Er | 3.7 | 2.7 | 3.2 | 0.8 | 0.8 |
| Tm | 0.6 | 0.4 | 0.5 | 0.1 | 0.1 |
| Yb | 4 | 2.7 | 3.4 | 0.6 | 0.7 |
| Lu | 0.6 | 0.4 | 0.5 | -0.1 | -0.1 |
| Sn | 6 | 11 | 7 | 7 | 9 |
| W | -1 | -1 | 1 | 2 | -1 |
| A/CNK | 1.08 | 1.16 | 1.13 | 1.12 | 1.06 |

Tabl. 8 - Déterminations des microflores et de leur âge possible à partir des échantillons prélevés dans les sondages

| Ech. | Monzogranite de Moulins | | Diorite de Brétignolles | | Gabbros dans massif de Thouars | |
|----------|-------------------------|------|-------------------------|-------|--------------------------------|-------|
| | VI90 | VI91 | VI78a | VI78b | VI88a | VI89 |
| SiO2 (%) | 71 | 83,1 | 47,1 | 46,9 | 49,8 | 47,3 |
| TiO2 | 0,22 | 0,72 | 2,01 | 1,51 | 1,97 | 2,71 |
| Al2O3 | 14,9 | 16,9 | 14,8 | 16 | 14,6 | 14,3 |
| Fe2O3t | 1,69 | 4,91 | 12,88 | 11,04 | 11,33 | 14,06 |
| MnO | 0,06 | 0,08 | 0,22 | 0,18 | 0,2 | 0,24 |
| MgO | 0,6 | 2,3 | 6,7 | 8,2 | 6,4 | 6 |
| CaO | 1,4 | 3,9 | 10,4 | 10,9 | 9,5 | 9,7 |
| Na2O | 3,9 | 3,5 | 2,6 | 2,4 | 2,8 | 2,8 |
| K2O | 4,48 | 2,88 | 0,73 | 0,72 | 0,66 | 0,69 |
| P2O5 | 0,12 | 0,21 | 0,27 | 0,21 | 0,25 | 0,35 |
| PF | 0,6 | 0,7 | 1,2 | 1,2 | 1,8 | 1 |
| Total | 98,97 | 99,2 | 98,91 | 99,26 | 99,31 | 99,15 |
| Li (ppm) | 43 | 44 | 20 | 25 | 24 | 18 |
| Rb | 235 | 172 | 27 | 29 | 33 | 29 |
| Ba | 922 | 692 | 152 | 122 | 110 | 128 |
| Sr | 286 | 287 | 219 | 235 | 173 | 163 |
| U | 10,3 | 3,3 | 0,6 | 0,4 | 0,7 | 0,6 |
| Th | 10,4 | 5,8 | 1,8 | 1,2 | 1,9 | 1,4 |
| Ta | 0,7 | 0,6 | 0,9 | 0,7 | 0,3 | 0,5 |
| Nb | 8,3 | 13 | 18,3 | 16,1 | 7,4 | 10,7 |
| Hf | 3,1 | 4,9 | 4 | 3 | 3,7 | 5,1 |
| Zr | 91 | 163 | 133 | 106 | 115 | 172 |
| Y | 7,9 | 14,6 | 26,9 | 21,7 | 31 | 39,3 |
| V | 19 | 91 | 332 | 246 | 311 | 396 |
| Co | -5 | 14 | 44 | 48 | 42 | 47 |
| Cr | 38 | 70 | 178 | 496 | 203 | 153 |
| Ni | 16 | 28 | 64 | 148 | 55 | 40 |
| La | 23,6 | 28,1 | 13,7 | 11,8 | 10,8 | 13,8 |
| Ce | 45,3 | 52,6 | 28,8 | 24,7 | 25,4 | 33,8 |
| Pr | 4,6 | 5,3 | 3,5 | 3 | 3,2 | 4,5 |
| Nd | 15,7 | 21,4 | 17 | 13,9 | 16,4 | 23,2 |
| Sm | 2,4 | 3,6 | 4,3 | 3,5 | 4,5 | 5,6 |
| Eu | 0,7 | 1,2 | 1,5 | 1,4 | 1,4 | 1,9 |
| Gd | 2 | 3 | 5 | 4,5 | 5 | 6,5 |
| Tb | 0,3 | 0,4 | 0,8 | 0,7 | 0,8 | 1 |
| Dy | 1,1 | 2,3 | 4,8 | 3,5 | 5 | 6,6 |
| Ho | 0,2 | 0,4 | 0,9 | 0,7 | 1 | 1,3 |
| Er | 0,5 | 1,2 | 2,7 | 1,9 | 2,9 | 4,1 |
| Tm | -0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 0,4 | 0,5 |
| Yb | 0,3 | 1 | 2,5 | 2 | 3 | 4 |
| Lu | -0,1 | 0,2 | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 0,6 |
| Sn | 5 | 4 | 3 | 2 | 2 | 2 |
| W | 2 | -1 | -1 | -1 | -1 | -1 |
| A/CNK | 1,08 | 1,06 | | | | |

Tabl. 8 - Déterminations des microflores et de leur âge possible à partir des échantillons prélevés dans les sondages (fin)

| | Granites à biotite | | | Leucogranites | |
|--------------------------------|--------------------|------------|------------|---------------|------------|
| Faciès | MA1 | MA2 | MA3 | Lg1 | Lg2 |
| SiO ² | 63,7 | 67,8 | 70,8 | 72,35 | 74,05 |
| Al ₂ O ₃ | 16,75 | 16 | 15,15 | 14,9 | 14,6 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,9 | 2,95 | 1,95 | 1,6 | 0,95 |
| MnO | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |
| MgO | 2,1 | 1,2 | 0,7 | 0,45 | 0,2 |
| CaO | 3,2 | 2,25 | 1,4 | 0,6 | 0,35 |
| Na ₂ O | 3,65 | 3,8 | 3,7 | 3,45 | 3,55 |
| K ₂ O | 3,4 | 3,95 | 4,4 | 4,55 | 4,55 |
| TiO ₂ | 0,6 | 0,45 | 0,3 | 0,2 | 0,1 |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | 0,25 | 0,15 | 0,2 | 0,15 |
| P.F. | 1,05 | 1,05 | 1,1 | 1,25 | 1,2 |
| Total | 99,7 | 99,65 | 99,7 | 99,75 | 99,8 |

Tabl. 9 - Composition moyenne des faciès chimiques définis dans le massif granitique de Moulins–Les Aubiers–Gourgé, d’après Cuney *et al.* (1992)

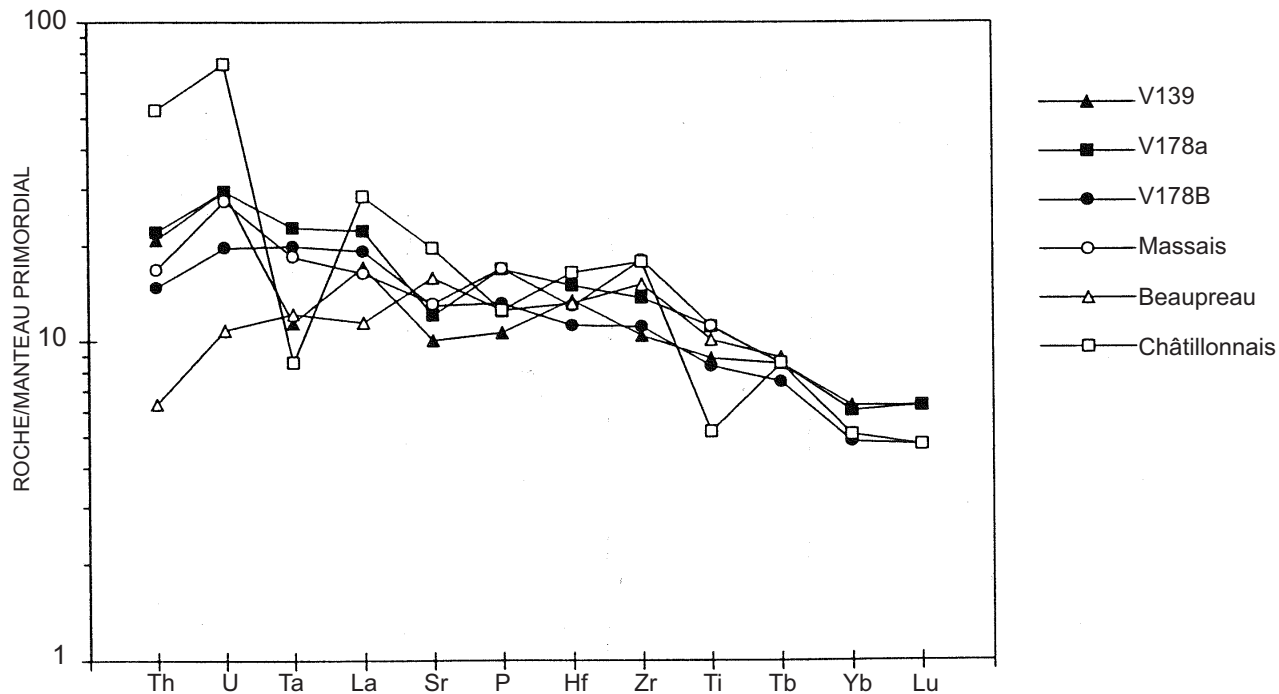


Fig. 8 - Spectres multi-élémentaires (normés au manteau primordial) des gabbros du massif de Bretignolles (VI-78 a et b) et du massif de la Morinière (VI-39). Ils sont comparés aux spectres du Gabbro de Massais, du Basalte de Beaupréau de la série des Mauges et à la Diorite du Châtillonais

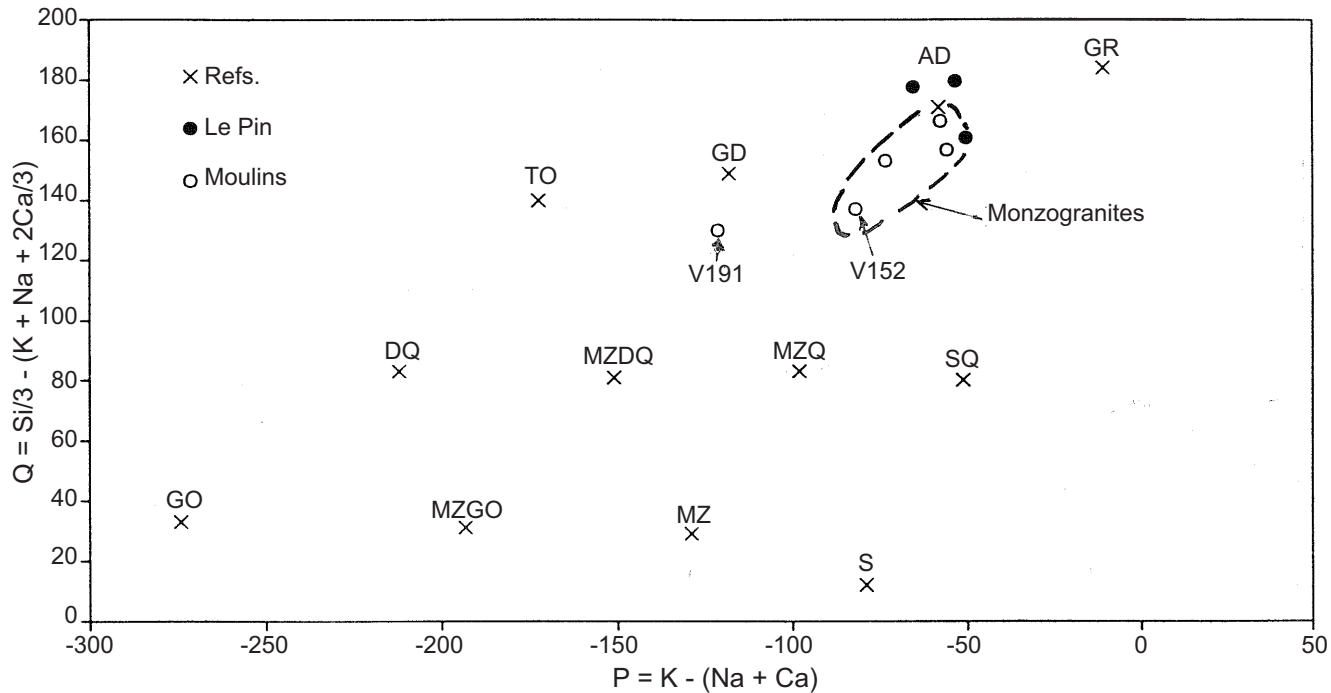


Fig. 9 - Position des Granites du Pin et de Moulins – les Aubiers – Gourgé dans le diagramme P-Q de nomenclature chimique de Debon et Le Fort (1982)

Origine du matériel : la teneur relativement élevée en CaO, en Rb et le rapport Rb/Sr exclut une origine par fusion partielle d'une formation métasédimentaire. À l'échelle régionale, les metabasites du complexe de Champtoceaux constituent une source possible (ce qui pose le problème de leur présence sous l'unité sud du Haut-Bocage).

Les granites à biotite du Massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé

Données géochimiques sur les granodiorites et monzogranites. Les roches analysées (tabl. 8) ont une composition faiblement à modérément acide ($\text{SiO}_2 = 63,1 - 71 \%$) et fortement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 2,88 - 4,48 \%$). Les analyses se dispersent entre la granodiorite et l'adamellite (fig. 9). Ces magmas sont peralumineux à fortement peralumineux. Ces particularités géochimiques (fig. 4 et 10) sont celles que l'on rencontre dans les granodiorites de type « Guéret ».

