

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

MONCOUTANT

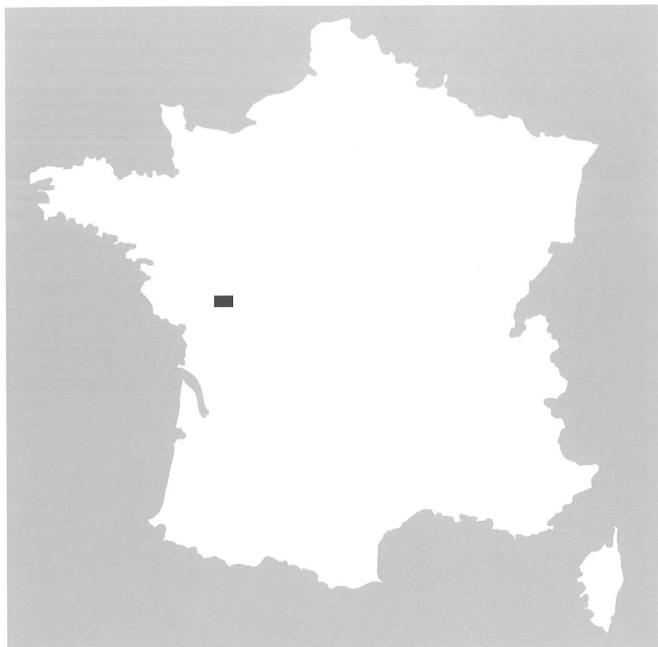
par

D. PONCET, P. BOUTON,

avec la collaboration de

A. COCHERIE, P. CHÈVREMONT





MONCOUTANT

La carte géologique à 1/50 000
MONCOUTANT est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'Ouest : LA ROCHE-SUR-YON (N° 130)
à l'Est : BRESSUIRE (N° 131)

Les Herbiers	Bressuire	Thouars
Chantonay	MONCOUTANT	Parthenay
Fontenay-le-Comte	Coulonges-sur-Autize	Mazières-en-Gâtine

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : P. GUENNOC ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, F. GUILLOCHEAU, L. JOLIVET, S. LALLIER, D. MARQUER,
P. NEHLIG, E. PALVADEAU, R. POLINO, F. QUESNEL, P. ROSSI,
A. SCHAFF, K. SCHULMANN, Y. SIMÉON, D. TESSIER, P. THIERRY,
C. TRUFFERT

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

par

D. PONCET, P. BOUTON,

**avec la collaboration de
A. COCHERIE, P. CHÈVREMONT**

2010

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : PONCET D., BOUTON P. (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Moncoutant (564). Orléans : BRGM. Notice explicative par Poncet D., Bouton P. avec la collaboration de Cocherie A., Chèvremont P. (2010), 116 p.

– *pour la notice* : PONCET D., BOUTON P. avec la collaboration de COCHERIE A., CHÈVREMONT P. (2010) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Moncoutant (564). Orléans : BRGM, 116 p. Carte géologique par Poncet D., Bouton P. (2010).

© BRGM, 2010. 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 : 978-2-7159-1564-0

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	7
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	12
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
<i>SOCLE PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET PALÉOZOÏQUE</i>	13
<i>DOMAINE DU HAUT-BOCAGE VENDÉEN</i>	13
Ensemble I - formations métamorphiques et épi-métamorphiques (Protérozoïque supérieur à Cambrien)	13
Ensemble II - anatexites du Haut-Bocage vendéen (Dévonien supérieur)	22
Granitoïdes en massifs	23
Granitoïdes en filons	46
Amas siliceux	46
<i>DOMAINE CENTRAL VENDÉEN</i>	47
Unité de Chantonnay	47
Granitoïdes en massifs	71
<i>COUVERTURE MÉSO-CÉNOZOÏQUE</i>	73
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	79
<i>ÉVÉNEMENTS PALÉOZOÏQUES</i>	79
<i>TECTONIQUE FRAGILE CÉNOZOÏQUE</i>	81
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	82
<i>ÉVOLUTION DES DIFFÉRENTS DOMAINES JUSQU'AU DÉVONIEN MOYEN</i>	82
<i>ÉVÉNEMENTS VARISQUES</i>	84
<i>HISTOIRE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE</i>	87
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	88
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	88
<i>RISQUES NATURELS</i>	90

<i>RESSOURCES EN EAU</i>	91
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	93
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	98
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	98
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	99
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	100
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	102
AUTEURS	111
ANNEXE	113
Tabl. 5 - Analyses chimiques d'éléments majeurs (teneurs en % poids d'oxydes) et paramètres multicationiques pour huit échantillons de granitoïdes des feuilles Chantonnay (n° 563) et Moncoutant (n° 564). $Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$; $P = K - (Na + Ca)$; $A = Al - (K + Na + 2Ca)$; $B = Fe + Mg + Ti$; $F = 555 - (Q + B)$; $CNK = Ca + Na + K$	115
Tabl. 6 - Analyses chimiques d'éléments traces (teneurs en ppm) pour huit échantillons de granitoïdes des feuilles Chantonnay (n° 563) et Moncoutant (n° 564)	116

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Orientation de la schistosité de flux (pôles) dans la formation de Montournais (144 mesures). Canevas de Schmidt - hémisphère inférieur	18
Fig. 2 - Orientation de la linéation minérale (ou d'étirement) dans la formation de Montournais (76 mesures). Canevas de Schmidt - hémisphère inférieur	19
Fig. 3 - Position de la diorite quartzique de Moncoutant dans le diagramme Q-P de F. Debon et P. Lefort (1983) (d'après Cuney <i>et al.</i> , 1992)	25
Fig. 4 - Position des faciès chimiques du granite de Bressuire dans le diagramme Or*-MM*-X de H. de La Roche <i>et al.</i> (1980) [a] et dans le diagramme A-B de F. Debon et P. Lefort (1983) [b] (d'après Cuney <i>et al.</i> , 1992)	30
Fig. 5 - Orientation des structures planaires (pôles) et linéaires dans le granite de Bressuire (extrémité sud-est) (17 mesures). Canevas de Schmidt - hémisphère inférieur	31

Fig. 6 - Diagramme isochrone $Th = f(U/Pb)$ obtenu sur un lot de monazites du granite de Bressuire (éch. MCT1020) (d'après Cocherie, inédit)	32
Fig. 7 - Position du granite de Pouzauges dans le diagramme Or^*-MM^*-X de H. de La Roche <i>et al.</i> (1980) [a] et de ses faciès chimiques dans le diagramme Q-P de F. Debon et P. Lefort (1983) [b] (d'après Cuney <i>et al.</i> , 1992)	34
Fig. 8 - Diagramme isochrone $Th = f(U/Pb)$ obtenu sur une monazite du granite de Pouzauges (éch. MCT1399) (d'après Cocherie, inédit)	36
Fig. 9 - Relations structurales entre le granite de Pouzauges et son encaissant métamorphique (formation de Montournais) (éch. MCT1503 : le Puy Michenet, Saint-André-sur-Sèvre)	38
Fig. 10 - Position des faciès chimiques du massif granitique de Neuvy-Bouin dans le diagramme A-B de F. Debon et P. Lefort (1983) (d'après Cuney <i>et al.</i> , 1992 ; Cuney <i>et al.</i> , 1993b)	44
Fig. 11 - La pierre des Plochères dans les coupes de Monpinson et des Chambaudières (Saint-Pierre-du-Chemin)	56
Fig. 12 - Répartition spatiale des ignimbrites de la Châtaigneraie et des faciès associés (d'après Bouton, 1990 modifié)	57
Fig. 13 - Le synclinal pincé de Coquilleau. Vue générale et détail des microstructures	62
Fig. 14 - Orientation des microstructures de la déformation des épisodes D_1 et D_2 dans l'unité de Chantonnay	66
Fig. 15 - Évolution de la déformation D_2 entre les synclinaux de Saint-Prouant et de la Gobinière au Nord-Est de l'unité de Chantonnay (d'après Bouton, 1990 adapté)	68
Fig. 16 - Diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972) pour les analyses sur les zircons de la granodiorite de Breuil-Barret (éch. BB5) (d'après Cocherie, inédit)	74
Fig. 17 - Expression en pourcentage du débit instantané obtenu par les ouvrages recensés sur la feuille Moncoutant	95

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Composition modale (intervalles et moyennes) du faciès principal et de sa variation dans la diorite quartzique de Moncoutant (d'après Dhoste, 1980)	24
---	-----------

Tabl. 2 - Analyses sur roches totales des ignimbrites de la Châtaigneraie et de la pierre des Plochères (% poids d'oxydes) (d'après Boyer-Guilhaumaud, 1974 [BG : moyenne de 12 analyses] ; Sourisseau, 1983 [préfixe S, carrière des Plochères] ; de Lapparent, 1909 [L, analyse globale non localisée] ; Berre, 1967 [BIa : carrière du Calvaire ; BIIa : carrière des Plochères ; BIIIa : le Bas Bouet])	60
Tabl. 3 - Séismes historiques répertoriés sur le territoire de la feuille Moncoutant	92
Tabl. 4 - Débit moyen et profondeur moyenne des forages de la feuille Moncoutant	94

RÉSUMÉ

La feuille Moncoutant est située sur le Massif vendéen, prolongement du Massif armoricain au Sud de la Loire. Son organisation structurale résulte de la juxtaposition de formations dont les caractéristiques lithologiques, stratigraphiques et structurales sont très variées car elles représentent des niveaux différents de l'édifice orogénique varisque.

L'histoire géologique régionale s'enracine vraisemblablement au Néoprotérozoïque avec une sédimentation terrigène à l'origine des protolithes des métamorphites du Haut-Bocage vendéen. Elle est mieux connue à partir du Cambrien qui voit s'instaurer une sédimentation détritique et volcano-sédimentaire subsidente qui perdurera jusqu'au Dévonien moyen à supérieur, avec, toutefois, des périodes plus stables (Ordovicien inférieur à Silurien). Les événements tectono-métamorphiques et magmatiques varisques débutent au Dévonien moyen (vers - 375 Ma) et se poursuivent en plusieurs étapes jusqu'au Stéphanien inclus. La surrection de la Chaîne varisque est effective au Namurien, comme en atteste la sédimentation continentale du bassin houiller de Vouvant.

La transgression marine qui s'est développée au Lias est attestée par quelques rares témoins sédimentaires. Ces derniers reposent sur une surface post-varisque issue d'un long processus d'érosif qui s'est étalé sur environ 100 millions d'années (Permo-Trias). En revanche, les dépôts du Dogger sont absents (ils ont disparu par érosion). Il n'y a pas non plus de reliques avérées de la période crétacée (altérites du Crétacé inférieur et dépôts transgressifs du Crétacé supérieur). Le Cénozoïque est représenté par des formations continentales résiduelles dont l'âge semble *pro parte* éocène.

ABSTRACT

The geological Moncoutant map area is located in the Massif vendéen which forms part of the Massif armoricain to the south of the Loire river. Its structural organisation results from the juxtaposition of formations whose lithological, stratigraphical and structural characteristics vary significantly because they each represent different levels of the variscan orogen.

The geological history of the region probably began in the Neoproterozoic with a terrigenous sedimentation leading to the metamorphic rocks of the Haut-Bocage vendéen. This history is better understood from the Cambrian involving both clastic and volcanic sedimentation which lasted until middle to upper Devonian interspersed during this time with steady periods (from lower Ordovician to Silurian). These tectonic and magmatic events continued in several stages beginning in the middle Devonian continuing to the end of the

Stephanian. The formation of the chain was completed by the Namurian shown by the evidence of the coal field of Vouvant.