Trois faciès chimico-minéralogiques principaux (tabl. 9 et fig. 11) sont mis en évidence par Cuney *et al.* (1992) :

- le faciès Ma1, le moins différencié, couvre bien les granodiorites γ^A et ρ^A ;
- le faciès Ma2, auquel se rattache par sa pétrographie et sa cartographie le Monzogranite de la Guivre (γ^M), présente des compositions intermédiaires entre celles des granodiorites et des adamellites ;
- le faciès Ma3 couvre une vaste surface du massif de Moulins–les Aubiers ; il englobe les monzogranites leucocrates.

Pour Cuney *et al.* (1992) l'absence de corrélations inter-élémentaires simples entre les trois faciès géochimiques (fig. 11) indique qu'ils ne sont pas liés par un processus génétique commun. Les granites appartenant à ces trois faciès ne sont pas cogénétiques ; ils dériveraient de protolites distinctes : ces différents granites du massif de Moulins–les Aubiers appartiennent probablement à des intrusions distinctes.

Origine. La nature peralumineuse des granites suggère une origine essentiellement crustale. Leur teneur élevée en CaO exclut leur origine par fusion partielle de la plupart des métasédiments et sédiments armoricains. À l'échelle régionale, une source possible du point de vue chimique serait les micaschistes des Mauges qui présentent des teneurs en CaO comparables à celles de ces granites. Mais la teneur légèrement supérieure en CaO de certains échantillons de ces granites, par rapport aux micaschistes des Mauges, suggèrent une contamination de ces magmas crustaux par des magmas mantelliques riches en CaO.

Données structurales concernant les granites du massif. Les faciès de ce massif polygranitique s'alignent en bandes légèrement obliques à l'extension du massif ou parallèle à ses limites.

- *Les magmas granodioritiques à structuration syn-magmatique.* La mise en place des magmas s'effectue en plusieurs temps ; les granodiorites, structurées pendant leur ascension, sont considérées comme les premières à se mettre en place sous contraintes, au Viséen moyen (vers 340 Ma).

Les granodiorites de Noirliou, les Vallières et Voultegon, situées au Nord de la faille de Nueil-sur-Argent, sont orientées et affectées d'une fabrique fruste de direction N70 à 110, résultant d'une déformation à l'état subsolidus (syncrystallisation). D. Poncet (1993) a montré que ces granites sont costructurés avec les Migmatites de la Tessouale, ce qui suggère que la mise en place de ces granites est contemporaine de la structuration des Migmatites de la Tessouale.

- *Les magmas monzonitiques à déformation post-solidus (après la cristallisation).* Au Sud de la faille de Nueil-sur-Argent, le Monzogranite de la Guivre (γ_G^{3M}) et les monzogranites leucocrates ($^L\gamma^{3M}$ et $^P\gamma^{3M}$) ne présentent pas de fabrique magmatique acquise lors de leur cristallisation; les déformations sont tardives et post-cristallisation.

Le recoupement du couloir de cisaillement dextre intra-Monzogranite de la Guivre par les monzogranites leucocrates non déformés, atteste d'une mise en place de ces derniers après le monzogranite et après sa déformation ductile post-solidus.

Les leucogranites du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé

Les compositions chimiques des leucogranites intrusifs dans le massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé se répartissent en deux groupes principaux de compositions (Cuney *et al.*, 1992).

Le premier groupe rassemble les granites à biotite et muscovite subordonnée $f\gamma^{2-3}$ qui constituent un faciès très répandu du massif de la Grellière et de celui de Saint-Clémentin (absence d'analyse). Ils appartiennent à un groupe de leucogranite (faciès Lg 1, tabl. 9) caractérisé par des teneurs en $71,2 < \text{SiO}_2 < 73,4 \%$, $1,80 \% < \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 2,66 \%$, représentant la gamme des teneurs les plus élevées de ces leucogranites pour un excès d'alumine $\text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}) < 52$.

Le second groupe rassemble les leucogranites à muscovite dominante $f\gamma^2$, filons et stockwerks de la région des Aubiers (Lg 2, tabl. 9). Ils se caractérisent par $\text{SiO}_2 > 73,5 \%$ et $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 1,6 \%$; $\text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}) > 55$, indiquant un développement plus important de muscovite corrélativement à une composition moins biotitique.

- *Les magmas leucogranitiques à structuration magmatique.* Seul le massif de la Grellière présente une fabrique magmatique discrète marquée par l'orientation de minéraux, coplanaire de la schistosité des enclaves de migmatites. L'allongement de ces enclaves, de toutes tailles (décamétrique à kilométrique) est conforme à l'extension de la fabrique du granite.

L'utilisation de la technique de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ou ASM) par D. Poncet (1993) lui permet de mesurer sur un échantillon de granite prélevé et orienté l'orientation de la foliation magnétique et la linéation magnétique souvent non visible à l'œil nu. Les sites qui ont fait l'objet d'une approche mixte (orientation des plans de fluidalité magmatique visibles sur l'affleurement et ASM) montrent une bonne corrélation entre les attitudes de la foliation

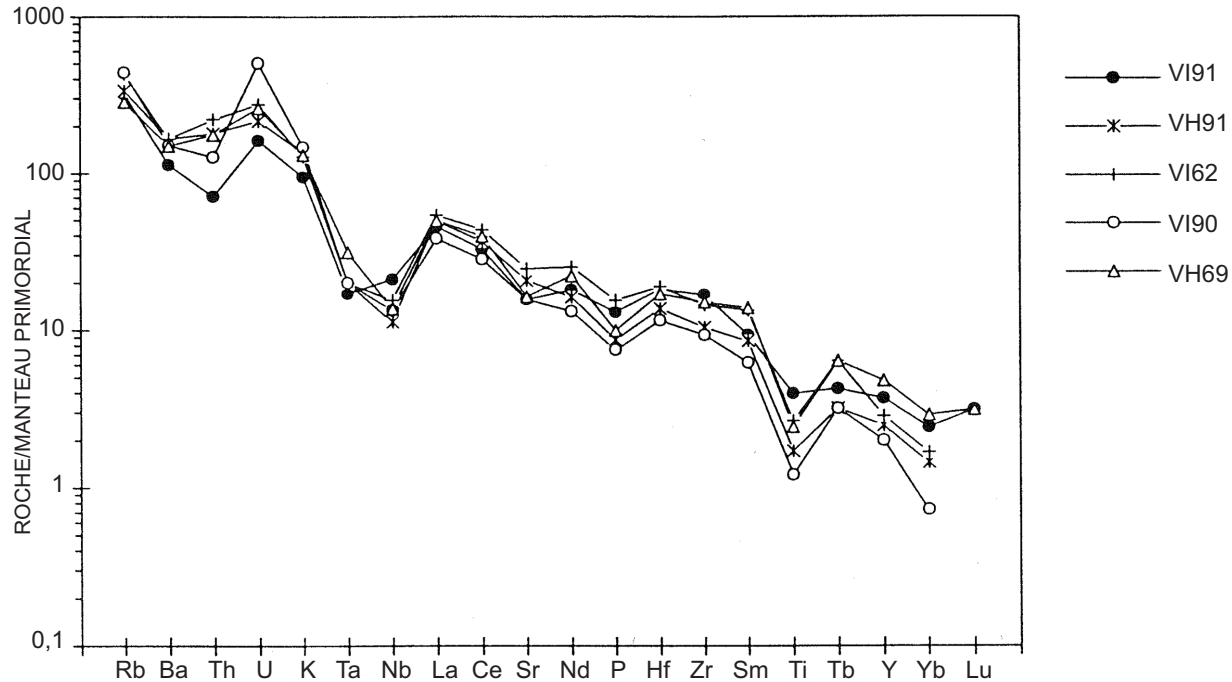


Fig. 10 - Spectres multi-élémentaires (normés au manteau primordial) des granites du massif de Moulins - les Aubiers - Gourgé

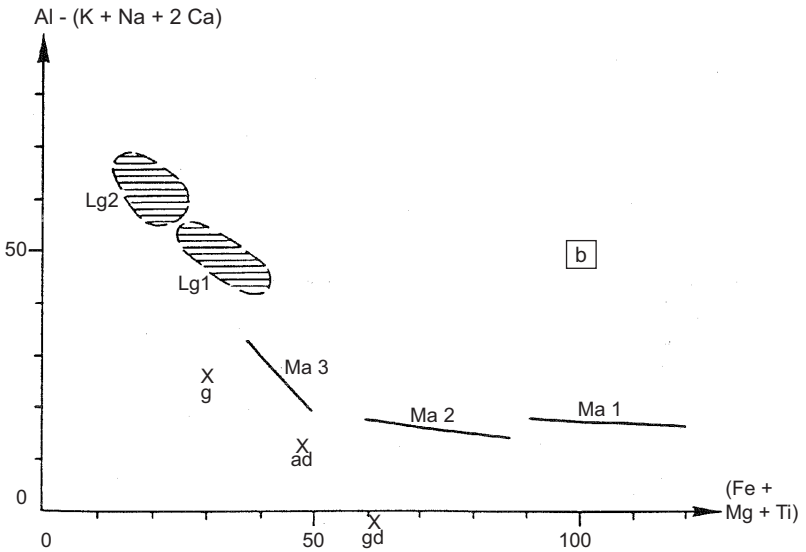
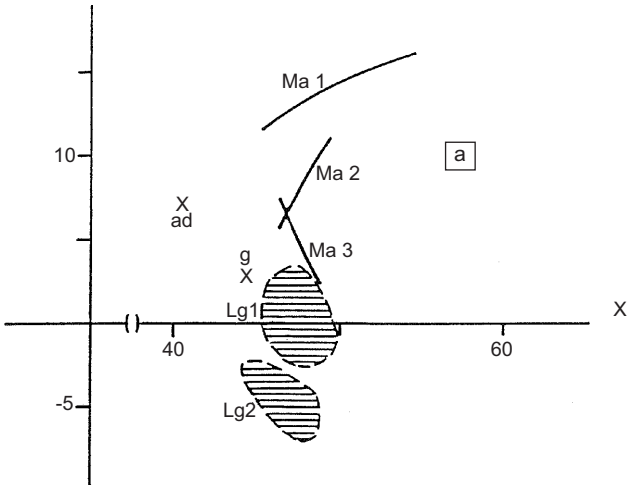


Fig. 11 - Position des faciès chimiques (granodiorite et monzogranites à biotite : MA1, MA2 et MA3 - leucogranites à deux micas : Lg1, Lg2 et Lg3) définis dans le massif granitique de Moulins - les Aubiers - Gourgé dans les diagrammes de typologie chimique de (a) de La Roche *et al.*, (1980) et de (b) Debon et Le Fort (1982), d'après Cuney *et al.*, (1992) (gd : granodiorite ; ad : adamellite ; g : granite)

magnétique et de la foliation magmatique. Les trajectoires de foliation magmatique reportées sur la carte géologique ont été dessinées à partir des mesures effectuées sur le terrain, complétées de la carte de foliation magnétique et magmatique établies par D. Poncet (1993). Ces surfaces, généralement verticales et de direction N150, se réorientent en senestre en direction N120 à N100 à proximité de la faille de la Madoire. Cette attitude s'explique par le jeu senestre de la faille pendant la solidification du magma.

- *Les magmas leucogranitiques fins ($f\gamma^2$ et $f\gamma^{2-3}$) non structurés.* Ils forment, soit de petits massifs intrusifs dans les divers granites du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé dont le plus important étant celui de Saint-Clémentin, soit des filons, soit des stockwerks. Les stockwerks, fortement hétérogènes et imbriqués dans les granodiorites ou migmatites, sont très fréquents en bordure nord du massif, en particulier dans le Nord-Ouest de la carte et autour du village des Aubiers. Ces leucogranites ne présentent pas de structuration.

- *Modèle de mise en place du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé.* L'ascension des premiers granites (granodiorites) s'effectue vers 340 Ma, au Nord de la faille de Nueil-sur-Argent. Ces granites sont structurés pendant leur cristallisation. L'attitude de leur fabrique et la géométrie de leurs contacts suggèrent une mise en place en lames intrusives dans les granitoïdes d'anatexie de la Tessouale, en contexte cisailant dextre.

Au Sud de la faille de Nueil-sur-Argent, le Monzogranite de la Guivre a pu se mettre en place en même temps que les granodiorites (?); il est déformé peu après sa cristallisation en cisaillement dextre. Puis, les monzogranites leucocrates se mettent en place entre la faille de Nueil-sur-Argent et celles de Mauléon–Bressuire et de la Madoire. La disposition allongée des faciès suggère l'ascension de ces magmas monzonitiques le long des failles de Nueil-sur-Argent et de Mauléon–Bressuire. Enfin, les derniers granites injectés dans le massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé sont des leucogranites (datés de 340-330 Ma), qui forment de multiples intrusions, sans relation évidente avec des failles. La mise en place du Leucogranite de la Grellière inséré entre les failles de Mauléon–Bressuire et de la Madoire et sa déformation synmagmatique s'effectuent dans un contexte cisailant senestre.

Toutes ces intrusions se font « dans un mouchoir de poche », dans un laps de temps très court, et sont probablement à rattacher au même épisode magmatique d'âge viséen moyen supérieur.

En résumé, nous considérons que les diverses intrusions du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé sont en grande partie contrôlées par les failles dextres qui le limitent et l'affectent. Nous proposons que les failles de Cholet, Nueil et Mauléon–Bressuire soient l'expression de surface d'un accident lithosphérique à convexité nord-est. Le fonctionnement transtensif dextre aurait séparé les compartiments, permettant l'ascension des migmatites et des granites. Nous pensons que l'unité nord du Haut-Bocage est une des branches majeures du Cisaillement sud-armoricain.

Le massif de Bressuire

Le massif de Bressuire constitue un pluton composite de forme allongée entre deux failles selon une direction NW-SE : au Nord-Ouest, il est intrusif dans les Micaschistes de Cirière (ξ^2) et au Sud-Est dans les grès micaschisteux de Courlay (feuille Moncoutant).

Caractères chimico-minéralogiques. La composition chimique de ces leucogranites est homogène $70,50 \% < \text{SiO}_2 < 74,90 \%$ et $0,85 \% < (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{SiO}_2) < 3,0 \% ; 0,1 < \text{CaO} < 0,9 \% ; \text{Na}_2\text{O} > 3,5 \%$ (Cuney *et al.*, 1992). Trois groupes de compositions chimiques différentes ont été reconnus sans relations évidentes avec les faciès pétrographiques. Il existe une nette divergence entre la carte de répartition des faciès chimiques et celle des faciès pétrographiques. Ce fait s'explique par un contraste géochimique trop faible entre les faciès pétrographiques. Ces groupes de composition chimiques varient de leucoadamellites à des leucogranites *s.s.* plus quartzeux que la moyenne des leucogranites.

Les Leucogranites de Bressuire sont généralement comparés à ceux du massif de Mortagne. J.-P. Renard (1971) montre cependant, par leur composition plus plagioclasique et moins potassique, qu'ils n'en constituent pas le prolongement sud-est.

Données structurales syn-magmatiques. Les observations microscopiques sur la grande majorité des affleurements étudiés révèlent que les minéraux de la paragenèse granitique sont pratiquement indemnes de toute déformation plastique et/ou fragile. Les seules structures marquantes sont une foliation magmatique planaire, visible sur la plupart des affleurements de granites à grain moyen et grosse muscovite γ_{gm} : ils montrent une foliation magmatique plus ou moins marquée et identifiable à l'œil nu. En revanche cette foliation n'est pas visible dans le faciès plus fin $m\gamma^{2-3}$ et surtout non porphyroïde. Comme pour le massif de la Grellière, les attitudes de la foliation magnétique et la linéation magnétique déterminées à partir des mesures des axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM montrent une bonne corrélation avec les attitudes de la foliation magmatique (Poncet, 1993). Les trajectoires de foliation magmatique reportées sur la carte géologique ont été dessinées à partir des mesures effectuées sur le terrain complétées de la carte de foliation magnétique et magmatique établies par D. Poncet (1993).

Ces surfaces se caractérisent par une direction qui évolue schématiquement entre N40 et N110 et par un pendage de 10° à 90° , souvent dirigé vers le Sud : les trajectoires de foliation sécantes sur les limites cartographiques du pluton se courbent (cf. au Nord-Ouest de Terves) et se réorientent parallèlement à ces limites faillées. Cette attitude traduit le jeu dextre de ces failles pendant la solidification des magmas. Enfin, les seules déformations post-cristallisation marquantes, de type « C » et « S », apparaissent en bordure méridionale du massif à l'interface pluton-encaissant. Elles attestent d'une déformation tangentielle inverse à vergence nord à nord-est, développée au toit du pluton à l'interface avec son encaissant, compatible avec un serrage méridien du massif.

Interprétation et modèle de mise en place. La géométrie de ce pluton inséré entre deux failles importantes, ainsi que la forme de son extrémité nord-ouest (vers la Croix-Bel-Air) en digitations courbes injectées dans les Migmatites de Mauléon-le Peux, suggère une intrusion en liaison avec un fonctionnement normal senestre de la faille de Mauléon-Bressuire. Ce pluton aurait la forme d'une lame verticale de direction approximativement NW-SE.

Tous les faciès pétrographiques qui le constituent ont été costructurés à l'état visqueux dans le même régime de déformation. L'attitude moyenne de la foliation primaire (direction N85 et pendage de 50°S à 90°) réorientée à proximité des failles bordières suggèrent que la structuration du massif s'est effectuée en contexte cisailant dextre (jeux dextres des failles) sous l'action d'un raccourcissement Z méridien. Lors de ce serrage, un cisaillement tangentiel tardi-cristallisation à vergence nord à nord-est se serait développé à l'interface pluton-encaissant, à l'origine de la déformation de sa bordure méridionale.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

DÉFORMATION DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Formations du Protérozoïque supérieur au Cambrien de l'unité sud du Haut-Bocage

Trois phases de déformation ont structuré les Micaschistes de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre (tabl. 3). La première phase ne laisse qu'une schistosité S1 soulignée de micas et de veines de quartz d'exsudation incomplètement transposée dans la S2. La seconde phase (majeure) se traduit par une schistosité de flux S2 syn-paragenèse dominante, plan axial de plis P2. Ces plis replissent la S1, ils sont anisopaques et dissymétriques de direction axiale moyenne N65 et N80 dans les deux formations. Localement, la S2 porte une linéation d'alignement de minéraux Lm2 homoaxiale des plis P2. La troisième phase détermine une schistosité de crénulation Sc3, plus ou moins fruste (carrière du Pin), sub-verticale et de direction moyenne N80, plan axial de plis décimétriques et à plis P3, ouverts et en chevrons. La schistosité régionale S2 est fortement dispersée en direction sub-E-W en relation avec ce plissement tardif P3.

Deux phases de déformation sont visibles dans les grès micaschisteux de Courlay (G₅¹⁻²). La première phase est responsable d'une schistosité de flux régionale (S1) parfois oblique à la S0 encore visible, plan axial de rares microplis replissant de minces lits quartzeux (S0 ou S1), de style isoclinal. Cette schistosité porte une linéation d'alignement Lm1 de minéraux de direction moyenne N65. La seconde phase correspond à une faible schistosité de fracture ou de crénulation fruste (Sc2), sub-verticale, de direction moyenne N90, associée à quelques plis P2 en chevrons décimétriques admettant la schistosité Sc2 pour plan axial. La linéation de crénulation Lc2 associée à la schistosité Sc2 est de même direction que ces plis (N90).

La Formation de Cirière a subi un métamorphisme syn-D2 dans le faciès amphibolite débutant (sous faciès à « staurotide-almandin »), plus intense que dans les formations voisines de Saint-Amand-sur-Sèvre (syn-D2) et de Courlay (syn-D1), où le métamorphisme appartient au faciès des « Schistes verts » profonds (sous faciès à « quartz-albite-épidote-almandin »). L'intensité plus forte du métamorphisme de Cirière se traduit par une recristallisation et une blastèse du quartz, plus gros, souvent engrené qui n'a plus la forme arrondie (sédimentaire) que présentent les grains de quartz de Saint-Amand-sur-Sèvre et de Courlay. Il se traduit également par une blastèse de muscovite et de biotite de taille plus grosse que dans ces dernières, ainsi que par la présence de staurotide et de nombreuses veines de quartz d'exsudation. Les structures de phases D1 et D2 sont contemporaines de cette paragenèse principale. Les structures D3 de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre ou D2 de Courlay sont synchrones d'une paragenèse marquée par de la biotite et muscovite de petites tailles.

Formations migmatitiques de l'unité nord du Haut-Bocage

Deux phases tectoniques ont été distinguées dans les Migmatites de Mauléon-le Peux : la première phase se traduit par un rubanement anatectique (leucosome insinué dans la foliation S1 grossière du gneiss), sub-vertical à proximité de la faille de Mauléon-Bressuire. La seconde phase déforme les migmatites avec de rares plis P2. Ces plis post-rubanement sont d'axes de direction irrégulière autour de N100, dissymétriques, anisopaques sans schistosité associée. Ce plissement P2 est responsable d'une forte dispersion de la S1 autour d'un axe moyen N100. Aucune foliation antérieure à ce rubanement n'est visible. Ces plis sont syn- à tardi-anatexie, car les leucosomes sont déformés de manière très souple et sont donc rapportés à un épisode dévonien moyen supérieur (datation des Migmatites des Herbiers à 367 ± 7 Ma).

Les Migmatites de la Tessouale ont presque complètement perdu leurs structures, à l'exception d'une déformation mylonitique en bordure de la faille de Cholet. On observe dans ces roches une vague foliation sub-verticale et de direction N70 à N100, de même direction que la foliation des Granodiorites de Moulins-les Aubiers-Gourgé (oblique sur l'extension de la faille de Cholet). D. Poncet (1993) considère que ces structures continues traduisent une costructuration des migmatites et des granodiorites au Viséen.

Formation volcano-granitique de Thouars

Cette formation magmatique ne présente pas de déformation varisque à l'exception de déformation syn-métamorphique en bordure de la faille de Cholet. La déformation s'y traduit par une schistosité et une déformation mylonitique accompagnées d'un métamorphisme d'intensité moyenne (faciès amphibolite) en relation spatiale avec cette faille. Ce métamorphisme pourrait être induit par la mise en place des migmatites et des granites de l'unité nord du Haut-Bocage.

En résumé, à l'exception de la déformation mylonitique liée à la faille de Cholet, la Formation de Thouars n'a pas subi la tectonique hercynienne de manière pénétrative (intense), malgré sa contiguïté avec le Haut-Bocage vendéen (fortement migmatitisé et granitisé).

Corrélation entre les phases tectoniques des métamorphites de l'unité sud du Haut-Bocage. Il n'est pas évident de corréler les phases tectoniques d'une formation à une autre. La schistosité régionale S2 des Micaschistes de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre pourrait correspondre à la schistosité principale (S1) des grès micaschisteux de Courlay (tabl. 3). Les plis en chevrons et crénulation relevés dans ces deux formations étant supposés contemporains du fait de leur similitude d'attitude. La schistosité S1 des Micaschistes de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre n'a donc pas d'équivalent reconnu dans les grès micaschisteux de Courlay.

L'absence d'une phase précoce D1 dans les grès micaschisteux de Courlay par rapport aux Micaschistes de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre pourrait n'être qu'apparente, et pourrait n'être due qu'à la lithologie particulièrement homogène de ces roches. Cela rendrait difficile la séparation des structures de phases 1 et 2, surtout si elles sont d'orientations voisines. L'existence de deux phases de structuration dans l'unité de Courlay n'a pas de signification pour argumenter l'existence d'une phase de déformation supplémentaire dans les Micaschistes de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre.

Sur l'existence d'une tectonique cadomienne dans le Haut-Bocage ? R. Wyns (1980) et Wyns *et al.* (1988) ont pensé qu'il existait une déformation cadomienne dans le Haut-Bocage ; les structures seraient scellées par les cornéennes du granite ordovicien de Pouzauges à l'Ordovicien inférieur. Ces auteurs ont considéré que l'unité sud du Haut-Bocage était un socle cadomien recouvert en discordance par les terrains du Cambrien du bassin de Chantonnay. L'existence de la faille de Secondigny à l'emplacement de cette discordance a ruiné ce dernier argument (Bouton, 1990 ; Poncet, 1993 ; Rolin *et al.*, 2000). Seules restent les structures scellées par les cornéennes du granite. Nos observations sur cette feuille et celle des Herbiers ne nous permettent pas de confirmer l'existence de structures anté-cornéennes. Rolin *et al.* (2000) ont remarqué sur la feuille voisine des Herbiers : 1) qu'il existait une similitude de phases tectoniques entre l'unité sud du Haut-Bocage et le bassin paléozoïque de Chantonnay (les phases tectoniques seraient donc toutes hercyniennes) ; 2) que la schistosité régionale majeure S1 des grès micaschisteux de Courlay et de Saint-Mars-Ardelay (feuille Les Herbiers) moule le massif de Pouzauges et déforme en partie les cornéennes et les minéraux de son auréole de métamorphisme de contact (Rolin *et al.*, 2000). Cette schistosité régionale serait donc postérieure aux cornéennes et à la mise en place du granite. Enfin, D. Poncet (1993) a montré que la mise en place de la diorite dévonienne de Moncoutant est synchrone de la schistogenèse de S1 des grès micaschisteux de Courlay (S1), qui ne peut donc plus être attribuée au Cadomien.

Relations structurales entre les Migmatites de Mauléon-le Peux et les terrains épizonaux et mésozonaux de l'unité sud du Haut-Bocage. Ces relations sont tectoniques mais les migmatites forment probablement l'infrastructure des métamorphites de l'unité sud du Haut-Bocage. Cette interprétation est suggérée par la remontée de ces migmatites le long de la faille de la Morinière-le Peux par rapport aux métamorphites de l'unité sud du Haut-Bocage. Cette faille est probablement un segment de la faille normale des Épesses (feuille voisine Les Herbiers) qui amène également la remontée des Migmatites des Herbiers par rapport aux métamorphites de l'unité.

Les Migmatites de la Tessouale, plus remobilisées que celles de Mauléon-le Peux, pourraient être plus profondes ; rien ne montre qu'elles aient appartenu à la même unité, ou domaine, que les Migmatites de Mauléon-le Peux, ni qu'elles soient co-génétiques.

Synthèse sur les phases de déformations. Trois principaux épisodes de déformations sont distingués :

– une phase précoce, D1, marquée par une schistosité S1, conservée dans les têtes de plis P2 des Micaschistes de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre ;

– la phase majeure, D2. Les structures de phase D1 de la Formation de Courlay et des Migmatites de Mauléon-le Peux sont tout à fait similaires de celles de phase D2 des formations micaschisteuses. La région a subi une déformation synschisteuse qui transpose la schistosité S1 des Micaschistes de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre. Cette schistosité porte une linéation d'alignement de minéraux Lm1 (Formation de Courlay) ou Lm2 (formations de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre) de direction moyenne N65 ou N80 sur l'ensemble de la région. Cette schistosité est plan axial de plis P1 dans la Formation de Courlay ou P2 dans les formations de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre. Ces derniers sont dissymétriques, de petite taille, homoaxiale à la linéation et de direction moyenne N65 ou N80 selon la formation. Cette schistosité est synchrone d'une paragenèse de faciès « Schistes verts » dans les grès micaschisteux de Courlay et d'une paragenèse de faciès amphibolite dans les Micaschistes de Cirière. Aucun critère de cisaillement n'étant associé à la linéation, elle est interprétée comme une direction d'allongement X de l'ellipsoïde de la déformation lors de D2. Aucune structure souple de grande taille n'est mise en évidence faute de repère.