The marine transgression during the Lias is proved by some rare sedimentary deposits. These one sit on a post-variscan surface, the result of a long process of erosion wich lasted approximately 100 millions years (Permo-Trias). On the other hand, the deposits of the Dogger are absent (disappeared due to erosion) like those of the Cretaceous period (altered rocks of the lower Cretaceous, marine formations of the upper Cretaceous). The Cenozoic is represented by residual continental formations, probably eocene in age.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Moncutant s'étend, pour l'essentiel, dans les Deux-Sèvres et, vers l'Ouest, en Vendée (région de Saint-Pierre-du-Chemin). Ce territoire bocager, dont l'altitude est en moyenne supérieure à 200 m NGF, offre une morphologie ondulée marquée par la succession de collines et de vallons parcourus par des ruisseaux permanents ou temporaires. Les reliefs s'organisent selon deux axes :

– le premier, entre L'Absie et Saint-Pierre-du-Chemin, orienté NW-SE. Avec des points hauts qui avoisinent ou dépassent 250 m NGF (262 m à l'Humeau sur la commune de Saint-Paul-en-Gâtine, 243 m à Beauvoir sur la commune de Breuil-Barret...), il constitue le prolongement, vers le Sud-Est, des Collines vendéennes (*le Puy-Crapaud, le Mont Mercure, le Mont des Alouettes...*). Cet axe, sub-parallèle à l'accident de Secondigny, définit la ligne de partage des eaux entre deux bassins versants réunissant les cours d'eau qui s'écoulent, pour l'un, vers le Nord, en direction de la Loire (le Thouet, la Sèvre nantaise...), pour l'autre, vers le Sud-Ouest, en direction de l'océan Atlantique (la Vendée, l'Autize...);

– le second, entre Vernoux-en-Gâtine et Courlay, sub-méridien. C'est la zone où affleure le massif granitique de Neuvy-Bouin, caractérisé par une intense altération « en boules » (ou météorisation sphéroïdale). Les versants, parfois empâtés par des coulées de solifluxion, sont souvent encombrés de boules (« *chirons* »). Ces dernières forment dans certains talwegs des chaos spectaculaires comme au Boussignoux (Largeasse) et à la Garrelière (Neuvy-Bouin).

Ces deux ensembles sont séparés par la Sèvre nantaise qui, en aval de Moncutant, coule dans une large vallée à fond plat remblayée d'alluvions modernes.

Avec des précipitations supérieures à 900 mm/an, des sols « *lourds* » et « *froids* », peu épais, développés au dessus d'un substratum imperméable (granitoïdes et métamorphites), l'eau reste superficielle. Sur les replats et dans les dépressions où l'écoulement des eaux météoriques est difficile, les mares et les étangs sont fréquents. Dans les prairies humides voire marécageuses (« *noues* ») sourdent d'innombrables sources (« *naiades* ») qui ruissellent le long des versants pour alimenter un réseau hydrographique dense.

Trois entités paysagères peuvent être reconnues dans la région de Moncutant (Collin et Minier, 1999) : l'Entre plaine et gâtine, au Sud-Ouest de l'axe l'Absie – Saint-Pierre-du-Chemin (D 949bis - D 128), la Gâtine poitevine, au Sud-Est d'une ligne joignant le hameau de Chantemerle (Moutiers-sous-

Chantemerle) à celui de Nantilly (Chiché), le Bocage bressuirais au Nord-Ouest de cette même ligne. Bien qu'elles présentent de nombreux points communs (réseau plus ou moins dense de haies vives, activités agricoles orientées vers l'élevage, habitat rural fortement dispersé...), ces entités se singularisent par certains détails (vigueur des reliefs et incision des cours d'eau, forme et superficie des parcelles, essences structurantes du réseau de haies vives...).

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Socle granitique et métamorphique

Les terrains qui affleurent sur la feuille Moncoutant appartiennent au segment sud-armoricain de la Chaîne varisque d'Europe occidentale, tronçon de l'orogène qui s'inscrit dans une zone de collision intercontinentale. Le trait majeur de ce segment est son organisation : il se compose de plusieurs unités lithostratigraphiques limitées par des décrochements de direction N100°E à N125°E qui prolongent, vers le Sud-Est, le Cisaillement sud-armoricain (Matte et Hirn, 1988).

Plus précisément, le socle varisque de la région de Moncoutant se rapporte à deux grands domaines, le Haut-Bocage vendéen et le Domaine central vendéen, juxtaposés l'un à l'autre par l'intermédiaire de l'accident de Secondigny (Bouton, 1990).

Limité par l'accident de Cholet (Le Métour *et al.*, 1989) qui le met en contact avec le Domaine ligérien (groupe des Mauges, complexe volcano-plutonique de Cholet-Thouars...), le Haut-Bocage vendéen est subdivisé en deux unités, Nord et Sud, par un décrochement composite médian : l'accident de Bressuire-Vasles (Bouton et Poncet, 1989, 1990). S'y ajoute l'accident de Parthenay (Poncet, 1993), décrochement de direction N155°E dont la terminaison en rameau apparaît dans le quart nord-est de la feuille Moncoutant. L'unité sud, bien représentée sur cette même feuille - mais également sur les feuilles contiguës, Les Herbiers (n° 537) et Bressuire (n° 538) - comprend une série métamorphique monotone, à dominante paradérivée, rapportée de longue date au Briovérien (Mathieu, 1937). Composée de métagrauwackes et de métapélites dans lesquelles s'intercalent des niveaux d'ampélites, de quartzites graphiteux, ainsi que de micaschistes, elle est considérée comme l'équivalent de la série métamorphique des Mauges (Wyns, 1980 ; Wyns et Le Métour, 1983 ; Wyns *et al.*, 1988) datée du Précambrien. Toutefois, des analogies de faciès avec certaines métamorphites épizonales de l'unité de Chantonay permettent d'envisager que cette série se rapporte au moins en partie au Cambrien (Bouton *et al.*, 1992 ; Poncet, 1993). Elle est affectée par un métamorphisme barrowien (type MP-MT) se matérialisant par l'apparition des zones à chlorite, biotite,

grenat et staurotide (Poncet, 1993) et est intrudée par divers granitoïdes se répartissant en deux lignées (Stussi et De La Roche, 1984 ; Cuney *et al.*, 2001) :
– une lignée calco-alcaline qui associe d'une part le granite à biotite et hornblende de Pouzauges, daté à 483 ± 22 Ma (isochrone Rb-Sr sur roches totales : Wyns et Le Métour, 1983 ; Wyns *et al.*, 1988), d'autre part la diorite quartzique de Moncutant que les caractéristiques pétrographiques et géochimiques rapprochent de la diorite quartzique du Tallud (feuille Parthenay, n° 565) datée à 373^{+6}_{-11} Ma (discordia U-Pb sur zircons : Cuney *et al.*, 1993a). Avec la diorite quartzique de Soutiers (feuille Mazières-en-Gâtine, n° 588), ces intrusions se rattachent à la « *Ligne tonalitique limousine* » (Didier et Lameyre, 1971) ;

– une lignée alumino-potassique qui regroupe le granite à deux micas de Bressuire (type Limousin) et le massif granitique de Neuvy-Bouin, pluton polyphasé dont le faciès Largeasse (type Guéret) est daté à 340 ± 4 Ma (discordia U-Pb sur zircons : Cuney *et al.*, 1993b).

Séparé du Bas-Bocage vendéen par le complexe métamorphique à éclogites des Essarts (Godard, 1981), le Domaine central vendéen apparaît au Sud-Ouest de l'accident de Secondigny avec l'unité de Chantonnay. Cette unité comprend les formations décrites par G. Mathieu (1937) puis par R. Wyns (1980) de part et d'autre du synclinal de Saint-Prouant dont le cœur est occupé par les basaltes de la Meilleraie (Dévonien moyen à supérieur). Elle se compose de métamorphites (faciès des schistes verts) d'origine sédimentaire et volcanique (formation des Gerbaudières - formation du Bourgneuf - ignimbrites de la Châtaigneraie - quartzite de la Châtaigneraie - groupe de Réaumur) dont l'âge s'étend probablement du Cambrien au Dévonien moyen-supérieur. Comme sur la feuille Chantonnay (n° 563), le groupe de Réaumur est recoupé par de petites intrusions granodioritiques, indemnes de toute déformation post-solidus, qui relèvent probablement d'un événement magmatique varisque *sensu stricto*.

Couverture sédimentaire

Sur la feuille Moncutant, les dépôts marins du Lias qui ont recouvert la région ne subsistent qu'en un seul point. Ni le Crétacé inférieur continental, ni le Crétacé supérieur marin n'ont été identifiés. Pour autant, il n'est pas exclu que certaines altérites relèvent de la longue période d'émersion qu'a connu l'Ouest de la France au Crétacé inférieur.

Les altérites, épaisses, développées dans le Haut-Bocage vendéen, sont attribuées à la période d'émersion du Paléogène. Cependant, il s'avère que les parties supérieures des profils d'altération ont été déblayées et que les silcrètes et ferricrètes ne subsistent que sous forme de débris épars. L'essentiel des produits d'altération a été érodé et évacué vers le Sud-Est (épandages d'argiles

rouges sableuses sur les feuilles Coulonges-sur-l'Autize, (n° 587) et Mazières-en-Gâtine, (n° 588) et vers l'Ouest (cailloutis à galets de socle silicifié des feuilles Montaigu, n° 536 et Clisson, n° 509).

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte géologique à 1/50 000 Moncoutant intéresse deux feuilles de l'assemblage à 1/80 000 : Bressuire (n° 131) principalement, à l'Est, et La Roche-sur-Yon (n° 130) accessoirement, à l'Ouest. À l'exception des calcaires du Toarcien dont un lambeau a été identifié au Sud de Breuil-Barret (les Hautes-Boules), elle concerne exclusivement le socle granitique et métamorphique du Massif vendéen (*cf.* Haut-Bocage vendéen et Domaine central vendéen).

Des levés élémentaires de ce socle ont été réalisés dans les années 1890 par F. Wallerant (École Normale Supérieure, Paris), à l'occasion de la première édition de la carte géologique de la France : les métamorphites (« *schistes* » ou « *phyllades* ») apparaissent sous la dénomination générale « X » qui désigne des terrains azoïques, les contours des principaux granitoïdes (« *granites* » et « *granulites* ») y sont esquissés mais aucun accident majeur n'est signalé.

Pour la seconde édition, la série métamorphique et les plutons ont été cartographiés par G. Mathieu (université de Lille puis université de Poitiers), de 1930 à 1943 pour la feuille La Roche-sur-Yon (1949), puis de 1946 à 1952 pour la feuille Bressuire (1958). Ses travaux n'apportent pas de modifications fondamentales quant aux contours et à la caractérisation des granitoïdes, ni à l'identification de certaines failles d'importance régionale par rapport à la précédente édition. En revanche, dans la région de Saint-Pierre-du-Chemin et de la Chapelle-aux-Lys, il identifie des formations méta-sédimentaires (fossilifères ou non) qu'il attribue au Paléozoïque inférieur (Cambrien et Ordovicien), le reste de la série métamorphique étant rapportée au Briovérien.

À la fin des années 1950 et au début des années 1960, de nouvelles recherches, principalement celles engagées par M. Dhoste (université de Poitiers), ont permis de caractériser divers plutons, tant du point de vue pétrographique, minéralogique que géochimique : granite de Pouzauges (Mathieu et Brillanceau, 1957 ; Brillanceau, 1962), granite de Bressuire et diorite quartzique de Moncoutant (Dhoste, 1961, 1962a et b, 1964)... C'est également durant cette période que les premiers âges indicatifs ont été obtenus sur certains granitoïdes (Sonet, 1968) : 310 Ma (recalculé) pour le massif granitique de Neuvy-Bouin, 445 Ma (*idem*) pour le granite de Pouzauges.