Le développement de blastes syn-cinématiques dans l'auréole de métamorphisme de contact de la diorite quartzique de Moncoutant (Poncet, 1993), disposés dans la schistosité régionale S1 des grès micaschisteux de Courlay, montre que la structuration D2 des grès est contemporaine de la mise en place de la diorite. Sa datation à 375^{+6}_{-11} Ma (Cuney *et al.*, 1993a), permet d'attribuer un âge dévonien supérieur à la phase D2 ;

– la phase tardive D3 se manifeste par une schistosité de fracture ou de crénelation peu exprimée ou absente (une Sc3 dans les Micaschistes de

Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre, et Sc2 dans les grès micaschisteux de Courlay). Cette schistosité de crénulation est souvent verticale, de direction moyenne N80 à N100, suivant les formations. Elle est plan axial de plis droits (P3 dans les Micaschistes de Cirière et de Saint-Amand-sur-Sèvre et P2 dans les grès micaschisteux de Courlay) de direction axiale moyenne E-W (tabl. 3), parallèle à la crénulation Lc3 associée à la schistosité. Dans les Micaschistes de Cirière (carrière entre Cirière et le Pin) on observe nettement des plis P3 à plans axiaux raides qui interfèrent avec les plis P2 à plans axiaux couchés.

La présence de biotite et/ou de muscovite recristallisées ou néoformées soulignant la schistosité S3, indique que la déformation s'est déroulée en conditions encore métamorphiques. Dans les migmatites, aucun pli P3 n'a pu être mis en évidence.

Un élément de chronologie nous est fourni par la datation du granite post-tectonique d'Orthais, sur la feuille Montaigu. Ce massif n'est pas déformé et il recoupe toutes les structures de l'unité de Montaigu, y compris les plis majeurs P3. Sa datation à $350 \text{ Ma} \pm 11 \text{ Ma}$ (à paraître dans la notice de la feuille Montaigu) post-date la phase D3, qui serait donc tournaisienne (360–350 Ma). La fabrique planaire syn-magmatique des granodiorites du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé est conforme à l'attitude de la schistosité S3 des formations métamorphiques du Haut-Bocage ; l'âge viséen moyen probable des granodiorites nous incite à attribuer cet âge à cette phase.

DÉFORMATIONS POST-SOLIDUS DES INTRUSIONS

La déformation à l'état solide des plutons se traduit par une cataclase le long des failles ou bien par une schistosité (portée sur la carte quand elle est cartographiable).

Le massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé

Les différents faciès du massif ont subi une déformation cisailante ductile dextre le long du couloir de cisaillement Rouertais–les Roches Blanches, intra-Monzogranite de la Guivre et senestre le long de la faille de la Madoire. Ces couloirs ne sont pas synchrones car les cisaillements senestres affectent le monzogranite leucocrate de Riparfond qui recoupe lui-même le couloir de cisaillement de Rouertais–les Roches Blanches.

Le massif de Bressuire

Les seules déformations marquantes post-cristallisation sont de type « C » et « S ». Elles apparaissent en bordure méridionale du massif à l'interface pluton–encaissant et attestent d'une déformation tangentielle inverse à vergence nord à nord-est développée au toit du pluton à l'interface avec son encaissant, compatible avec un serrage méridien du massif. Cette déformation s'est effectuée lors d'un serrage méridien après sa mise en place.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

Évolution sédimentaire et magmatique anté-tectonique

L'histoire géologique du secteur de Bressuire débute à la fin du Protérozoïque supérieur par une sédimentation détritico-péliciteuse : péliciteuse, silteuse et grauwackeuse (à l'origine des formations de Saint-Amand-sur-Sèvre, de Cirière et des migmatites) et grés-argileuse (à l'origine de la Formation de Courlay). La sédimentation se poursuit durant tout le Cambrien, sur un substratum de nature et d'âge inconnu.

Au Cambrien, le complexe volcano-plutonique de Thouars se met en place dans un contexte en distension. Le Microgranite de Thouars et des gabbros sont intrusifs dans des rhyolites, expression effusive du microgranite. Ce microgranite et ces rhyolites ont pour origine une fusion crustale, tandis que les gabbros dérivent de deux sources mantelliques distinctes : l'une, principale, de type MORB-N, l'autre, subordonnée, de type basaltes alcalins.

L'Ordovicien et le Silurien ne sont pas représentés sur la feuille Bressuire. Comme dans toute la région sud-armoricaine, l'Ordovicien correspond à un plutonisme « calco-alcalin » de distension de marge continentale (Granite de Pouzauges) provenant de la fusion de matériaux de base de croûte. Il se met en place dans les grès micaschisteux de Courlay et induit un métamorphisme de contact.

Tectonique syn-métamorphique hercynienne

La convergence débute dans la zone interne varisque au Silurien ; la collision se produit dès le Dévonien inférieur au Sud du Synclinorium de Chantonay dans l'axe des Essarts-Mervent (feuille la Roche-sur-Yon) et induit un métamorphisme à haute pression et une première déformation des terrains de cet axe. Pendant cette période, la sédimentation se poursuit dans le Synclinorium de Chantonay en position d'arrière-arc : c'est le dépôt de la série dévonienne du Groupe de Réaumur et le volcanisme de la Meilleraie.

La déformation syn-métamorphique du Haut-Bocage se produit au Dévonien supérieur et au Dinantien. La phase de structuration majeure (D2) est marquée par des plis (P2) de direction régionale N45 à N105 replissant localement (formations de Saint-Amand-sur-Sèvre et de Cirière) une schistosité antérieure (S1), appartenant probablement à une première phase D1. Ces plis sont synchrones d'une schistosité régionale majeure de flux (S2) et d'une linéation minérale Lm2 homoaxiale des plis P2. Aucune structure souple de grande taille n'est mise en évidence faute de repère. Cette étape est accompagnée d'un métamorphisme, faible dans les formations de Courlay et de Saint-Amand-sur-Sèvre, moyen dans la Formation de Cirière et très fort (anatexis) dans les formations migmatitiques de Mauléon-le Peux et

de la Tessouale. Mais rien ne permet de supposer l'appartenance des protolites de migmatites au domaine sédimentaire du Haut-Bocage. Le développement de blasts syn-cinématiques (syn-S1) dans les grès micaschisteux de Courlay est rapporté à la phase D2. Cette phase D2 est pénécotemporaine de l'auréole de métamorphisme de contact de la diorite quartzitique de Moncoutant, datée du Dévonien supérieur ; ce qui permet d'attribuer un âge dévonien supérieur à la phase D2.

Les massifs de gabbros de Brétignolles et de la Morinière se mettent en place peu après cette phase D2 dans les Micaschistes de Cirière. Ils subissent un métamorphisme faible dans les conditions du début du faciès « Schistes verts ».

La dernière déformation souple et synchisteuse (D3) se manifeste par une schistosité de fracture ou de crénulation Sc3 verticale, peu exprimée et même souvent absente. La Sc3, est plan axial de plis P3 de direction régionale moyenne N90, droite, et parallèle à une crénulation Lc3. Cette structuration s'est effectuée en contexte encore métamorphique (biotite et/ou de muscovite recristallisées ou néoformées soulignant la schistosité S3). Un élément de chronologie de cette phase nous est fourni par la datation du granite post-tectonique d'Orthais, sur la carte Montaigu. Ce massif non déformé recoupe les structures D2 et D3 de l'unité de Montaigu–Saint-Paul-en-Pareds (feuilles Les Herbiers et Montaigu). Sa datation à $350 \text{ Ma} \pm 11 \text{ Ma}$ (à paraître dans la notice de la carte Montaigu) post-date la phase D3, qui serait donc d'âge tournaisien à viséen moyen, en tenant compte de la fourchette d'erreur et de l'âge retenu pour la phase D2 (tabl. 1, hors-texte). De plus, les similitudes d'attitude de la schistosité Sc3 (et de la S2 redressée dans les plis P3) avec la fabrique planaire syncristallisation des granodiorites du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé nous incitent à penser que la structuration de ces granites est contemporaine de la phase D3 ; elle est donc d'âge viséen moyen (âge retenu pour ces granodiorites).

La formation volcano-plutonique de Thouars échappe à l'essentiel de la tectonique hercynienne et au métamorphisme. La déformation et le métamorphisme qui l'affectent sont en relation avec la faille de Cholet.

Cette phase D3 est accompagnée et s'achève par le jeu des failles dextres et par la mise en place des gros massifs granitiques de Moulins–les Aubiers–Gourgé et de Bressuire, ainsi que de Mortagne.

Dislocation de la Vendée par les failles de la branche vendéenne de la Zone de cisaillement sud-armoricaine au Carbonifère

La région est disloquée par les grandes failles crustales de la Zone de cisaillement sud-armoricaine. Les unités structurales régionales s'individualisent alors : unité du Choletais, unité nord du Haut-Bocage, unité sud du Haut-Bocage, unités de Chantonay et de Mervent.

Les axes des grands plis (P3) du Synclinorium de Chantonay (proche de la zone couverte par la feuille) sont recoupés et déformés

en dextre par des failles satellites du Cisaillement sud-armoricain. La synthèse des données structurales et géochronologiques disponibles sur la région de Bressuire montrent que la cinématique décrochante dextre a débuté au Tournaisien–Viséen inférieur, mobilisant une partie des failles régionales de direction armoricaine (dont la faille de Cholet et peut-être celle de Nueil-sur-Argent).

Cette cinématique, antérieure à l'ascension des intrusions grano-dioritiques et monzogranitiques de l'unité nord du Haut-Bocage, s'est poursuivie pendant la mise en place de ces magmas au Viséen moyen–supérieur.

Magmatismes carbonifères associés à la tectonique transcurrente

La fin de l'évolution géologique de la région est marquée par l'ascension d'un important volume de granites dont les mises en place s'effectuent pour l'essentiel au Viséen.

Le plus important est le massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé, composé de trois types de granites à biotite peralumineux non cogénétiques et de leucogranites, provenant de protolites distincts. Les données géochimiques sur les granites à biotite montrent qu'ils sont issus de magmas crustaux et qu'ils pourraient dériver de la fusion des Micaschistes des Mauges (sous-jacents au Haut-Bocage ?), plus ou moins contaminés par des magmas mantelliques riches en CaO.

Ces intrusions sont rattachées au même épisode magmatique mais ne sont pas synchrones. Les premiers magmas (Granodiorites de Noirliu γ^A , des Vallières γ^V et de Voultegon γ^G) s'injectent vers 340 Ma ; ce sont des lames dans les Migmatites de la Tessouale, injectées en contexte décrochant dextre entre les failles de Nueil-sur-Argent et de Cholet. Le Monzogranite de la Guivre plus différencié, se met en place (à la même époque ?) dans les Migmatites de Mauléon–le Peux, au Sud de la faille de Nueil-sur-Argent. Sa déformation post-solidus s'effectue en contexte décrochant dextre, dans la continuité du cisaillement prévalant pendant la mise en place des granodiorites. Puis, les monzogranites leucocrates s'injectent à leur tour dans la même zone que le Monzogranite de la Guivre. Leur mise en place aurait été contrôlée par l'ouverture des failles de Nueil-sur-Argent et Mauléon–le Peux. Enfin, les leucogranites, les plus évolués de ces magmas sont injectés en petits massifs (Saint-Clémentin, la Grellière) dans les granites précédents ou dans les migmatites.

Certains de ces leucogranites se mettent en place le long d'un décrochement senestre : massif de la Grellière le long de la faille de la Madoire et massif de Bressuire le long de la faille de Mauléon–Bressuire fonctionnant en senestre. Le jeu de cette dernière pouvant être contemporain du fonctionnement senestre de la faille de la Madoire.

Le Granite de Bressuire est ensuite déformé à l'état visqueux en contexte cisailant dextre (jeux dextres des failles qui le bordent) sous

l'action d'un raccourcissement Z, méridien. Lors de ce serrage, un cisaillement tangentiel tardi-magmatique à vergence nord à nord-est, se serait développé à l'interface du pluton-encaissant, à l'origine de la déformation de sa bordure méridionale.

La mise en place des différents faciès de ce massif s'effectue dans un intervalle de temps court d'environ 10 Ma. Les failles de Cholet, Nueil, Mauléon-Bressuire qui contrôlent et affectent les granites du massif de Moulins-les Aubiers-Gourgé seraient l'expression en surface d'un accident profond crustal à convexité nord-est. Les mouvements transtensifs dextres auraient contrôlé l'ascension des migmatites et des granites. Les jeux des failles senestres, quasiment de même âge que les jeux dextres, sont considérés comme des jeux conjugués.

Le massif du Pin, d'âge inconnu, a une origine essentiellement crustale. Les données géochimiques suggèrent qu'il pourrait provenir en partie de la fusion des metabasites du complexe de Champtoceaux (également situées sous l'unité sud du Haut-Bocage comme la série des Mauges). Il est intrusif dans les Micaschistes de Cirière, après la structuration de ces derniers et n'a pas subi de métamorphisme.

Déformations tardives

Un serrage sub-méridien produit un cisaillement tangentiel à vergence nord à nord-est, à l'interface entre le massif de Bressuire et son encaissant, à l'origine de la déformation de sa bordure méridionale.

Les rejeux fragiles dextres, tardifs des accidents armoricains provoquent une cataclase des formations, la faille de Cholet restant inactive. Le jeu dextre tardif de la faille de Mauléon-Bressuire décale les failles de la Madoire et de la Verrie vraisemblablement alignées. Certaines failles ont un mouvement normal, comme celle de la Morinière-le Peux ou bien celle des Épesses (carte Les Herbiers). Leur jeu induit un glissement relatif vers le Sud-Est, des terrains métamorphiques de l'unité sud du Haut-Bocage par rapport aux migmatites des Herbiers et de Mauléon-le Peux. La composante verticale du rejet de la faille de Mauléon-Bressuire implique l'affaissement relatif de l'unité sud par rapport à l'unité nord. Un rejet similaire de la faille de Secondigny (au Sud de la région) abaisse relativement le Synclinorium du Chantonny par rapport à l'unité sud du Haut-Bocage.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE

L'évolution post-hercynienne est connue grâce aux formations superficielles.

Au Crétacé inférieur, la bordure sud du Massif armoricain correspond à la bordure (l'épaule) nord du rift de Gascogne. Pendant l'ouverture du rift (qui donnera naissance au golfe), les épaules sont

soulevées puis émergées (Wyns, 1998). Ce soulèvement met en place des conditions favorables à l'altération (altitude, pentes, reliefs). Dans la région vendéenne, la période infra-cénomaniennne est une période d'altération des roches de socle sous des climats chauds et humides (altération lessivante). Autour de Bressuire, cette altération se traduit par le développement d'un épais manteau d'altérites surmontés de cailloutis à silex et à quartz ainsi qu'à débris végétaux. Le Cénomanienn correspond au dépôt d'argiles noires de nature continentale, reconnues uniquement en sondages au-dessus des altérites.

La période allant du Crétacé supérieur au Paléocène correspond à l'érosion et parfois au décapage des altérites et des argiles noires. Les profils préservés le sont à la faveur de dépressions du paléo-relief sous contrôle tectonique. Les failles hercyniennes sont réactivées par des fonctionnements transtensifs. Les premiers mouvements ont lieu sur les failles de direction armoricaine (NW-SE), décalant la surface d'altération anté-cénomaniennne de 50 m.

À l'Éocène inférieur, les cailloutis à silex et à quartz, découverts par l'érosion, sont à nouveau altérés. Pour Wyns et Guillocheau (1999), les périodes d'altération et de sédimentation détritique reflètent un bombement lithosphérique. En effet, un bombement de grande longueur d'onde est le seul dispositif qui permette d'associer simultanément une différence de potentiel entre le front d'altération et le niveau de base, une absence de pente (pour permettre le développement de profils d'altérites) ainsi que le transport des sédiments détritiques.

La fin des périodes d'altération lessivante est marquée par l'apparition de silicifications supergènes, la silice étant le premier minéral à cristalliser lors de périodes de précipitations. Pour Wyns et Guillocheau (1999), la silicification et le confinement sont caractéristiques d'une subsidence lithosphérique. Dans la région de Bressuire, ces silicifications sont estimées d'âge éocène moyen.

Les silicifications de l'Éocène moyen ne semblent pas faillées, du moins avec une amplitude verticale cartographiable (moins de 10 m).

NÉOTECTONIQUE

À ce jour, aucun indice de déformation plio-quadernnaire n'a été relevé sur la feuille Bressuire.

SISMICITÉ

La sismicité historique de la région de Bressuire est extraite de la base de données « SisFrance » (base nationale de la macrosismicité française gérée par le BRGM). Les épacentres de cinq séismes historiques d'intensité épacentrale MSK supérieure ou égale à 4 et de qualité de localisation satisfaisante sont répertoriés sur la feuille

Bressuire. L'intensité maximale de V a été atteinte en 1904 pour le séisme localisé aux Aubiers (cf. tabl. 10).

Il existe aussi une sismicité instrumentale (1961-1999) recensée dans le fichier national de sismicité du CEA-LDG. Les séismes sont de faible énergie (magnitudes inférieures à 3,3) et leur foyer sont superficiels (profondeur inférieure ou égale à 5 km) (tabl. 11). On observe que la sismicité est diffuse et qu'elle ne peut pas être clairement associée à des failles. En revanche, on remarque que la plupart des séismes historiques ainsi que les séismes instrumentaux de magnitudes supérieures ou égales à 3 occupent le Nord de la feuille, (cf. tabl. 10 et 11).

Les données de sismicité historique et instrumentale témoignent donc d'une activité néotectonique faible, tant en intensité-magnitude des séismes, qu'en fréquence des secousses.

DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES RÉGIONALES ACTUELLES

Les mécanismes au foyer calculés pour l'ensemble du Domaine sud-armoricain déterminent principalement des mouvements normaux décrochants (Nicolas *et al.*, 1990 ; Delouis *et al.*, 1993). Un mécanisme normal faiblement décrochant est positionné sur la faille de Bressuire (tabl. 12) dans le Sud-Est de la carte (Mécanisme n° 73, in Grellet *et al.*, 1993). Le jeu normal est associé à une faille d'orientation NW-SE, ce qui traduit la bonne concordance entre la direction des plans nodaux et la direction des failles existantes. Trois mécanismes au foyer de type décrochant ont aussi été calculés pour des séismes proches situés hors carte, à environ 100 km au Nord et à l'Ouest du centre de la carte (Grellet *et al.*, 1993). Cette région est soumise actuellement à une contrainte horizontale majeure orientée NW-SE à NNW-SSE.

Le contexte sismotectonique de la carte Bressuire est donc cohérent avec le régime de déformation décrochant-distensif du massif sud-armoricain. Il est cependant difficile d'établir des liens précis entre le mouvement des failles locales et les données de la sismicité.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Cette région de bocage est vouée à la polyculture et à l'élevage. L'habitat y est dispersé, représenté par de nombreuses fermes parsemant la campagne et de petits bourgs en pleine expansion, où les constructions neuves sont fréquentes.

L'agriculture de subsistance a longtemps constitué la seule activité économique locale et les exploitations agricoles traditionnellement tournées vers l'élevage et la culture vivrière étaient de petites tailles.

| Année | Mois | Jour | X | Y | Intensité |
|-------|------|------|-------|--------|-----------|
| 1876 | 11 | 13 | 372,3 | 2211,7 | 4,5 |
| 1904 | 2 | 13 | 376,5 | 2220,9 | 5 |
| 1955 | 9 | 4 | 377,5 | 2213,4 | 4 |
| 1983 | 9 | 14 | 386,2 | 2209,4 | 4 |
| 1995 | 3 | 21 | 373,5 | 2221,6 | 4 |

Tabl. 10 - Caractéristiques des épicentres historiques sélectionnés
(D'après la base « SisFrance », BRGM, 1998)

| Année | Mois | Jour | X | Y | Magnitude | Profondeur (km) |
|-------|------|------|--------|---------|-----------|-----------------|
| 1976 | 11 | 20 | 379500 | 2221800 | 2,8 | Ind. |
| 1977 | 5 | 26 | 368300 | 2205600 | 2,5 | 5 |
| 1977 | 8 | 5 | 372300 | 2212100 | 2,8 | Ind. |
| 1977 | 9 | 22 | 378500 | 2213000 | 2,5 | 5 |
| 1979 | 12 | 5 | 371100 | 2219900 | 3,0 | 5 |
| 1985 | 1 | 27 | 375000 | 2222000 | 2,8 | Ind. |
| 1985 | 6 | 22 | 376300 | 2217500 | 2,7 | 2 |
| 1985 | 10 | 29 | 367300 | 2220100 | 2,7 | Ind. |
| 1986 | 10 | 25 | 386300 | 2219400 | 3,0 | 2 |
| 1988 | 9 | 10 | 385900 | 2208300 | 2,8 | 5 |
| 1990 | 7 | 7 | 381800 | 2221800 | 2,4 | 2 |
| 1991 | 8 | 1 | 367300 | 2221200 | 2,6 | 2 |
| 1992 | 2 | 18 | 368700 | 2216700 | 2,3 | Ind. |
| 1992 | 5 | 21 | 371000 | 2216600 | 2,3 | 20 |
| 1993 | 10 | 11 | 386400 | 2221600 | 3,1 | 2 |
| 1994 | 9 | 4 | 390500 | 2208100 | 2,8 | 2 |
| 1995 | 3 | 21 | 377200 | 2220800 | 3,3 | 2 |
| 1998 | 1 | 19 | 387700 | 2214900 | 2,2 | 2 |

Tabl. 11 - Caractéristiques des hypocentres de la sismicité instrumentale
(D'après la base « SisFrance », BRGM, 1998)

| Année | Mois | Jour | Long. | Lat. | Mag. | Prof. | Az. Plan 1 | Pl. Plan 1 | Az. Plan 2 | Pl. Plan 1 |
|--------------|-------------|-------------|--------------|-------------|-------------|--------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| 1985 | 10 | 07 | -0,45° | 46,79° | 3,9 | 11 | 332 | 42 | 125 | 51 |

Tabl. 12 - Caractéristiques du mécanisme au foyer déterminé sur Bressuire (Grellet *et al.*, 1993)

Actuellement elles se regroupent et sont fortement mécanisées, leur activité se tourne de plus en plus vers l'élevage industriel et la production fourragère propre à la consommation animale (bovins, ovins et surtout volailles).

Les sols dérivés des schistes, micaschistes et de leurs altérites, supportent généralement une culture céréalière (blé et maïs). Les sols sableux développés sur les altérites de granites et granitoïdes sont surtout occupés par le bocage (en voie d'arrachement) ; les altérites évoluées, très argileuses, sont fréquemment occupées par de petits bois ; secs en été, ces sols sont moins favorables à la culture céréalière et sont essentiellement voués aux pâturages. Les fonds de vallées humides fournissent des prairies permanentes propices à l'élevage (bovins et ovins).

Depuis peu, on assiste au rapide développement de petites et moyennes entreprises industrielles, rassemblées autour des agglomérations. Ces activités supplantent l'agriculture et fournissent actuellement l'essentiel des emplois.

RESSOURCES EN EAU

D'un point de vue géographique, la majeure partie de la feuille Bressuire se localise dans le bassin versant de la Dive. Le secteur restant, circonscrit au Sud-Ouest de la carte, appartient au bassin versant de la Sèvre-Niortaise.

Modèle conceptuel prenant en compte l'altération et la fracturation

Dans les années 90, suite à la caractérisation plus fine des propriétés physiques des altérites et à l'apport de la géophysique de sub-surface, un regard nouveau a été porté sur le fonctionnement des aquifères de socle. Cela a permis de développer un modèle conceptuel représentant un profil type d'altération permettant de mieux comprendre le fonctionnement des aquifères de socle et d'aider à la caractérisation de la ressource en eau (Wyns, 1999). Ce modèle comporte quatre ensembles :

– *les allotérites*, correspondent à des roches altérées qui ont subi un certain transport. En contexte schisteux il s'agit d'une argile imperméable ; en contexte granitique, cela donne une arène argileuse à faible perméabilité et faible porosité efficace ;

– *les isaltérites*, sont des roches altérées en place. En contexte schisteux, cet horizon, à dominante silto-argileuse, est faiblement perméable bien que très poreux. En milieu granitique, il correspond à une arène sableuse beaucoup plus perméable ;

– *la zone fissurée* se développe dans la partie supérieure du substratum en début d'altération. Cet horizon se caractérise par une très forte

fissuration dont l'intensité décroît vers le bas. La partie supérieure de ce niveau peut constituer un aquifère à perméabilité importante, alimenté par les isaltérites sus-jacentes. Ainsi un ouvrage réalisé dans cet horizon peut présenter une productivité intéressante, en fonction des besoins recherchés ;

– la zone fracturée, d'origine tectonique, montre qu'une productivité plus élevée peut être observée localement, à des profondeurs souvent plus importantes que dans la zone fissurée.

Ressources en eaux souterraines de la feuille Bressuire

D'un point de vue hydrogéologique, plusieurs systèmes (définis comme aquifères de socle), présentant des propriétés aquifères limitées, sont localisés sur la carte Bressuire. Il s'agit principalement du système 644A (massif granitique d'Orvault constitué par des roches apparentées aux granites) et dans une moindre mesure des systèmes 614Y (Socle briovérien – Domaine ligérien : terrains métamorphiques, schistes, granites), 614M (Socle briovérien – Sud de la Loire : roches de socle, granite, micaschistes, migmatites) et 644B (Massif granitique de Pouzauges et Massif granulitique de Neuvy-Bouin : arène granitique, granite, schistes). La dénomination et la délimitation de ces systèmes aquifères ont été définies dans le rapport de J. Margat (1979). Ces systèmes ont été décrits d'un point de vue géologique et hydrogéologique dans le cadre d'un « Système d'information pour la gestion des eaux souterraines » dans la région Poitou-Charentes (SIGES, Bichot *et al.*, 2003).

Sur plus d'une centaine d'ouvrages recensés, la profondeur des aquifères est comprise entre quelques mètres et 103 m au maximum, avec une moyenne de 40 m. L'épaisseur de la zone altérée va de quelques mètres à environ 20 m.

La productivité reste faible avec des débits au soufflage de 40 m³/h (05384X0003 ; Coubes, 1980) et 10 à 12 m³/h sur les forages réalisés dans les formations métavolcaniques et microgranitiques cambriennes de Thouars et dans le massif granitique des Aubiers.

Concernant l'exploitation des ressources, celles-ci sont principalement utilisées pour les besoins agricoles et domestiques. Parmi tous les ouvrages, un seul forage a été utilisé pour l'alimentation en eau potable. Il s'agit d'un forage de 82 m de profondeur (05382X0005 ; Tessier, 1977), réalisé dans le massif granitique des Aubiers. Avec une capacité maximum de production de 12 m³/h, cet ouvrage abandonné en 1992, a permis l'alimentation en eau potable de la commune de Nueil-les-Aubiers.

D'un point de vue qualitatif, du fait de la structure de l'aquifère (faible épaisseur de la couverture altérée et rôle de la fissuration), les ressources en eaux souterraines sont fortement vulnérables aux activités anthropiques.