Des études plus récentes, effectuées dans le cadre de thèses (non publiées), sont à l'origine des connaissances actuelles du socle de la feuille Moncoutant :

M. Dhoste (1980) pour la pétrographie, la minéralogie et la géochimie des granitoïdes du Haut-Bocage vendéen, R. Wyns (1980) puis P. Bouton (1990) pour la révision stratigraphique et l'étude structurale de l'unité de Chantonay, enfin D. Poncet (1993) pour les relations entre métamorphisme, plutonisme et déformation dans le Haut-Bocage vendéen. Parallèlement, de 1983 à 1992, des travaux ont été menés pour le compte de l'ANDRA (Fontenay-aux-Roses) par divers organismes (BRGM, CREGU et CRPG, université de Poitiers...) dans le cadre d'un projet d'enfouissement de déchets radioactifs longue vie qui avait été envisagé au cœur du massif granitique de Neuvy-Bouin : étude cartographique, pétrographique et structurale du pluton (Delfour *et al.*, 1983, 1988), contexte structural du pluton (Bouton et Poncet, 1989, 1990, 1992), géochimie (éléments majeurs et éléments traces) et géochronologie (U-Pb sur zircons) des granitoïdes du Haut-Bocage vendéen (Cuney et Stussi, 1990 ; Cuney *et al.*, 1991 ; Cuney *et al.*, 1992).

Enfin, des levés complémentaires ont été réalisés par P. Bouton et D. Poncet en 2005, 2006 et 2007.

Des synthèses régionales, intégrant l'unité de Chantonay et le Haut-Bocage vendéen notamment, ont été publiées à l'occasion des Journées Scientifiques de l'ANDRA-CNRS qui se sont déroulées à Poitiers, les 13 et 14 octobre 1997, puis dans un numéro spécial de la revue *Géologie de la France* consacré à la Vendée (2001, n° 1-2, 189 p.).

Remarque - Pour les problèmes d'ordre chronologique, les âges radiométriques mentionnés ont été confrontés à l'échelle numérique des temps géologiques la plus récente (ICS, 2009). À ce titre, les âges absolus obtenus par la méthode Rb-Sr sur roches totales, publiés avant 1977, ont été recalculés avec la nouvelle constante de désintégration $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42.10^{-11}.\text{an}^{-1}$ (Steiger et Jäger, 1977). Enfin, les abréviations des espèces minérales utilisées ont été extraites du répertoire établi par R. Kretz (1983).

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR ET PALÉOZOÏQUE

DOMAINE DU HAUT-BOCAGE VENDÉEN

Ensemble I - Formations métamorphiques et épi-métamorphiques (Protérozoïque supérieur à Cambrien)

KMo. Formation de Montournais : métagrauwackes et métapélites à muscovite et biotite, micaschistes à muscovite, biotite \pm grenat, amphibolites (δ), microquartzites graphiteux (χ) (Protérozoïque

supérieur à Cambrien). La formation de Montournais a été décrite par R. Wyns (1980) qui en fit le premier terme de la série paléozoïque du synclinorium de Chantonay. Il s'avère que cette formation est située au Nord-Est de l'accident de Secondigny dont R. Wyns *et al.* (1988) n'avaient pas perçu l'importance structurale. Cet accident place donc la formation de Montournais hors de l'unité de Chantonay telle qu'elle a été définie en introduction.

La formation de Montournais ne se limite pas à ce que R. Wyns *et al.* (1988) ont figuré sur la feuille Chantonay (n° 563). En effet, elle s'étend largement au Nord-Est de l'accident de Secondigny et constitue l'encaissant de certains granitoïdes du Haut-Bocage vendéen. Elle forme un ensemble particulièrement monotone où il est difficile voire impossible de cartographier de manière continue un niveau-repère d'autant que les conditions d'affleurement sont relativement mauvaises (en particulier, entre Courlay, Saint-André-sur-Sèvre et Saint-Jouin-de-Milly, zone caractérisée par une forte altération supergène). Cependant, quelques intercalations décimétriques d'amphibolites (δ) et de métaquartzites graphiteux (χ), d'extension limitée, s'y insèrent localement, principalement au Sud de Moutiers-sous-Chantemerle et de Breuil-Barret. L'étude pétrographique et minéralogique de ces métamorphites a permis de distinguer deux faciès d'après le degré de recristallisation qui les caractérise et la présence de minéraux repère du métamorphisme. S'y ajoutent des faciès particuliers qui correspondent d'une part à des schistes tachetés, d'autre part à des cornéennes, les uns et les autres matérialisant un métamorphisme de contact lié, respectivement, à la diorite quartzique de Moncoutant et au granite du Gros-Châtaignier.

Faciès de la zone à biotite. Faciès le plus représenté sur la feuille Moncoutant, il regroupe des matériaux peu ou très peu recristallisés, correspondant, pour l'essentiel, à des grauwackes tufacées de couleur bleu verdâtre, des pélites et des argilites bleu sombre parfois associées à des conglomérats à graviers d'origine sédimentaire (pélites, arénites, grauwackes) et volcanique ou hypovolcanique (laves microlithiques, roches microgrenues quartzo-plagioclasiques...). À l'affleurement, le caractère sédimentaire originel de ces matériaux est facilement reconnaissable : stratification, alternance de grauwackes et de pélites caractérisant une sédimentation séquentielle de type turbiditique d'échelle décimétrique à pluri-métrique (l'Épuchère au Sud-Est de Chantemerle), figures de base de banc et granoclassement (Bouton *et al.*, 1992). Le volcanisme s'exprime par des passées rhyolitiques et rhyodacitiques (feuille Chantonay, n° 563) et des niveaux basiques à texture doléritique (par exemple, entre Menomblet et Saint-Pierre-du-Chemin).

Les observations en lame mince montrent que la déformation reste modérée et le métamorphisme de faible intensité, bien qu'à l'œil nu une schistosité de flux et une linéation minérale soient identifiables : les clastes détritiques (quartz et plagioclase) et les éléments lithiques, hétérométriques (de 50 à 500 μm),

conservent le plus souvent un habitus sédimentaire (forme irrégulière et contours anguleux) et sont emballées dans une matrice quartzo-phylliteuse très fine (de 50 à 175 μm). À quelques exceptions près, le quartz, à habitus rhyolitique fréquent, ne montre pas de recristallisation, mais présente une forme oblongue. Les phyllites, de petite taille, représentées essentiellement par la chlorite et la biotite, soulignent la schistosité de flux. De telles caractéristiques pétrographiques attestent une microstructure détritique préservée.

Ces caractéristiques lithologiques évoluent à l'approche de la diorite quartzique de Moncoutant. Ainsi, de manière apparemment graduelle, la recristallisation des métasédiments s'intensifie : la muscovite, de taille millimétrique, se développe dans la schistosité de flux et la biotite se généralise (vers le Sud-Est, elle reste limitée à des amas millimétriques verdâtres où elle est associée à la chlorite). Les roches, riches en niveaux de quartz d'exsudation, offrent alors une texture granoblastique ou granolépido-blastique. Ces dernières, dont l'origine terrigène reste nettement exprimée, forment une auréole qui s'élargit vers l'Est pour occuper tout l'espace compris entre la diorite quartzique de Moncoutant et le massif granitique de Neuvy-Bouin. Sur la bordure sud-orientale de l'intrusion dioritique, la zone de transition entre méta-grauwackes et métapélites d'une part, micaschistes d'autre part, est jalonnée par des niveaux amphibolitiques (amphibolites à grain fin, micaschistes à amphibole) étroitement associés à des ampélites et des microquartzites graphiteux. Ces faciès siliceux noirs, très déformés et riches en sulfures, offrent un aspect scoriacé caractéristique. Compte tenu de l'importance de l'altération supergène, les amphibolites se distinguent mal de leur environnement métasédimentaire. Elles forment des niveaux plurimétriques à décimétriques, à grain fin ou très fin, co-structurés avec les micaschistes. Caractérisées par une schistosité de flux très bien exprimée, ces amphibolites présentent en lame mince une texture granonématoblastique. Elles sont constituées d'une amphibole peu colorée (trémolite ?) remplaçant de gros prismes de pyroxène très déformés ou cristallisant dans le fond, de plagioclase interstitiel et de leucoxène. Elles sont envahies de grains d'oxydes ferro-titanés (ancienne illménite). Enfin, elles sont souvent le siège d'une silicification secondaire. Certaines amphibolites ont conservé des reliques de texture trachytique ou doléritique qui traduisent leur origine volcanique ou hypovolcanique. Elles sont parfois accompagnées de faciès leucocrates très fins qui évoquent des tufs acides.

Faciès de la zone à grenat. Ce faciès a été identifié au Nord de la diorite quartzique de Moncoutant, entre Saint-Jouin-de-Milly et Saint-Marsault, au Sud de Courlay et à l'Est de Chanteloup. Il correspond à des micaschistes à deux micas, parfois très quartzeux, auxquels s'ajoutent de rares intercalations amphibolitiques. Le grenat, visible à l'œil nu, se présente en individus ovoïdes de 0,75 à 2,5 mm de section. Au microscope, ces roches apparaissent totalement recristallisées. Lorsque la phase micacée est réduite, elles sont constituées par un fond quartzeux granoblastique (de 75 à 250 μm), déterminé par l'assemblage de

néoblastes limpides à contours sub-rectilignes en mosaïque équante. Les micas (de 100 à 500 μm), représentés par la biotite (dominante) et la muscovite (subordonnée) se répartissent de façon homogène et se placent en position intergranulaire. Parfois, la phase micacée est nettement plus abondante et se concentre en lits réguliers, sub-parallèles et d'épaisseur variable, qui alternent avec des niveaux quartzeux à microstructure en mosaïque équi-granulaire, conférant ainsi à la roche une texture granolépido-blastique.

Structures de la déformation. Les métamorphites de la formation de Montournais présentent en commun une anisotropie planaire, ubiquiste, d'autant plus pénétrative que l'intensité relative du métamorphisme est élevée. Elle se superpose à la stratification du matériel détritique originel et, selon le degré de recrystallisation de ce matériel, elle correspond à une schistosité de flux associée à une paragenèse à « chlorite + biotite » ou à « biotite + grenat ». Fréquemment, elle est soulignée par des niveaux millimétriques à centimétriques de quartz d'exsudation. Enfin, à proximité de la diorite quartzique de Moncutant ou du granite de Bressuire, se développe, parfois, parallèlement à la linéation minérale et perpendiculairement à la schistosité de flux, une schistosité de crénelation. Le plus souvent, la schistosité de flux porte une linéation de nature variable. Si, dans les méta-grauwackes et les micaschistes elle est particulièrement bien exprimée, dans les termes métapélitiques les plus fins et peu recrystallisés elle reste difficilement identifiable. La plupart du temps, elle est soulignée par l'allongement préférentiel et la disposition en files parallèles de minéraux néoformés, principalement la biotite brune. Elle s'apparente alors à une linéation minérale. Parfois, elle est déterminée par la réorientation passive et l'étirement d'anciens minéraux, tels que les grains de quartz détritiques, et constitue une linéation d'étirement. À ce titre, lorsque les porphyroblastes de cordiérite qui apparaissent dans l'auréole thermique de la diorite quartzique de Moncutant ont un caractère précoce, ils sont déformés et étirés dans la schistosité de flux (*cf. infra*).

En l'absence de contrastes lithologiques marqués, ce sont les minces filonnets de quartz qui permettent, le plus souvent, l'identification de plis synschisteux admettant pour plan axial la schistosité de flux. Toutefois, bien que très rarement observés, ils ont été reconnus sur l'ensemble de la zone étudiée. Ils sont droits ou couchés, symétriques et subcylindriques, et parfois curvilineaires (*cf. plis de la classe 1C, Ramsay, 1967*). Dans tous les cas, ces plis montrent un angle d'ouverture compris entre 35 et 45° tandis que leur axe est sub-parallèle à la linéation minérale ou d'étirement. Dans certains cas, la transposition progressive des filonnets quartzeux dans la schistosité de flux, lors du plissement synschisteux, provoque l'individualisation de charnières intrafoliales, de taille méso- à microscopique et la dispersion de lentilles quartzueuses, allongées et striées, de forme amygdalaire (ou « rods » *sensu* Wilson, 1961), orientées parallèlement à la direction de la linéation minérale ou d'étirement.

Au Nord de la diorite quartzique de Moncoutant, la schistosité de flux montre une importante variabilité directionnelle pour un pendage sud-ouest à SSE, faible à moyen, compris entre 10 et 50° (fig. 1). Cependant, le long de sa bordure, au Sud du granite de Pouzauges, elle se redresse sensiblement et le pendage y atteint une valeur moyenne proche de 75° SSE. Schématiquement, les trajectoires de la schistosité de flux sont E-W. Dans le détail, elles présentent un tracé irrégulier et contourné (variations rapides de N30°E à N160°E dans la région de Courlay) inhérent aux faibles valeurs du pendage, voire sigmoïde et à mettre en relation avec la présence de décrochements à jeu dextre (à l'Est de Chanteloup, effets conjugués d'accidents de direction N115°E à N135°E et de l'accident de Parthenay). En revanche, la linéation minérale ou d'étirement adopte une direction régulière, comprise entre N50°E et N90°E, pour un plongement vers le SSW (25° en moyenne), quelque soit le faciès métamorphique considéré (fig. 2). Enfin, le pitch de cette linéation prend toutes les valeurs possibles entre 5 et 80° : les variations significatives de ce paramètre adaptent les changements d'orientation de la schistosité de flux et permettent, en conséquence, à la linéation minérale ou d'étirement de garder une direction relativement constante, N65°E en moyenne.

Au Sud de la diorite quartzique de Moncoutant, la schistosité de flux a une direction moyenne N100°E pour un pendage redressé, préférentiellement vers le NNE. *A priori*, l'intensité de la déformation synmétamorphe augmente vers le Nord-Est où la texture est plus franchement granoblastique (ou granolépidoïdoplastique) qu'à proximité de l'accident de Secondigny. À l'échelle cartographique, cette schistosité de flux semble mouler l'intrusion dioritique : NW-SE de Menomblet à Chantemerle, elle s'incurve et devient E-W à ENE-WSW à La Chapelle-Saint-Étienne où elle est nettement oblique par rapport à la limite du massif granitique de Neuvy-Bouin. À ce niveau, une linéation minérale et/ou d'étirement apparaît localement. De direction mal établie (NE-SW à NW-SE), son plongement est faible.

Régime de la déformation. Dans la formation de Montournais, la schistosité de flux est une surface structurale ubiquiste, facilement reconnaissable. De la même façon, la linéation minérale ou d'étirement est matérialisée de façon plus ou moins évidente sur la grande majorité des affleurements étudiés. Quelque soit l'orientation de la schistosité de flux, la linéation minérale ou d'étirement conserve des valeurs directionnelles faiblement dispersées autour d'une direction moyenne N65°E. Aussi, existe-t-il une direction d'étirement privilégiée qui montre que la structuration synschisteuse est compatible avec une déformation en cisaillement simple. D'ailleurs, les observations microscopiques qui montrent qu'en section XZ (*cf.* perpendiculaire à la schistosité de flux et parallèle à la linéation minérale), la schistosité de flux est parfaitement définie par la disposition des micas selon un plan d'aplatissement moyen alors qu'en section YZ (*cf.* perpendiculaire à la schistosité de flux et perpendiculaire à la linéation minérale), cet agencement est moins régulier, permettent d'attribuer

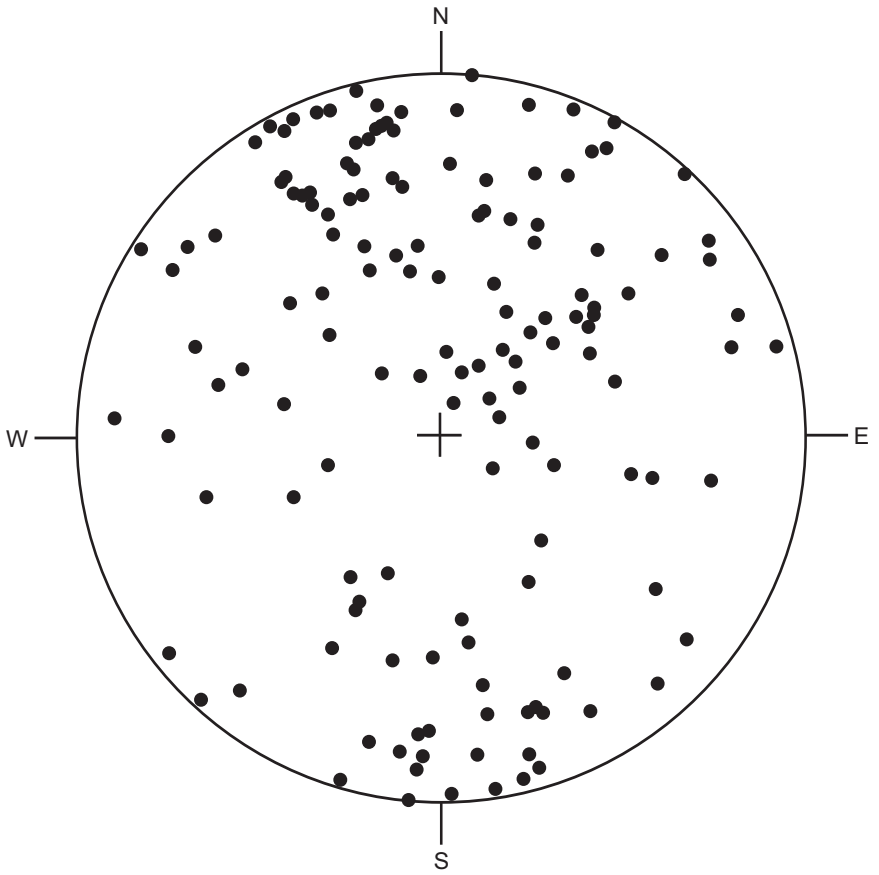


Fig. 1 - Orientation de la schistosité de flux (pôles) dans la formation de Montournais (144 mesures). Canevan de Schmidt - hémisphère inférieur

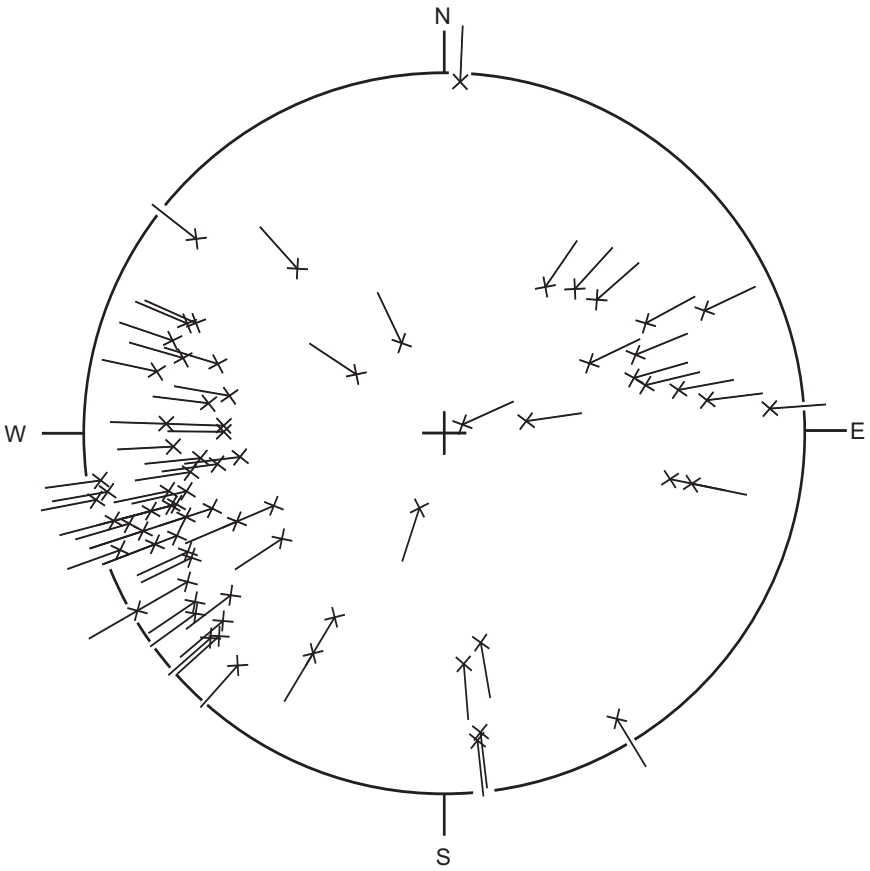


Fig. 2 - Orientation de la linéation minérale (ou d'étirement) dans la formation de Montournais (76 mesures). Canevas de Schmidt - hémisphère inférieur

aux métamorphites de la formation de Montournais une fabrique plano-linéaire ($k = 1$). Cette hypothèse est confirmée par le fait que sur la plupart des échantillons observés en lame mince, les zones abritées sont absentes ou faiblement développées parallèlement à l'axe Y de l'ellipsoïde de la déformation finie. De plus, l'apparition ponctuelle d'une linéation de crénulation, systématiquement homoaxiale de la linéation minérale ou d'étirement, peut être subordonnée à l'existence d'un raccourcissement selon l'axe Y et permettrait d'envisager que la déformation est parfois de type constriction ($k > 1$). Pour autant, le caractère quasi-systématiquement symétrique des cristallisations syncinématiques en zones abritées en section XZ qui exclut *a priori* l'existence d'une déformation non-coaxiale, ne permet pas la détermination d'un sens de cisaillement.

Nature et âge du protolithe. Les métamorphites qui affleurent dans le Haut-Bocage vendéen apparaissent sur les cartes géologiques à 1/80 000 (1^{ère} et 2^e éditions) sous la rubrique « X », dénomination imprécise qui désigne l'ensemble des terrains azoïques, d'âge indéterminé, qui ont été initialement rapportés par G. Mathieu (1937) au Briovérien, car ne présentant aucun des caractères du Paléozoïque reconnu à proximité, dans le synclinorium de Chantonnay. Cette attribution stratigraphique a été conservée par R. Wyns (1980), R. Wyns et J. Le Métour (1983), R. Wyns *et al.* (1988), notamment en raison de convergences faciologiques entre ces métamorphites et celles qui composent le groupe des Mauges, seul jalon incontestable de l'orogène cadomien dans le Domaine sud-armoricain. Par la suite, P. Bouton *et al.* (1992) et D. Poncet (1993) ont proposé que tout ou partie des métamorphites du Haut-Bocage vendéen qui dérivent d'une série détritique à caractère mixte (grauwackes - pélites) représente la formation de Montournais que R. Wyns (1980), puis R. Wyns *et al.* (1988) placent à la base du Cambrien sur la feuille Chantonnay (n° 563). Finalement, les sédiments à l'origine de cette formation pourraient s'être déposés sur l'intervalle Protérozoïque supérieur-Cambrien, hypothèse que P. Rolin *et al.* (2000) et P. Rolin *et al.* (2004) retiennent également sur les feuilles Les Herbiers (n° 537) et Bressuire (n° 538).

ζ_D¹. Gneiss à biotite et grenat de la Duchère. Ce gneiss est conservé au sein d'une amande pincée le long de l'accident de Secondigny. Sa largeur d'affleurement n'excède par 200 m pour une longueur d'environ 1,5 km. La plupart des échantillons sont récoltés en pierres volantes ou dans les déblais des mares qui jalonnent le tracé de l'accident. Le gneiss affleure dans les fossés longeant le chemin de la Draudière à la Charrie où il a l'aspect d'une roche grisâtre à grain fin tapissée de muscovite. Du fait de la fracturation, la roche se brise difficilement en fragments à faces courbes enduites d'oxydes de fer. En lame mince, quartz en tablettes, plagioclase, biotite (chloritisée) et muscovite subordonnée déterminent une texture granolépidoïdienne à grain fin ($< 0,2$ mm). La foliation moule de petits porphyroclastes (1 mm) de plagioclase et de grenat fracturé. Les accessoires sont l'apatite héritée, en gros grains, des

oxydes de fer et titane et le zircon. La foliation, bien exprimée, est plan axial de plis affectant une première foliation soulignée par des filonnets quartzeux plus ou moins boudinés. Le protolithe de ces gneiss pourrait être une grauwacke tufacée ou une volcanite dacitique (Tegyey, communication orale).