Dans la région de Bressuire, l'alimentation en eau potable est assurée uniquement à partir des ressources superficielles (barrage du Puy-Terrier – rivière du Cébron, le Thoueil).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Aucune carrière n'est actuellement en activité sur le territoire de la carte. Les anciennes carrières sont rares, de petites dimensions, et ont fait l'objet d'une exploitation artisanale pour l'empierrement et la construction.

À notre connaissance, aucune activité minière n'a existé sur ce territoire.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Les minéralisations uranifères sont étroitement associées aux leucogranites ; les indices et les gisements d'uranium sont généralement situés à la périphérie des massifs ou dans leurs encaissements (Kostolanyi, 1971).

Dans la région de Bressuire, la prospection s'est effectuée principalement entre 1978 et 1984 ; c'est le Granite de Moulins–les Aubiers–Gourgé qui a livré le plus d'indices (Chapot *et al.*, 1996). Les indices les plus prometteurs se situaient dans les leucogranites à grain fin du secteur de la Coudre (40 à 50 t d'uranium), des Aubiers (quelques dizaines de tonnes) et de Saint-Clémentin (quelques tonnes). L'arrêt des activités de recherche et d'exploitation de la Division minière de Vendée en 1991 n'a pas laissé le temps de mettre les gisements en exploitation.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

On trouvera des renseignements complémentaires et des itinéraires d'excursions géologiques dans le Guide géologique régional : Poitou – Vendée – Charente, par J. Gabilly (1978) aux éditions Masson.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés et déclarés dans le périmètre de la feuille et de plus archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional (SGR) « Pays-de-la-Loire », 1 rue des Saumonières, BP 92342, 44323 NANTES cedex 3, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris, ou encore sur le site Internet <http://www.brgm.fr/infoterre>.

BIBLIOGRAPHIE

- BICHOT F. *et al.* (2003) – Système d'information pour la gestion des eaux souterraines dans la région Poitou-Charentes. SIGES, phase 2. BRGM, rapport n° BRGM/RP-52216.
- BORNE V. (1986) – Le paléogène du bassin de Challans–Noirmoutier (France). Thèse Univ., Nantes, 269 p.
- BOUTON P. (1990) – Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne. Partie orientale du Synclinorium de Chantonnay (Massif armoricain). Thèse Univ., Poitiers, 378 p.
- BERTRAND J.-M., LETERRIER J., CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M., DELAPERRIÈRE É., VIRLOGEUX D. (2001) – Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux–Civray (Seuil du Poitou) et de la Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 167-189.
- BRILLANCEAU A. (1962) – Sur la présence de l'Ordovicien dans le Bas-Bocage vendéen. Région de La Roche-sur-Yon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 255, p. 2477-2478.
- CABANIS B., WYNS R. (1986) – Le Volcanisme précambrien des Mauges (Sud-Est du Massif armoricain) et ses caractères géochimiques. *Hercynica*, vol. 2, n° 1, p. 71-78.
- CAMUZARD J.-P. (2000) – Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux. Thèse Univ., Caen, 3 vol., 205-448-134 p.
- CAVET P., GRUET M., PILLET J. (1966) – Sur la présence de *Paradoxides* à Cléré-sur-Layon (Maine-et-Loire) dans le Nord-Est du Bocage vendéen (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 263, n° 3, p. 1685-1688.
- CHAPOT G., COUPRIÉ R., DUMAS J., LEBLANC P., KEROUANTON J.-L. (1996) – L'uranium vendéen, quarante ans de recherches et d'exploitations minières dans le Massif armoricain. *Les Cahiers du Patrimoine*, n° 45, 221 p.
- CHEVALIER M. (1988) – Conservation de sédiments cénozoïques le long de l'Accident sud-armoricain Sainte-Pazanne–Les Essarts (Domaine du lac de Grand-Lieu, Loire-Atlantique). *Géologie de la France*, n° 1, p. 71-77.
- COUBES L. (1980) – Étude des ressources en eaux souterraines dans les terrains primaires du département des Deux-Sèvres. BRGM, rapport SGN 706 POC.
- CUNEY M., STUSSI J.-M. (1991) – Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Géochimie des granitoïdes des massifs de Moulins–les Aubiers–Gourgé, Bressuire, Parthenay, Neuvy-Bouin et Pouzauges. Bilan des connaissances. Rapport int. ANDRA, n° RP CRE 90-001, 77 p. (inédit).

CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M. (1992) – Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Géochimie des granitoïdes vendéens. Rapport Int. ANDRA, n° RP CRE 92-001, 188 p.

CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M., DAUTEL D., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHEN M., VERVIALLE J.-P. (1993a) – Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la « Ligne tonalitique Limousine » en Vendée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 316, n° 11, p. 1383-1390.

CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M., DAUTEL D., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHEN M., VERVIALLE J.-P. (1993b) – Géochimie et géochronologie U/Pb du pluton granitique de Neuvy-Bouin (Haut-Bocage vendéen) : un exemple de corps plutonique polyphasé. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 317, n° 11, p. 219-226.

DAO P. (1981) – Contribution à la connaissance géologique de la Gâtine de Parthenay (Deux-Sèvres, France). Thèse 3^e cycle, Univ. Poitiers, 91 p.

DEBON F., LE FORT P. (1982) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh : Earth Sci.*, vol. 73, n° 3, p. 135-149.

DELOUIS B., HAESSLER H., CISTERNAS A., RIVERA L. (1993) – Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, vol. 221, n° 3-4, p. 413-438.

DHOSTE M. (1962) – Définition des massifs de Moncoutant et du Tallud (Deux-Sèvres) à l'aide de l'analyse planimétrique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 255, p. 1758-1760.

DHOSTE M. (1964) – Les diorites quartziques de Moncoutant et du Tallud (Deux-Sèvres). *Trav. Inst. Géol. Anthrop. Préhist.*, Fac. Sci. Poitiers, vol. V, p. 35-42.

DHOSTE M. (1980) – Les granitoïdes de la moitié nord du département des Deux-Sèvres : pétrographie, minéralogie, chimie de la moitié est de l'axe « Nantes-Parthenay », des massifs de Moncoutant et de Neuvy-Bouin. Thèse d'état, Univ. Poitiers, 493 p.

DHOSTE M. (1983) – Prolongement en Poitou de la ligne tonalitique limousin. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série II, t. 296, p. 1659-1662.

DIDIER J., LAMEYRE J. (1973) – Les roches granitiques du Massif central. In Symposium J. Jung : Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français. Plein air serv. éd., Clermont-Ferrand, p. 133-155.

ESTÉOULE-CHOUX (1983) – Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. Argiles des altérations et des bassins sédimentaires tertiaires. *Géologie de la France*, 2, n° 4, p. 345-352.

FLAGEOLLET J.-C. (1977) – Origine des reliefs, altération et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. Mém. École Nat. Sup. Géol. Appl. et Prosp. Min., Nancy, n° 35, 461 p.

GABILLY J. (1978) – Poitou – Vendée – Charentes. Guides géologiques régionaux. Masson éd., Paris, 200 p.

GLEIZES G., BOUCHEZ J.-L. (1989) – Le Granite de Mont-Louis (Zone axiale des Pyrénées) ; anisotropie magnétique, structures et microstructures. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. 2, vol. 309, n° 10, p. 1075-1082.

GODARD G., CHEVALIER M., BOUTON P., MOURoux B. (1994) – Un fleuve yprésien du Berry à la Vendée, témoin de l'évolution paléogéographique et tectonique du Centre-Ouest de la France au Cénozoïque. *Géologie de la France*, n° 4, p. 35-56.

GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H. (1993) – Sismotectonique de la France métropolitaine. Soc. géol. de France, Paris, Mém. n° 164 ; vol. 1, 76 p. ; vol. 2, Atlas : 24 pl. et 1 carte.

GUINEBERTEAU B. (1984) – Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Structure, mise en place, distribution de U-Th-K. Thèse 3^e cycle, Univ. Nantes, 218 p.

KLEIN C. (1973) – Massif armoricain et Bassin parisien : contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse d'État, Univ. de Bretagne Occidentale, 882 p.

KOSTOLANYI C. (1971) – Géochronologie des gisements uranifères français par la méthode Uranium-Plomb. Thèse Univ. Nancy, 153 p.

KROGH E.J. (1973) – A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 37, n° 3, p. 485-494.

KROGH E.J. (1982a) – Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 46, n° 4, p. 631-635.

KROGH E.J. (1982b) – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 46, n° 4, p. 637-649.

LA ROCHE de H., STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980) – Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyées sur une banque de données. Implications pétrologiques et métallogéniques. *Sci. Terre*, Nancy, t. XXIV, n° 1, p. 5-21.

LEGENDRE L., DHOSTE M., COUBÈS L. (1989) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Thouars (539). Orléans : BRGM, 34 p. Carte géologique par DHOSTE M., LEGENDRE L., COUBÈS L. (1989).

LE MÉTOUR J., BERNARD-GRIFFITHS J. (1979) – Âge (limite Ordovicien-Silurien) de mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif vendéen). Implications géologiques. *Bull. BRGM*, (2), sect. I, n° 4, p. 365-371.

LE MÉTOUR J., avec la collaboration de BLOUIN J.-P., CHANTRAINE J., CLOZIER L., ÉTIENNE H. (1989) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Cholet (510). Orléans : BRGM, 55 p. Carte géologique par CLOZIER L., LE MÉTOUR J. (1984).

LEROUGE G. (1988) – Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du Massif armoricain. Thèse d'état, Univ. Paris-Sud Orsay. Mém. Géodiffusion, n° 2, 2 363 p.

MARGAT J. (1976) – Carte et catalogue des principaux aquifères du territoire français. BRGM, rapport SGN 531 AME.

MATHIEU G. (1937) – Les grandes lignes de la Vendée. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LVI, n° 225, p. 257-302.

MATHIEU G. (1942) – Révision de la carte de Niort à 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLIII, n° 211, p. 93-102.

MATHIEU G. (1949) – Carte géol. France (1/80 000), feuille La Roche-sur-Yon (130), (2^e édit.). Orléans : BRGM.

MATHIEU G., BRILLANCEAU A. (1957) – Observation géologique sur la batholite du Granite de Pouzauges (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 244, n° 21, p. 2625-2627.

MATHIEU G. (1957) – Les grandes lignes de la Vendée. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. LVI, n° 225, p. 257-302.

NICOLAS M., SANTOIRE J.P., DELPECH P.-Y. (1990) – Intraplate seismicity : new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, vol. 179, n° 1-2, p. 27-53.

PARRISH R. (1987) – An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. New developments and applications in isotope geoscience. Faure, Gunter Ed. Chemical Geology, Isotope Geoscience Section, vol. 66, n° 1-2, p. 99-102.

PONCET D. (1993) – Le cisaillement sud-armoricain dans le Haut-Bocage vendéen : analyse pétrostructurale et étude de la déformation dans les granitoïdes et leur encaissant métamorphique. Thèse Univ., Poitiers, 236 p.

RENARD J.-P. (1971) – Étude pétrographique et géochimique des granites du district uranifère de Vendée. Liaisons entre l'évolution minéralogique et le comportement de l'uranium. Conséquences pour la prospection. Thèse d'État, Univ. Nancy, 216 p.

ROLIN P., STUSSI J.-M., COLCHEN M., CUNEY M. (1999) – Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (Ouest du Massif central français). *Géologie de la France*, vol. 1999, n° 3, p. 49-69.

ROLIN P., AUDRU J.-C., BOUROULLEC I., WYNS R., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., COURTOIS N., BERNARD E. (2000) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Les Herbiers (537). Orléans : BRGM.

STACEY J.S., KRAMER J.D. (1975) – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 26, n° 2, p. 207-221.

STEINBERG M. (1967) – Quelques remarques sur des sédiments recueillis dans des poches de dissolution des calcaires jurassiques du détroit poitevin. *In*, Colloque sur les argiles à silex du bassin de Paris. Mém. H.S., Soc. géol. Fr., vol. 4, p. 81-82.

TEISSIER J.-L. (1977) – Recherche de nouvelles ressources pour l'alimentation en eau potable, forage « les Vaux 1 ». BRGM, rapport SGN 538 AQI.

THOMAS É. (1999) – Évolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. Thèse Univ., Rennes 1, 148 p.

THIÉBLEMONT D. (1987) – Le magmatisme paléozoïque en Vendée : apport de la géochimie des éléments-traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 365 p.

THIÉBLEMONT D., GUERROT C., LE METOUR J., JEQUEZEL P. (2001) – Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique cambrien au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 7-16.

VALENSI L. (1954) – Confirmation de l'âge jurassique moyen des silex de la région de Bressuire (Deux-Sèvres). Actes de l'Assoc. Fr. Avanc. Sci., 73^e session, *Annales Univ. Poitiers*, n° 2-5, p. 295.

VIDAL P. (1980) – L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie du strontium. Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, n° 21, 161 p.

WINKLER H.G.F. (1979). – Petrogenesis of metamorphic rocks. 5^e édition. Springer Verlag. New York – Heidelberg – Berlin, 349 p.

WYNS R. (1980) – Contribution à l'étude du Haut-Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonay. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 134 p.

WYNS R. (1998) – Utilisation des paléosurfaces d'érosion continentale comme marqueurs de la déformation verticale. *Géochronique*, n° 65, p. 13-16.

WYNS R. (1999) – Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, carte à 1/50 000 de Plabennec-Est. BRGM, rapport BRGM/R-40519, 23 p.

WYNS R. (2003) – Fissuration profonde induite par l'altération : processus d'acquisition et répartition 3D des propriétés physiques des profils d'altération. *In* : 9^e Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux. Livre des résumés, ASF, n° 38, p. 529-530.