Cette étroite lentille de gneiss mésozonaux pincés entre des métasédiments épimétamorphiques confirme l'importance structurale de l'accident de Secondigny et permet d'en préciser le tracé. Leur déformation synmétamorphe apparemment homogène semble plutôt due à un métamorphisme général plutôt qu'à un jeu ductile de l'accident de Secondigny. Ces gneiss évoquent par leur faciès ceux de Montaigu (voir feuille Montaigu, n° 536).

§1. Formation de Soutiers. Micaschistes à deux micas, grenat ± sillimanite, amphibolites. Cet ensemble métamorphique est compris entre le massif granitique de Neuvy-Bouin et l'accident de Secondigny. Affectée par une importante altération développée sur plus d'une quinzaine de mètres d'épaisseur à partir du sommet des plateaux, la formation ménage très peu d'affleurements de qualité (la plupart des observations sont faites à la faveur de travaux routiers). Elle est constituée de faciès très recristallisés à biotite, grenat et parfois grande muscovite, au sein desquels s'insèrent des passées amphibolitiques peu épaisses. Ces micaschistes acquièrent épisodiquement un cachet migmatitique.

Le faciès dominant est un micaschiste à grain fin (1 mm) ou très fin, montrant des alternances millimétriques plus ou moins régulières et systématiques de lits essentiellement quartzeux et de lits micacés. De grands cristaux statiques, bleutés, de muscovite (2-4 mm) se surimposent à la foliation. La roche est parcourue de nombreux niveaux de quartz d'exsudation concordant avec la foliation.

Sur la feuille Moncutant, l'état d'altération des roches permet rarement l'observation micrographique. Sur la feuille Coulonges-sur-l'Autize (n° 587), celle-ci révèle une texture granolépido-blastique, plus rarement granoblastique (faciès fins à biotite et grenat). La biotite brune prédomine nettement sur la muscovite. La teneur en plagioclase est très variable : il est en général fréquent, mais localement rare ou totalement absent. Deux paragenèses métamorphiques sont distinguées :

- une paragenèse primaire à quartz ± plagioclase + biotite brune (I) ± muscovite (I) + grenat traduisant les conditions métamorphiques du faciès des amphibolites à épidote (Winkler, 1965) ;
- une paragenèse secondaire BT, marquée par la cristallisation de pœciliblastes (1-5 mm) de muscovite (II) statiques et obliques sur la foliation antérieure. Ces pœciliblastes pourraient représenter le produit de la déstabilisation totale de la sillimanite, minéral observé dans la formation de Soutiers, vers le Sud-Ouest, sur la feuille Mazières-en-Gâtine (n° 588).

L'altération n'autorise que de rares observations structurales. La foliation a une direction moyenne N120°E sub-verticale ou à pendage fort. Elle est associée localement à une linéation minérale et d'étirement sub-horizontale.

Nature et âge du protolithe. Les micaschistes de Soutiers résultent du métamorphisme d'une série sédimentaire terrigène à volcano-sédimentaire dont l'âge pourrait être Protérozoïque supérieur à Cambrien.

Ensemble II - Anatexites du Haut-Bocage vendéen (Dévonien supérieur)

M¹⁻². **Métatexites et diatexites hétérogènes.** Identifiées de longue date (Dhoste 1968 ; Renard, 1971), des formations mobilisées apparaissent sous la forme de panneaux de taille variable au sein du complexe granitique Moulins – les Aubiers – Gourgé (*cf.* leucogranite à deux micas). Sur la feuille Moncoutant, ces anatexites, en contact tectonique avec le granite de Bressuire, appartiennent à une vaste enclave qui s'étend sur quelque 7 à 8 km² au Sud-Est de Saint-Sauveur-de-Givre-en-Mai (feuille Bressuire, n° 538). Les affleurements de bonne qualité sont rares : le meilleur point d'observation est situé dans la vallée du Thouaret, à la Jaunelière (Boismé). Au sein de cette enclave, deux types pétrographiques - qui ne montrent pas d'organisation à l'échelle cartographique - ont été reconnus :

- des métatexites à structure stromatitique. Le leucosome, à texture isométrique équante, à grain fin (1-3 mm), de composition bi-minérale (Qtz + Pl [An₂₅₋₃₀]), constitue des niveaux discontinus bordés par un mélanosome irrégulier ;
- des diatexites hétérogènes à structure nébulitique. Le paléosome ne subsiste qu'à l'état de reliques flexueuses (schlieren), isolées dans un matériel granitique néoformé prépondérant, correspondant à un granite à biotite, à grain fin (1-3 mm) ou très fin (< 1 mm).

Climat métamorphique de l'anatexie. Les associations minéralogiques identifiées dans le paléosome des faciès métatexitiques et diatexitiques, du type Qtz + Fk + Pl [An₂₅₋₃₀] + Bt + Sil ± Ms ± Crd ± Grt, traduisent un climat métamorphique BP-HT voire MP-HT compatibles avec les conditions P-T du « cordiérite - amphibolites faciès » (Dhoste, 1968).

Structures de la déformation. Au Sud-Est de Saint-Sauveur-de-Givre-en-Mai, les anatexites présentent une foliation métatexitique dont l'orientation est relativement constante, avec une direction comprise entre N90°E et N125°E pour un pendage moyen à fort vers le Nord-Est ou le Sud-Ouest. La linéation minérale ou d'étirement, *grosso modo* E-W, montre un plongement faible vers l'Ouest (< 20°).

Éléments de datation. La situation géographique des anatexites du Haut-Bocage vendéen, intermédiaires entre les domaines anatectiques intra- à finidévoniens armoricain (Audren et Peucat, 1980) et limousin (Bernard-Griffiths *et al.*, 1977 ; Le Breton *et al.*, 1986), permet de penser qu'elles se rapportent à l'orogénèse varisque. C'est d'ailleurs ce qui a amené D. Poncet (1993) à proposer que dans le Haut-Bocage vendéen, l'épisode de migmatisation se place au Dévonien supérieur. La datation récente des anatexites qui affleurent entre les Épesses et les Herbiers (feuille Les Herbiers, n° 537) à 368 ± 7 Ma (méthode U-Th-Pb sur monazites) confirme cette attribution (Rolin *et al.*, 2000).

Granitoïdes en massifs

$\eta_{M.}^{CA}$ **Diorite et diorite quartzique de Moncoutant.** $\eta_{F.}^{CA}$ **Diorite de Fénerly (Dévonien supérieur : vers 375 Ma).** La diorite quartzique de Moncoutant (Dhoste, 1961, 1962b, 1964, 1980) s'allonge d'Est en Ouest, de Nantilly (Clessé) à Menomblet, sur une trentaine de kilomètres. Ayant la forme d'une cornue, large de 10 km environ à son extrémité ouest, elle est intrusive dans les métamorphites de la formation de Montournais (faciès de la zone à biotite et de la zone à grenat) et, vers l'Est, est étirée et laminée par l'accident de Parthenay. De plus, entre Saint-Marsault et Chanteloup, elle est découpée par un réseau de failles sub-parallèles, de direction N145°E en moyenne, à jeu apparent dextre, qui induisent, au niveau de sa bordure nord, des décrochements parfois importants (de l'ordre de 1,5 km au Sud-Ouest de Courlay). Sur la totalité de son étendue, les affleurements naturels (blocs ovoïdes formés par arénisation) et les affleurements anthropiques (carrières à ciel ouvert), relativement nombreux, permettent d'en faire une étude systématique.

Au Sud de l'ancienne voie ferrée Bressuire – Parthenay, à proximité de Monbail (Pougne-Hérison), un pointement dioritique a été reconnu. Il correspond à l'extrémité ouest de la diorite de Fénerly qui affleure sur la feuille Parthenay (n° 565).

Pétrographie - Minéralogie. Relativement hétérogène, la diorite quartzique de Moncoutant regroupe des roches de teinte sombre (gris-bleuté), à grain fin (1-3 mm) ou moyen (3-5 mm) et à texture isométrique équante. Les observations à l'œil nu permettent de définir deux faciès, l'un prédominant, l'autre subordonné, qui ne montrent pas d'organisation à l'échelle du pluton. Le faciès prédominant qui correspond à une diorite quartzique se compose principalement de quartz globuleux, de feldspaths blancs en prismes trapus ou non, à section quadrangulaire, dont le grand axe n'excède pas 5 à 7 mm, de baguettes d'amphibole et de paillettes de biotite. Le faciès subordonné, une diorite, est marqué par un enrichissement en minéraux ferro-magnésiens (biotite et amphibole) au détriment du quartz.

Minéraux	Faciès prédominant (= diorite quartzique) (n = 24)		Faciès subordonné (= diorite) (n = 8)	
	intervalle	moyenne	intervalle	moyenne
Quartz	7,2 – 19,9	14,4	0,7 – 12,2	3,7
Plagioclase (An ₂₅₋₄₀)	46,9 – 64,7	56,7	37,0 – 59,8	46,0
Microcline	0 – 3,8	0,5	0	0
Biotite	5,6 – 15,1	10,3	3,4 – 20,0	8,7
Hornblende	4,7 – 28,3	15,7	22,8 – 46,3	35,0
Épidote	0 – 3,4	0,8	0,9 – 7,1	2,5
Sphène / Apatite / Zircon...	0,5 – 3,4	1,6	1,0 – 7,1	4,1

Tabl. 1 - Composition modale (intervalles et moyennes) du faciès principal et de sa variation dans la diorite quartzique de Moncoutant (d'après Dhoste, 1980)

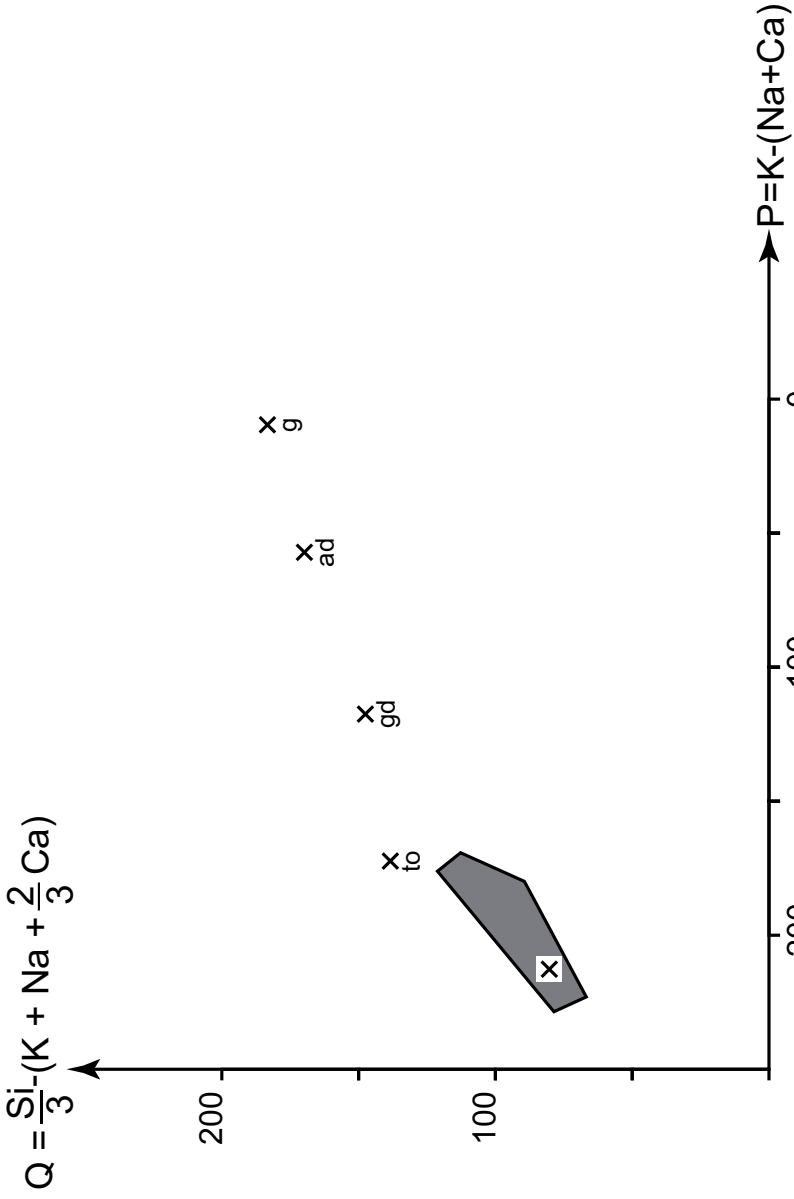


Fig. 3 - Position de la diorite quartzique de Moncoutant dans le diagramme Q-P de F. Debon et P. Lefort (1983) (d'après Cunev *et al.*, 1992)

En lame mince, le quartz apparaît nettement interstitiel et forme des assemblages polycristallins. Le feldspath potassique (microcline), en petits individus xénomorphes, est rare. Le plagioclase (An₂₅₋₄₀), très abondant, est mâclé polysynthétiquement et fortement zoné. La biotite, à pléochroïsme moyen (brun-jaune), forme des baguettes où les clivages p (001) sont facilement reconnaissables ; parfois isolée, elle est souvent associée à la hornblende qui s'extériorise principalement en cristaux automorphes montrant deux clivages losangiques.

Faciès prédominant et faciès subordonné renferment des enclaves ovoïdes pluri-centimétriques à pluri-décimétriques, à grain fin ou très fin (de l'ordre de 1 mm) et à texture isométrique équate. Ces enclaves se composent d'un fond quartzo-plagioclasiq ue dans lequel s'insèrent de fines baguettes d'amphibole, très nombreuses, accessoirement de la biotite. Congénères de la roche-hôte, elles appartiennent au type des « enclaves microgrenues sombres » définies par J. Didier et J. Lameyre (1969a).

Enfin, ponctuellement, par exemple le long de la D 177, au Nord-Ouest du hameau de Rochavelle (Chiché), des roches sombres, isotropes, presque exclusivement composées d'amphibole forment des amas correspondant à des gabbros voire à des hornblendites.

La composition modale moyenne du faciès principal et celle de sa variation (tabl. 1) ont été déterminées par M. Dhoste (1980).

Géochimie. La diorite quartzique de Moncoutant a fait l'objet d'analyses chimiques (éléments majeurs) qui ont été publiées par M. Dhoste (1961, 1964, 1980). D'autres, issues d'un échantillonnage réalisé par le CEA entre 1967 et 1968 (série CAV-A), ont été réinterprétées par M. Cuney *et al.* (1992). Ces sources révèlent une composition chimique relativement homogène avec :

- 52,20 % < SiO₂ < 62,65 % ;
- 8,05 % < [Fe₂O₃ + MgO + TiO₂] < 14,75 %.

Dans le diagramme Q-P de nomenclature chimique de F. Debon et P. Lefort (1983), les points analytiques se concentrent autour des diorites quartziques de référence (fig. 3).

Structures et microstructures magmatiques. À l'œil nu, il n'est pas possible de mettre en évidence une structuration d'origine magmatique. De la même façon, aucune structure post-magmatique (*cf.* à l'état solide) n'a été observée. D'ailleurs, en lame mince, la texture de la roche est typiquement magmatique : le quartz est optiquement clair (quelques rares bandes de pliage ont pu être décelées) et les plagioclases ne montrent aucune déformation fragile (microfracturation).

Âge radiométrique. Comme l'ont proposé M. Dhoste (1980, 1983), J. Lameyre et A. Autran (1980), M.-T. Pfeiffer (1985, 1986), les intrusions dioritiques reconnues dans le Haut-Bocage vendéen - diorite quartzique de Moncoutant, diorite de Fénerly et diorite quartzique du Tallud (feuille Parthenay, n° 565), diorite quartzique de Soutiers (feuille Mazières-en-Gâtine, n° 588) - montrent des similitudes (*cf.* pétrographie, minéralogie, chimie) avec le cortège de plutons qui, dans le Massif central, constituent la « Ligne tonalitique limousine » (Didier et Lameyre, 1971) et sur lesquels les âges radiométriques obtenus (K-Ar sur amphiboles et U-Pb sur zircons) se placent au Dévonien supérieur, soit entre -380 Ma et -355 Ma (Cantragrel, 1972 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Selon toute vraisemblance, elles en représentent donc le prolongement vers le Nord-Ouest. Ce rapprochement a été confirmé par l'obtention d'un âge à 373^{+6}_{-11} Ma sur la diorite quartzique du Tallud (discordia U-Pb sur zircons : Cuney *et al.*, 1993a).

Faciès de l'auréole thermique de la diorite quartzique de Moncoutant. Ponctuellement, des schistes tachetés, spatialement organisés autour de la diorite quartzique de Moncoutant (500 m au maximum), ont été reconnus. Les secteurs les plus favorables à l'observation de ces faciès sont situés au Sud de Courlay (le Marchais, la Guinaire et Puy-Arnaud) ainsi qu'au Sud-Ouest de Nantilly (la Frénelière) et à l'Est de Pugny. Préalablement signalés par M. Dhoste (1980), ces schistes offrent une texture noduleuse liée à la blastèse de porphyroblastes de cordiérite (*cf.* pinnite), de 3 à 5 mm de diamètre. Ils matérialisent un métamorphisme de contact lié à la mise en place de l'intrusion dioritique. En lame mince, l'analyse de l'habitus des blastes de cordiérite révèle qu'ils peuvent être :

- sub-sphériques et syncinématiques (à schistosité interne sigmoïde) ou post-cinématiques (statiques et à contours sécants sur la schistosité de flux) ;
- oblongs et précoces. Ils sont alors étirés et tronçonnés dans la schistosité de flux parallèlement à la linéation minérale.

Lorsque les porphyroblastes sont précoces ou syncinématiques, l'orientation et le sens du cisaillement sont explicites, mais la composante de cisaillement déduite est très variable. La déformation non-coaxiale observée est vraisemblablement liée à des effets locaux (par exemple, forme irrégulière de la bordure du pluton) et n'a pas de valeur régionale. En tout état de cause, le développement de blastes syncinématiques montre que la mise en place de la diorite quartzique de Moncoutant est pénécontemporaine de la schistogenèse de son encaissant. L'observation de blastes post-cinématiques indique cependant que les effets thermiques de cette intrusion se sont manifestement prolongés après.

$m\gamma_B^{2-3}$ **Granite de Bressuire : leucogranite à deux micas, à grain moyen (Tournaisien : 354 ± 6 Ma).** Sur la feuille Moncoutant, le granite de

Bressuire (Dhoste, 1962a, Renard, 1971 ; Dhoste, 1980) se réduit à une lame de 2 km de large au maximum, limitée par deux décrochements sub-parallèles, de direction N125°E : au Nord-Est, l'accident de Bressuire – Vasles qui sépare les unités nord et sud du Haut-Bocage vendéen, et au Sud-Ouest, l'accident de Cirières (voir feuille Bressuire, n° 538) qui le met en contact avec les métagrauwackes et les métapelites de la formation de Montournais. Cette lame correspond à l'extrémité sud-est du pluton.

Pétrographie - Minéralogie. Le granite de Bressuire peut être étudié dans de bonnes conditions, d'une part le long du Thouaret qui s'est encaissé dans une profonde vallée entre le Haut-Gourneau et le Moulin de la Guirère, sur la commune de Chiché, d'autre part dans plusieurs petites carrières à ciel ouvert situées à proximité de Fortêtu (Chiché), à Bel-Air (Boismé), entre le Gât et Villefranche (idem)... Dans la zone considérée, il se présente sous la forme d'un faciès dont les caractéristiques pétrographiques sont relativement homogènes (ce faciès se développe vers le Nord-Ouest, sur la feuille Bressuire, n° 538) : c'est un granite à deux micas, à grain fin ou moyen (1-3 mm), à texture isométrique équante, parfois orientée. Le quartz est globuleux (1-3 mm) et le feldspath potassique forme de petits prismes de 4 à 5 mm de long. Trait spécifique attaché à ce faciès, les micas s'individualisent en cristaux automorphes à section losangique de 1 à 2 mm (voire plus). Le rapport biotite/muscovite, variable, permet de distinguer un faciès à biotite dominante et un faciès à deux micas ou à muscovite dominante. Enfin, localement, l'absence quasi totale de biotite confère à la roche un net caractère aplitique.

Géochimie. Les données obtenues par M. Dhoste (1980) montrent que ce granite se rapproche nettement des leucogranites de type Limousin définis par J. Didier et J. Lameyre (1969b) :

- composition modale avec biotite (4,80 %) et muscovite (6,30 %) ;
- plagioclase de type oligoclase An₂₀₋₂₅ ;
- 72,45 % < SiO₂ < 75,60 % ;
- CaO = 0,85 % ;
- [Qtz + Or + Ab] normatif = 88,55 % ;
- corindon normatif = 3,40 %.

Les analyses réalisées par M. Cuney *et al.* (1992) précisent les résultats précédents. Elles confirment que le granite de Bressuire a une composition chimique homogène :

- 70,50 % < SiO₂ < 74,90 % ;
- 0,85 % < [Fe₂O₃ + MgO + TiO₂] < 3,00 % ;
- 0,1 % < CaO < 0,9 %.

Toutefois, elles permettent la partition du pluton en trois groupes de composition chimique, ces derniers recouvrant tous les faciès pétrographiques qui y ont été définis (fig. 4).

Structures et microstructures magmatiques. Le granite de Bressuire se caractérise par une anisotropie planaire, plus ou moins marquée selon le faciès considéré, d'origine magmatique. Son étude structurale a été réalisée par D. Poncet (1993). Cette étude était basée sur la reconnaissance des structures planaires et linéaires, soit par mesure directe sur les affleurements, soit par mesure indirecte, c'est-à-dire par traitement en laboratoire après sciages successifs d'échantillons de grande taille préalablement orientés sur le terrain. Elle a été complétée par la mise en œuvre de la technique de l'ASM, en collaboration avec J.L. Bouchez et G. Gleizes (université de Toulouse), technique particulièrement bien adaptée lorsque le matériel granitique est faiblement anisotrope. Au total, 17 sites ont fait l'objet de mesures sur la zone concernant la feuille Moncoutant (six ont donné lieu à un carottage orienté) (fig. 5).

La foliation minérale ou magnétique se caractérise par une direction qui évolue dans un large intervalle, soit entre N30°E et N180°E, pour un pendage très variable (faible à fort), le plus souvent dirigé vers le Nord-Est ou le Sud-Est. Les trajectoires de cette foliation peuvent être franchement obliques par rapport à la limite du pluton au Sud-Ouest (accident de Cirières) mais adoptent schématiquement une configuration sigmoïde compatible avec un fonctionnement des accidents de Bressuire – Vasles et de Cirières en décrochements dextres. En revanche, la linéation magnétique montre une direction relativement bien réglée, comprise entre N60°E et N90°E, pour un plongement WSW ou ENE faible à modéré (25° au maximum).

Les observations en lame mince révèlent que sur certains sites les minéraux de la paragenèse magmatique 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, soulignée par la présence de quelques rares sous-joints, les micas ne sont ni fléchis, ni pliés et les plagioclases ne sont jamais brisés. Ces observations caractérisent des microstructures typiquement magmatiques qui ont figé l'architecture du pluton à l'état visqueux. Sur d'autres, les sous-joints sont plus fréquents dans le quartz et les plagioclases peuvent être brisés avant la cristallisation totale du quartz (les fissures sont remplies de quartz interstitiel en continuité optique avec le quartz matriciel) : cet état microstructural correspond à une déformation acquise au stade intermédiaire ou fini-magmatique (microstructure submagmatique). Enfin, sur quelques sites, les minéraux ont subi une déformation plastique non négligeable (le quartz présente de nombreuses bandes de pliage et des néograins apparaissent ponctuellement, les micas sont tordus par flexion et/ou par *kink-band*...) et attestent une déformation naissante à l'état solide de type « basse température ».