WYNS R., BALTASSAT J.M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A.V., VAIRON J., MATHIEU F. (2004) – Application of magnetic resonance soundings to groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t.175, vol. 1, p. 21-34.

WYNS R., LE MÉTOUR J. (1983) – Le Précambrien du massif vendéen. Étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. Doc. BRGM, n° 68, 60 p.

WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Chantonay (563). Orléans : BRGM. Notice explicative par WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BRESSON G. et HIRON R. (1988), 76 p.

WYNS R., LARDEUX H., MOGUEDET G., DUERMAEL G., GRUET M., BIAGI R., BALLÈVRE M., CHÈVREMONT P. (1998) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Chemillé (483). Orléans : BRGM, 72 p. Carte géologique par WYNS R., CLÉMENT J.-P., LARDEUX H., GRUET M., BIAGI R., BALLÈVRE M. (1998).

WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque Géo-France-3D - Résultats et perspectives. Doc. BRGM, n° 293, p. 103-108.

AUTEURS DE LA CARTE

Les explorations et les tracés géologiques ont été effectués de 1999 à 2001 par :

– Patrick ROLIN, maître de conférences à l'Université de Franche-Comté à Besançon, pour les formations métamorphiques et magmatiques ;

– Jean-Christophe AUDRU, ingénieur géologue au BRGM, pour les formations superficielles et les sondages ;

– avec la collaboration de Didier PONCET, directeur du Centre d'interprétation géologique du Thouarsais ; Hermann PAPIN, étudiant en 2^e cycle à l'Université d'Angers (2000) ; Samuel JOUSSEAUME et Antoine MAILLARD étudiants en 2^e cycle à l'Université de La Rochelle (2001).

Le dessin définitif a été réalisé par Christian DUTEIL au BRGM.

AUTEURS DE LA NOTICE

La rédaction de la notice a été effectuée en 2002 par :

– Patrick ROLIN, maître de conférences à l'Université de Franche-Comté à Besançon : formations métamorphiques et magmatiques, évolution tectono-métamorphique, synthèse régionale et gîtologie ;

- Jean-Christophe AUDRU, ingénieur géologue au BRGM : formations superficielles, gîtes et indices minéraux, géodynamique récente et sismicité, avec la collaboration de P. DOMINIQUE, ingénieur sismologue au BRGM ;
- Didier PONCET, directeur du Centre d'interprétation géologique du Thouarsais à Thouars : pétrographie du massif de Bressuire et ASM ;
- Denis THIÉBLEMONT, ingénieur géologue au BRGM : géochimie des roches magmatiques ;
- Catherine GUERROT, ingénieur en géochimie isotopique et géochronologie au BRGM : datations radiométriques des roches magmatiques ;
- Geneviève FARJANEL et Danielle FAUCONNIER, ingénieurs palynologues au BRGM : déterminations et datations des microflores ;
- Yves LEMORDANT : ingénieur hydrogéologue au BRGM, SGR de Poitiers : hydrogéologie.

ANNEXES

GÉOCHRONOLOGIE

Datation radiométrique d'un échantillon de la Granodiorite des Vallières par la méthode U-Pb (échantillon VJ-55)

Après étude typologique des zircons de l'échantillon, plusieurs cristaux ont été sélectionnés afin d'être analysés en spectrométrie de masse à source solide. La méthode U-Pb par dissolution a été utilisée, et est brièvement décrite dans la partie analytique. L'échantillon analysé (VJ-55) provient de la Granodiorite des Vallières, sur la feuille à 1/50 000, Bressuire, Massif armoricain (au hameau de la Haute-Roche). L'âge de cristallisation de cette granodiorite est recherché.

Typologie des zircons. Les zircons de cette roche sont gros, fumés, à inclusions opaques et micro-fissures abondantes. La répartition typologique des zircons indexés est représentée dans le diagramme de Pupin (fig. 3). Le point moyen de la population correspond au domaine 4 de la répartition typologique, c'est-à-dire au domaine des granites d'origine calco-alkaline. Quatre fractions de 2 à 4 cristaux parmi les moins magnétiques ont été analysées.

Procédure analytique. Après une séparation classique des minéraux lourds, les zircons sont séparés selon leur susceptibilité magnétique, les moins magnétiques étant le plus souvent les plus concordants (Krogh, 1982a). Ils sont ensuite séparés en populations distinctes s'il y a lieu, et fortement abrasés afin d'accentuer la concordance (Krogh, 1982b). La mise en solution, la séparation et la purification de l'uranium et du plomb sont adaptées de T.E. Krogh (1973) et R. Parrish (1987). Les analyses ont été effectuées sur multiplicateur d'électrons en mode dynamique sur un spectromètre de masse Finnigan MAT-261. Les niveaux de contamination sont inférieurs à 15 pg en Pb et 1 pg en U. Les rapports mesurés sont corrigés du fractionnement, du blanc de procédure, de l'étalon, et du plomb commun initial en utilisant le modèle de Stacey et Kramers (1975). Toutes les erreurs sont données à 2σ . Tous les résultats sont donnés à 95 % de niveau de confiance.

Calcul de l'âge. Les résultats obtenus sur les quatre fractions enregistrées sont reportés dans le tabl. 4, et dans le diagramme « concordia » de la fig. 4. Les quatre fractions sont discordantes de 0,2 à 3,5 %. Elles sont relativement riches en uranium. Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont bons (entre 910 et 4530), excepté pour la fraction 2 où ce rapport est de 560, avec une teneur en plomb commun élevé, probablement liée à la présence de petites inclusions. Les quatre fractions s'alignent sur un « discordia » recoupant la « concordia » en intercept supérieur à 336 ± 3 Ma ; l'intercept étant assimilable à zéro. L'âge à **336 ± 3 Ma** (fig. 4) est interprété comme l'âge de mise en place de ce granite.

Datation radiométrique d'un échantillon du Leucogranite de la Grellière, sur monazites (échantillon VJ-63)

Une tentative de datation U/Pb sur zircons prélevés sur cet échantillon a échoué, la datation a été effectuée sur monazites.

Les grains sont très altérés. Un tiers des analyses ne correspondent pas à une composition de monazite : ces analyses ont été écartées. Environ 20 analyses donnent des âges dispersés entre 400 et 800 Ma, témoins d'héritages anciens mais non exploitables. Après avoir écarté les analyses statistiquement non représentatives, il ne reste un peu plus de 200 analyses, relativement homogènes. La variation du rapport Th/U dans cette population est favorable à l'utilisation du diagramme U/Pb vs Th/Pb. Un âge moyen est calculé avec précision à 372 ± 4 Ma. Mais on peut faire trois observations : (1) la pente de la droite de régression est significativement différente de celle de l'isochrone théorique à 372 Ma, (2) en d'autres termes les âges des interceptes sont significativement différents les uns des autres (âge U-Pb = 345 ± 16 Ma et âge Th-Pb = 388 ± 10 Ma) enfin (3) le MSWD est égal à 1,9 ce qui est trop élevé (pour $n = 200$, MSWD < 1,2).

Les monazites de cet orthogneiss ont donc enregistré plus de un événement : probablement vers **350 et 380 Ma**.

GÉOCHIMIE

Géochimie des massifs de gabbros de Brétignolles et de la Morinière

Trois échantillons ont fait l'objet d'analyses chimiques (tabl. 6) : deux provenant du massif de Brétignolles (VI-78a et VI-78b) et un du petit pointement de la Morinière (VI-39). Ces roches sont basiques ($\text{SiO}_2 \leq 52$ %) et présentent des teneurs en potassium faibles à modérées ($\text{K}_2\text{O} = 0,33-1,2$ %).

Leur chimisme est celui de basaltes tholéiitiques à transitionnels continentaux (cf. spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial, fig. 8), peu différencié pour l'échantillon VI-78b (MgO = 8,2 % ; Cr = 496 ppm ; Ni = 148 ppm) et un peu plus évoluée pour les échantillons VI-39 (la Morinière) et VI-78a (MgO = 6,3-6,7 % ; Cr = 178-192 ppm ; Ni = 45 - 64 ppm).

Les gabbros de la Brétignolles et de la Morinière ont été comparés avec d'autres unités magmatiques basiques à intermédiaires connues dans le Haut-Bocage vendéen et le Choletais. Celles : 1) des basaltes à affinité tholéiitique « océanique » de l'unité de Beaupréau (Cabanis et Wyls, 1986), intercalés dans les schistes précambriens des Mauges ; 2) des Gabbros de Massais, synchrones du Microgranite de Thouars (âge cambrien moyen) (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Thiéblemont *et al.*, 2001) et d'affinité tholéiitique continentale (Thiéblemont, 1987) ; 3) des Diorites du Châtillonnais, d'âge dévonien supérieur et d'affinité *pro parte* orogénique (Rolin *et al.*, 2000).

Les gabbros de la feuille Bressuire présentent une nette différence avec les metabasaltes de l'unité de Beaupréau et avec les Diorites du Châtillonnais, et une forte analogie avec les Gabbros de Massais, également de type tholéitique continental.

Géochimie du massif du Pin

Les trois échantillons ont été prélevés sur le massif près du village du Pin (tabl. 6). Ils sont acides ($\text{SiO}_2 = 69,8-71,7 \%$), fortement potassiques ($\text{K}_2\text{O} = 3,69-4,34 \%$) et peralumineux ($\text{A/CNK} = 1,08-1,16$). Ils ont une composition d'adamellite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 9). Ces caractères suggèrent une attribution à l'association peralumineuse de type « Guéret » (De la Roche *et al.*, 1980). De tels granites sont classiquement considérés comme d'origine essentiellement crustale.

Les trois roches analysées présentent des spectres de normalisation multi-élémentaires très proches (fig. 12), qui témoignent d'un net enrichissement en Rb, Th, U et K relativement aux autres éléments « incompatibles », et d'anomalies négatives très marquées en Sr, P et Ti, qui suggèrent un fractionnement du plagioclase (Sr), apatite (P) et oxydes ferro-titanés (Ti).

Géochimie des granites à biotite du massif de Moulins-les Aubiers-Gourgé

Trois échantillons ont été analysés (VH-91, VI-52, VI-90, tabl. 6) auxquels ont été ajoutés deux échantillons de monzogranite leucocrate de Moulins (VI-91 et VH-59) prélevés sur la carte voisine des Herbiers. Ces roches ont une composition faiblement (VI-91) à modérément acide ($\text{SiO}_2 = 63,1-71 \%$) et fortement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 2,88-4,48 \%$).

Dans le diagramme P-Q (fig. 9) les analyses se dispersent entre la granodiorite et l'adamellite de référence, l'échantillon VI-91 étant proche de la granodiorite et les autres de l'adamellite. Elles sont peralumineuses à fortement peralumineuses ($\text{A/CNK} = 1,06-1,12$), mais elles présentent un rapport $\text{FeO}t/\text{MgO}$ (plutôt faible $\sim 2-2,5$) et des spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (fig. 10) caractéristiques de granitoïdes calco-alcalins. Ces spectres sont marqués par : un net enrichissement en éléments fortement incompatibles (Rb, Ba, Th, K, La, Ce) ; de fortes anomalies négatives en Nb et Ta ; et, des anomalies négatives en Ti, d'autant plus marquées que la roche est acide.

Ces particularités géochimiques (magmas peralumineux à affinité calco-alcaline) sont celles que l'on rencontre dans les granodiorites de type « Guéret ».

Trois faciès chimico-minéralogiques principaux sont mis en évidence par Cuney *et al.* (1992), ils présentent des compositions allant de granodiorites à tendance monzonitique (faciès Ma1, tabl. 9) à des adamellites

(Ma2, tabl. 9) et leucomonzogranites à la limite des leucogranites à biotite (Ma3, tabl. 9). Ces compositions sont dans l'ensemble plus potassiques que les granodiorites, adamellites et granites de référence du diagramme Q-P de nomenclature chimique de Debon et Le Fort (1982).

Une cartographie de ces faciès géochimiques réalisée par Cuney *et al.* (1992) sur tout le massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé, à partir d'un maillage homogène d'analyses géochimiques, recouvre approximativement la cartographie réalisée sur des critères pétrographiques.

Dans le faciès le moins différencié Ma1 qui couvre les granodiorites (γ^A) et (γ^B), les teneurs en SiO_2 (inférieures à 66 %) sont basses (tabl. 9) et inférieures à celles des autres granitoïdes du massif de Moulins–les Aubiers. En revanche, les teneurs en CaO (supérieures à 2,3 %) et $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (supérieures à 5 %) sont les plus élevées des granitoïdes du massif. L'échantillon (VI-91) prélevé sur la Granodiorite de Noir-lieu appartient au faciès Ma1.

Le faciès Ma2, auquel se rattache par sa pétrographie et sa cartographie le Monzogranite de la Guivre (γ_G^M), présente des compositions intermédiaires entre celles des granodiorites et adamellites (fig. 11). Elles sont un peu plus potassiques que les granodiorites et adamellites de référence (Debon et Le Fort, 1982) (fig. 11b). Dans ce faciès, les teneurs en SiO_2 (comprises entre 66 et 69 %), CaO (comprises entre 1,5 et 2,8 %) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (comprises entre 3,4 et 5 %) sont légèrement différentes des teneurs du faciès MA1 (tabl. 9).

L'échantillon (VI-52) prélevé sur la monzogranite à biotite de la Guivre est fortement peralumineux ($A/\text{CNK} = 1,06-1,12$) et tombe dans l'aire de répartition des faciès Ma2 reconnus par Cuney *et al.* (1992).