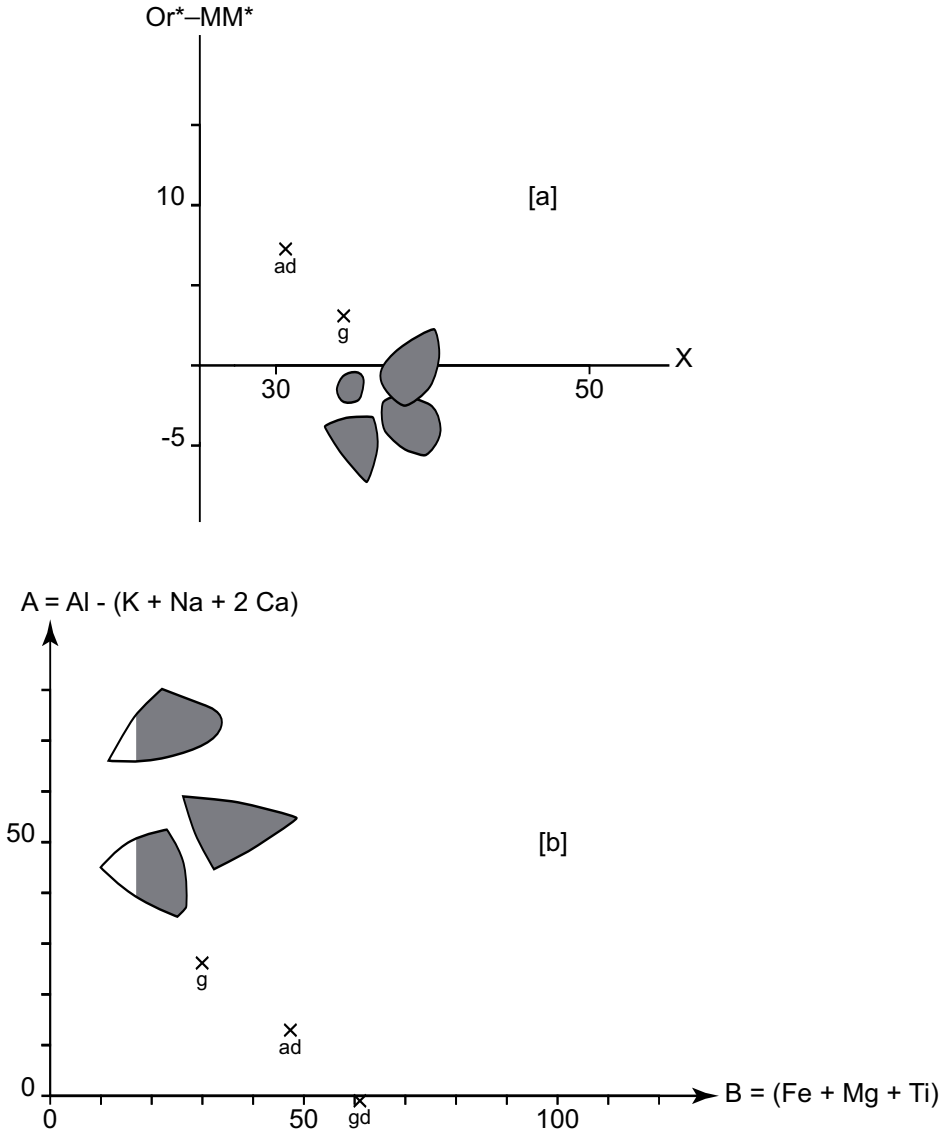


Fig. 4 - Position des faciès chimiques du granite de Bressuire dans le diagramme Or^*-MM^*-X de H. de La Roche *et al.*, (1980) [a] et dans le diagramme A-B de F. Debon et P. Le Fort (1983) [b] (d'après Cuney *et al.*, 1992)

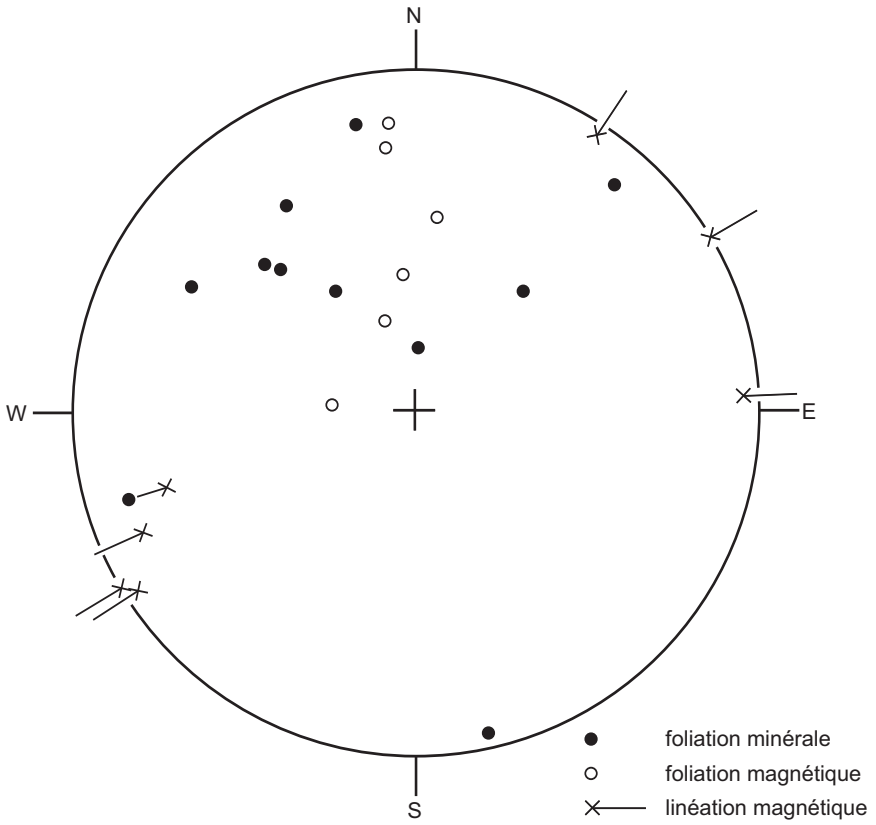


Fig. 5 - Orientation des structures planaires (pôles) et linéaires dans le granite de Bressuire (extrémité sud-est) (17 mesures). Canevas de Schmidt - hémisphère inférieur

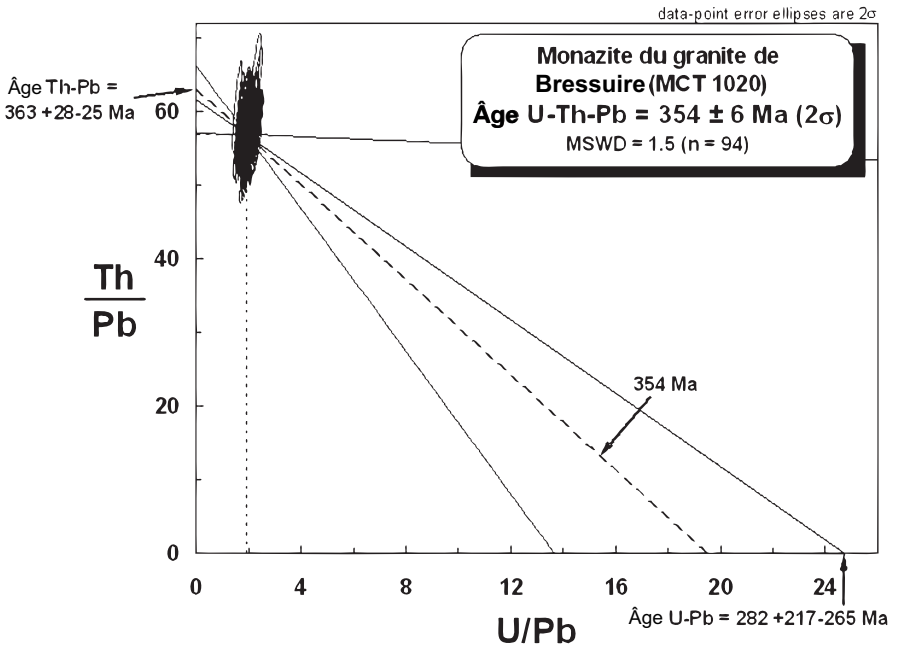


Fig. 6 - Diagramme isochrone $Th = f(U/Pb)$ obtenu sur un lot de monazites du granite de Bressuire (éch. MCT1020) (d'après Cocherie, inédit). L'isochrone théorique est notée en pointillés (354 Ma). Ici, sa pente est proche de celle de la droite de régression. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur. Les âges Th-Pb et U-Pb, obtenus sur les intercepts, doivent être identiques dans la limite des erreurs, afin d'autoriser le calcul d'un âge moyen. Les hyperboles d'erreur définissent le domaine d'incertitude de part et d'autre de la droite de régression

Âge radiométrique. Compte-tenu de ses caractéristiques chimico-minéralogiques, le granite de Bressuire a été comparé aux plutons leucogranitiques de la Chaîne varisque et, notamment, à ceux du plateau des Millevaches (Limousin) (Dhoste, 1980). À ce titre, G. Lerouge (1987) a proposé de le rapporter au Carbonifère supérieur (*cf.* Westphalien supérieur-Stéphanien inférieur). Dans cette perspective, le granite de Bressuire serait contemporain des dernières intrusions leucogranitiques varisques, reconnues en Bretagne méridionale et dans le Limousin, dont les âges radiométriques s'échelonnent entre - 305 et - 300 Ma (Vidal, 1973 ; Duthou, 1978). À l'occasion du lever de la feuille Moncutant, un échantillon collecté à proximité de la Croix Pineau, sur la commune de Chiché (X = 393,1500 ; Y = 2201,7750) a donné lieu à une datation U-Th-Pb sur monazites. Trente-trois grains de grande taille ont été séparés et montés en section polie pour être étudiés au MEB. Sur les cent analyses réalisées, quatre-vingt-quatorze ont pu être traitées dans le diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) qui donne un âge moyen à 354 ± 6 Ma (Tournaisien) (fig. 6), interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite (BRGM, 2008).

$m\hat{P}^{3M}$. **Granite de Pouzauges : monzogranite à biotite \pm hornblende, à grain moyen (limite Tournaisien-Viséen : 347 ± 4 Ma).** Le granite de Pouzauges est un vaste batholite, de forme oblongue, qui s'allonge selon une direction moyenne N105°E. Il couvre une superficie d'environ 125 km² et à son extrémité ouest, il tangente l'accident de Secondigny (voir feuille Les Herbiers, n° 537). Sur la feuille Moncutant, il apparaît au Nord-Ouest de La Forêt-sur-Sèvre, secteur au niveau duquel il se marque dans la topographie par une morphologie ondulée « en bosses et creux ».

Défini et sommairement décrit à la fin des années 1950 et au début des années 1960 (Mathieu et Brillanceau, 1957 ; Brillanceau, 1962), ce granite a fait l'objet d'observations ponctuelles (Wyns, 1980) puis de levés détaillés dans le cadre de l'élaboration des feuilles Chantonay (n° 563), Les Herbiers (n° 537) et Bressuire (n° 538). À l'échelle cartographique, le granite de Pouzauges montre des contours irréguliers, lobés, et renferme de très nombreuses enclaves de roches métamorphiques (*cf.* formation de Montournais), de taille parfois importante, ce qui atteste une étroite imbrication entre l'intrusion et son encaissant métamorphique. Comme l'avait signalé G. Mathieu (1953, 1954), cette particularité suggère que le toit du batholite est proche de la surface topographique actuelle. Globalement, dans la zone cartographiée, le granite de Pouzauges peut être facilement étudié. En particulier, dans la mesure où il a subi une intense météorisation sphéroïdale, il affleure sous la forme de tors au sommet des points hauts ou compose des accumulations de blocs et de dalles le long des versants. Les meilleurs affleurements se répartissent à l'Ouest de la D 33, sur la commune de Saint-André-sur-Sèvre (la Beurrerie, les Noues, les Roches...).