Le faciès (Ma3) couvre une vaste surface du massif de Moulins–les Aubiers. Il englobe les monzogranites leucocrates porphyroïdes, une partie du monzogranite leucocrate équant de Moulins ($^L\gamma_{M}^{3M}$) (entre Saint-Aubin-de-Beaubigné et le coin nord-ouest de la feuille) et le monzogranite leucocrate de Riparfond γ_{R}^{3M} . Par sa chimie, SiO_2 (compris entre 70 et 72 %), CaO (compris inférieur à 1,8 %) $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (inférieur à 3,3 %) ce faciès représente le pôle le plus évolué des granites du massif de Moulins–les Aubiers.

Certains termes sont proches des compositions de leucogranites à biotite seule (7 % de minéraux colorés normatifs, le plagioclase a une composition moyenne An 16). Les échantillons (VH-91 et VI-90) provenant du monzogranite leucocrate de type « Moulins » se rattachent au faciès Ma3.

Pour Cuney *et al.* (1992), l'absence de corrélations inter-élémentaires simples entre les trois faciès géochimiques, indique qu'ils ne sont pas liés par un processus génétique commun. Les granites appartenant à ces trois faciès ne sont pas cogénétiques, ils dériveraient de protolites distincts : ces différents granites du massif de Moulins–les Aubiers appartiennent probablement à des intrusions distinctes.

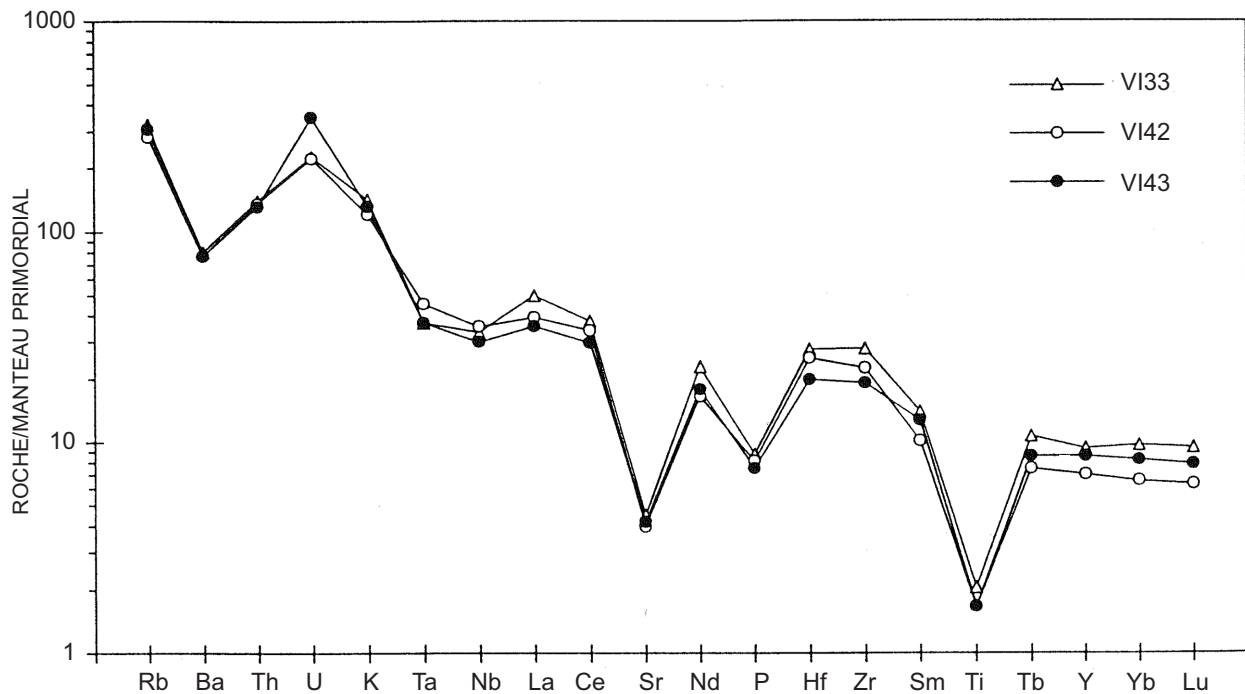


Fig. 12 - Spectres multi-élémentaires (normés au manteau primordial) des gabbros du massif du Pin (échantillons VI-33, VI-42 et VI-43)

Géochimie des leucogranites du massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé

Les compositions chimiques des leucogranites intrusifs dans le massif de Moulins–les Aubiers–Gourgé se répartissent en deux groupes (tabl. 9) principaux de compositions (Cuney *et al.*, 1992).

Les granites à biotite et muscovite subordonnée $f\gamma^{2-3}$ du massif de la Grellière et du massif de Saint-Clémentin se rattache au groupe de leucogranites du faciès Lg1 (tabl. 9) caractérisé par des teneurs en $71,2 < \text{SiO}_2 < 73,4 \%$, $1,80 \% < \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 2,66 \%$ et par des teneurs en $\text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}) < 52$.

Les leucogranites $f\gamma^2$ filons et stockwerks de la région des Aubiers appartiennent au deuxième groupe de leucogranites rattaché au faciès Lg2 (tabl. 7) défini par Cuney *et al.* (1992). Ils se caractérisent par $\text{SiO}_2 > 73,5 \%$ et $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 1,6 \%$; $\text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}) > 55$, se traduisant par un développement plus important de muscovite dominant la biotite.

Géochimie des leucogranites du massif de Bressuire

Les analyses chimiques, réalisées par Cuney *et al.* (1992), montrent que le massif de Bressuire a une composition relativement homogène (tabl. 9) : $70,50 \% < \text{SiO}_2 < 74,90 \%$ et $0,85 \% < (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2) < 3,0 \%$; $0,1 < \text{CaO} < 0,9 \%$; $\text{Na}_2\text{O} > 3,5 \%$. Ces analyses permettent la partition de ce pluton en trois groupes de composition chimique. Ces derniers sont, du point de vue pétrographique, très hétérogènes, puisque chacun d'eux recouvre la totalité des faciès pétrographiques reconnus.

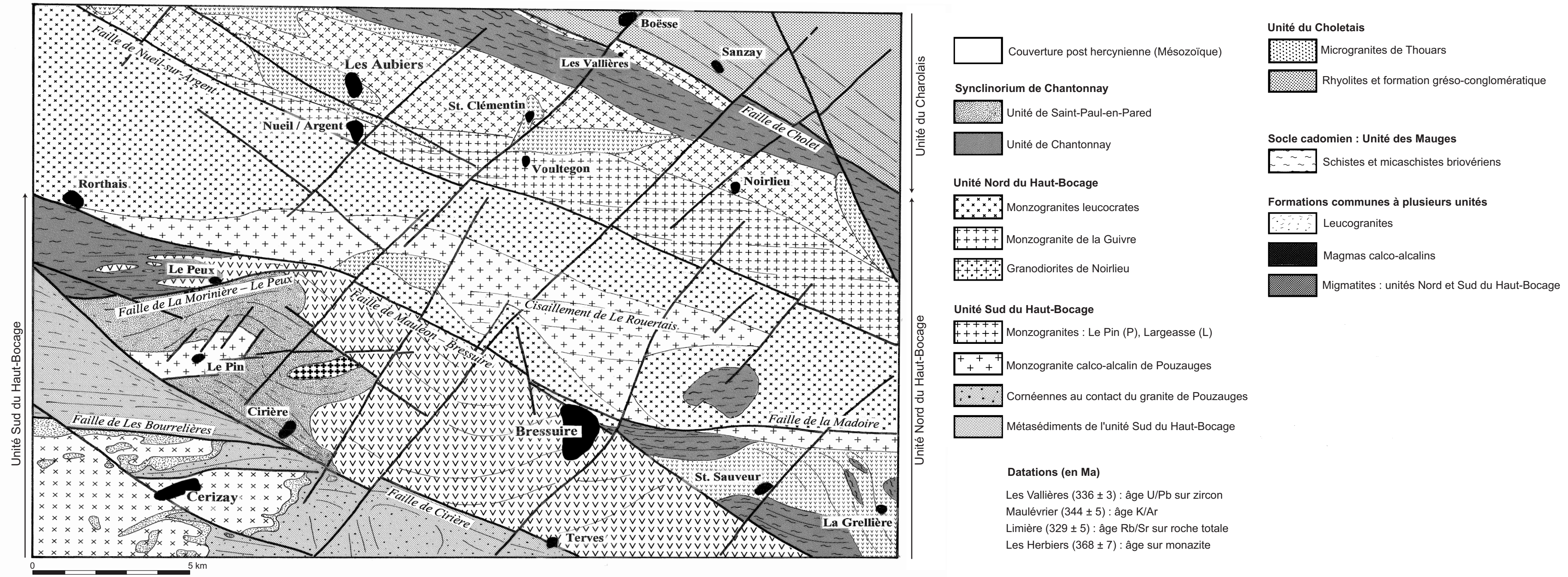
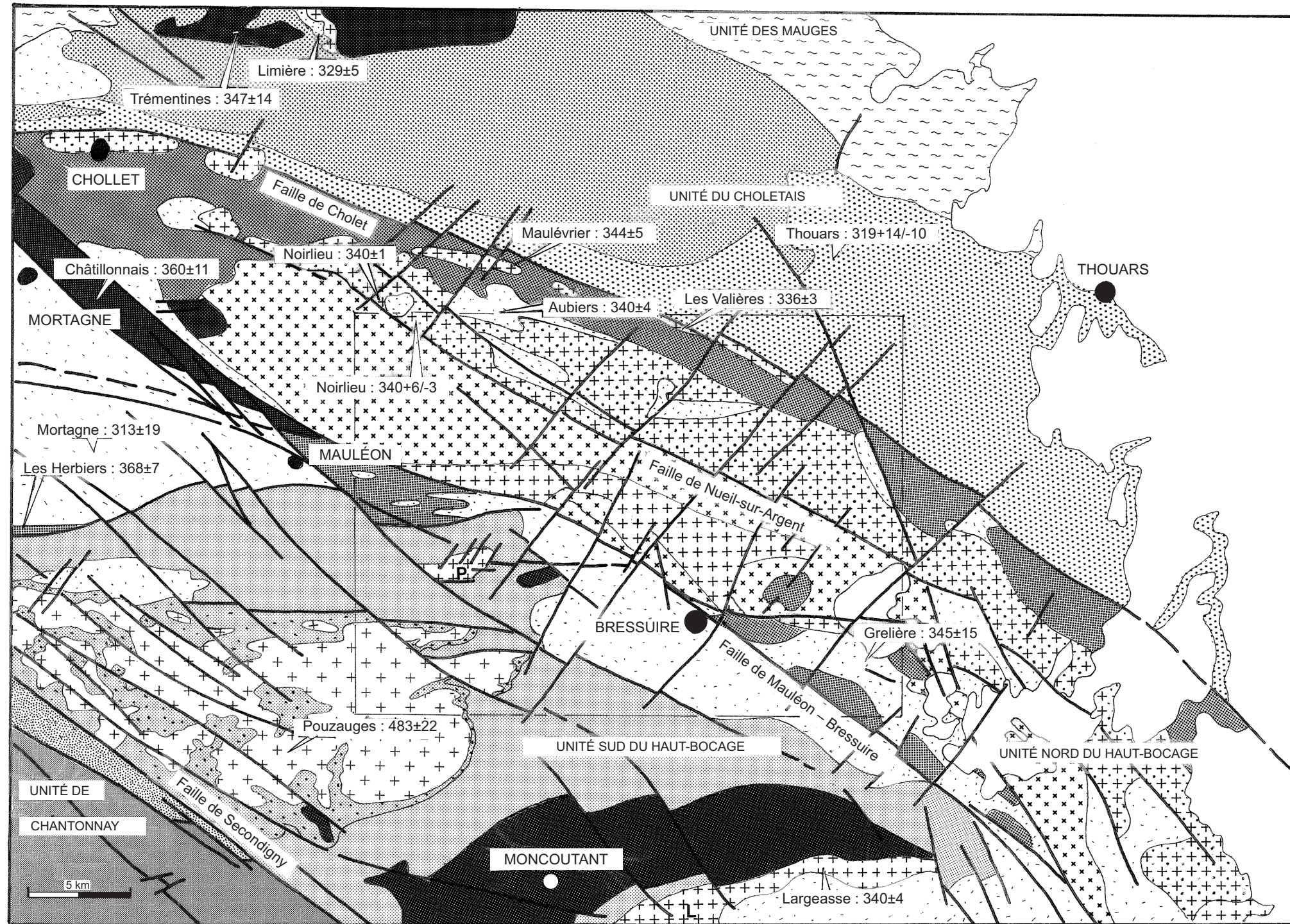







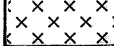

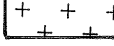
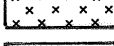
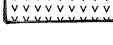
Fig. 1 - Schéma structural régional et contexte géologique de la feuille de Bressuire




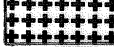
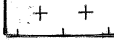

Formations métamorphiques

-  Migmatites indifférenciées
-  Formation grésomicaschisteuse de Courlay
-  Formation micaschisteuse de Saint-Amand-sur-Sèvre
-  Formation micaschisteuse de Cirières
-  Formation métavolcanique et microgranitique cambrienne de Thouars

Massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé

-  Granodiorites isotropes de Noirlieu et de Les Vallières
-  Granodiorite porphyroïde orientée de Voultegon
-  Monzogranite à biotites de La Guivre
-  Monzogranites leucocrates indifférenciés
-  Leucogranites à grain fin du Massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé

Massifs de l'unité Sud du Haut-Bocage

-  Massif de leucogranites de Bressuire
-  Gabbros de Bretignolles et de la Morinière
-  Monzogranite de Le Pin
-  Monzogranite de Pouzauges (a) et ses cornéennes (b)

Structures



-  Faille
-  Trajectoire de schistosité ou de fabrique magmatique

Fig. 2 - Carte schématique de Bressuire

Achévé d'imprimer
par OUDIN Imprimeur
Poitiers (France)



Dépôt légal N° 1812
Mars 2006