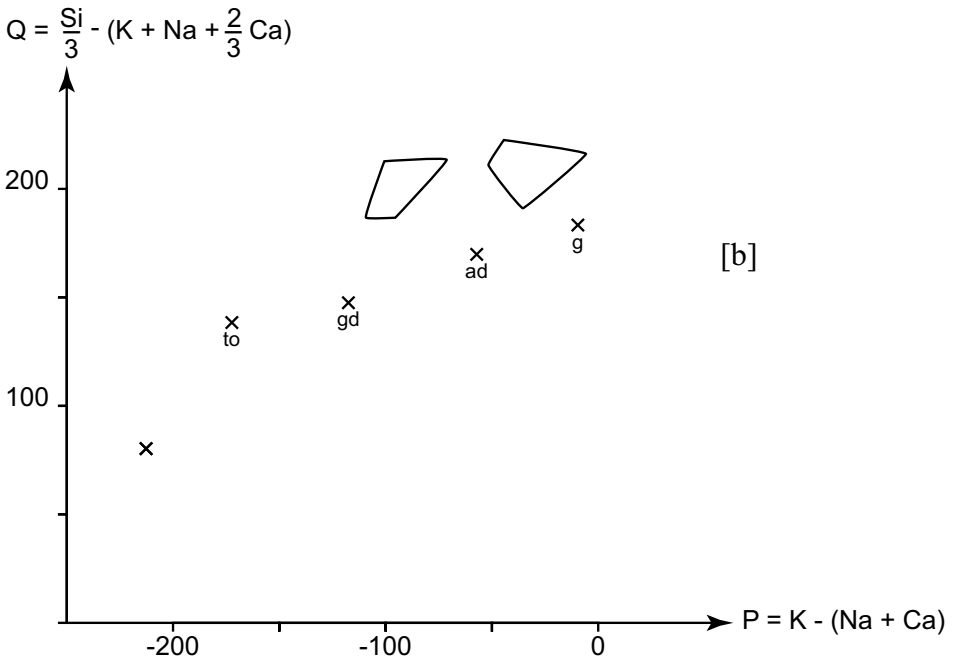
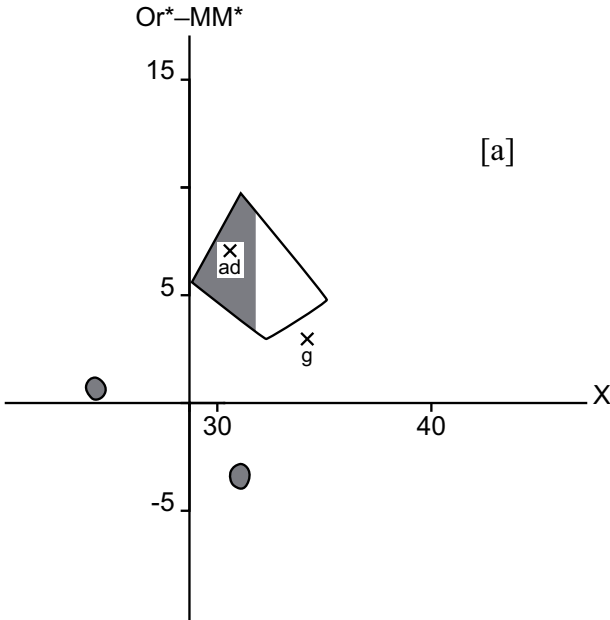


Fig. 7 - Position du granite de Pouzauges dans le diagramme Or*-MM*-X de H. de La Roche *et al.*, (1980) [a] et de ses faciès chimiques dans le diagramme Q-P de F. Debon et P. Le Fort (1983) [b] (d'après Cuney *et al.*, 1992)

Pétrographie - Minéralogie. Du point de vue pétrographique, ce granite est relativement homogène : de teinte sombre en raison de l'abondance de minéraux ferro-magnésiens (biotite), à texture isométrique équante, son grain est moyen (3-5 mm) à gros (5-7 mm). Le quartz, globuleux, est parfois accompagné de feldspath potassique blanc en prismes de 7 à 10 mm de long et la hornblende verte apparaît ponctuellement. De plus, il renferme des « *enclaves microgrenues sombres* » (*sensu* Didier et Lameyre, 1969a), de taille pluri-centimétrique. Les observations en lame mince montrent que les plagioclases, à macle polysynthétique, sont abondants et forment de grandes lattes tandis que les felspaths potassiques (orthose à macle de Carlsbad et microcline perthitique) se présentent en plages xénomorphes. Ces données confèrent au granite de Pouzauges un caractère de monzogranite.

Géochimie. Les analyses chimiques (éléments majeurs) disponibles sur le granite de Pouzauges proviennent de plusieurs sources : A. Brillanceau (1962), R. Wyls (1980) et M. Cuney *et al.* (1992), ces derniers ayant réinterprété les données issues d'un échantillonnage réalisé par le CEA entre 1967 et 1968 (série CAV-A). Les échantillons de la série CAV-A révèlent une composition chimique variable avec :

- 70,80 % < SiO₂ < 74,50 % ;
- 3,35 % < [Fe₂O₃ + MgO + TiO₂] < 6,40 % ;
- 0,10 % < CaO < 2,50 %.

Fortement siliceux, ce granite, riche en alcalins (4,95 % < [Na₂O + K₂O] < 7,85 %) mais également en fer (2,85 % < Fe₂O₃ < 4,50 %) est nettement alumineux (12,70 % < Al₂O₃ < 13,95 %). Dans le diagramme Q-P de nomenclature chimique de F. Debon et P. Lefort (1983), les points analytiques définissent deux groupes de composition qui montrent que le granite de Pouzauges n'est pas une intrusion homogène tandis que dans le diagramme Or*-MM*-X de typologie chimique de H. De La Roche *et al.* (1980), ces points se placent dans le champ des granitoïdes calco-alcalins (fig. 7).

Structures et microstructures magmatiques. A l'œil nu, il est difficile voire impossible de déceler une structuration d'origine magmatique quand bien même des cristaux sub-automorphes de feldspaths potassiques sont présents. En revanche, l'examen au microscope de certains échantillons atteste incontestablement une déformation post-magmatique (à l'état solide) : les plagioclases sont tordus voire même brisés, le quartz a subi une recristallisation partielle (sous-grains) et la biotite est déstabilisée en chlorite. Selon toute vraisemblance, cette déformation de type BT est à mettre en relation avec les nombreux décrochements, de direction N125°E en moyenne, qui découpent le granite de Pouzauges (voir feuille Les Herbiers, n° 537).

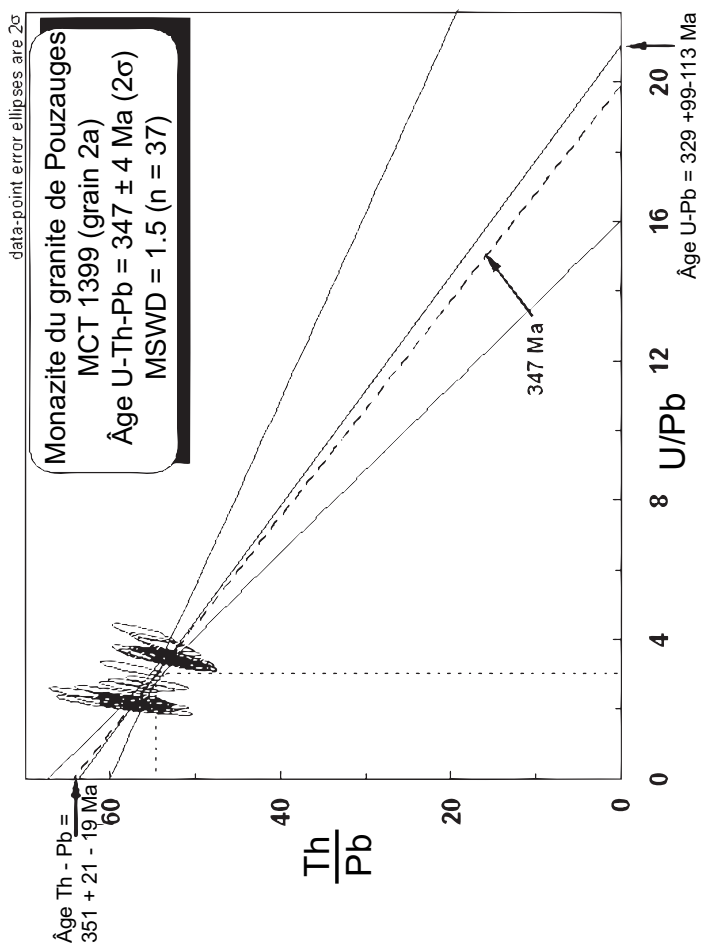


Fig. 8 - Diagramme isochrone $\text{Th} = f(\text{U/Pb})$ obtenu sur une monazite du granite de Pouzauges (éch. MCT1399) (d'après Cocherie, inédit). L'isochrone théorique est notée en pointillés (347 Ma). Ici, sa pente est très proche de celle de la droite de régression. L'âge et l'erreur sur l'âge sont calculés au barycentre des points analytiques représentés par leur ellipse d'erreur

Âge radiométrique. Les premières données radiochronologiques obtenues sur le granite de Pouzauges sont dues à J. Sonet (1968). Avec la méthode Rb-Sr sur roches totales, il a obtenu un âge (recalculé) à 445 Ma, qui, compte-tenu de la forte dispersion des points analytiques, doit être considéré comme uniquement indicatif. Une nouvelle datation, mettant en œuvre la même méthode, a permis de définir, à partir de huit échantillons, une isochrone à 483 ± 22 Ma (avec $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_i = 0,70768$), qui a été interprétée comme l'âge de mise en place du batholite à l'Ordovicien inférieur (Wyns *et al.*, 1988). Enfin, plus récemment, la méthode U-Pb sur zircons a fourni un âge à 456 ± 5 Ma considéré comme l'âge minimum du granite de Pouzauges (Rolin *et al.*, 2000). Par ailleurs, la fraction de zircons analysée la plus proche de la concordia donne un âge maximum à 510 ± 14 Ma (*op. cit.*).

Les âges disponibles jusqu'à présent qui situent l'intrusion du granite de Pouzauges dans la formation de Montournais à l'Ordovicien sont difficilement compatibles avec les observations effectuées dans le Haut-Bocage vendéen et les interprétations qui en découlent (Poncet, 1993). C'est pourquoi, une datation U-Th-Pb sur monazites a été décidée dans le cadre du lever de la feuille Moncoutant. Un échantillon a été prélevé au Sud-Ouest du hameau des Roches, sur la commune de Saint-André-sur-Sèvre (X = 366,5500 ; Y = 2201,6125). Quinze grains ont été séparés et étudiés au MEB. À une exception près, tous ces grains sont très corrodés voire même altérés. Un seul (grain 2a), automorphe, est parfaitement sain. Compte tenu de la faible teneur en Th des monazites, le diagramme Th/Pb = f(U/Pb) n'a pas pu être utilisé. En revanche, le grain 2a dont les teneurs en Th et U sont élevées a permis son utilisation : un âge à 347 ± 4 Ma (limite Tournaisien – Viséen) a été obtenu (fig. 8). Cet âge est considéré comme celui de la cristallisation du grain 2a, représentatif de l'ensemble des grains de monazite du granite de Pouzauges (BRGM, 2008). Le même échantillon a également donné lieu à une datation U-Pb sur zircons : quatorze grains ont permis d'obtenir un âge à 498 ± 4 Ma (Cambrien supérieur), tout à fait différent de celui déterminé sur la monazite (BRGM, 2009). Limpides et bien conservés, ces zircons doivent néanmoins être considérés comme ayant enregistré des héritages.

KkMo. Cornéennes et schistes tachetés. Comme cela a été précisé sur les feuilles Chantonay (n° 563), Les Herbiers (n° 537) et Bressuire (n° 538), la mise en place du granite de Pouzauges s'est accompagnée du développement d'une auréole de contact. Plus ou moins étendue selon le secteur considéré, cette auréole correspond à l'aire d'apparition de deux faciès particuliers : des cornéennes et des schistes tachetés. Ces deux faciès ont été reconnus sur la feuille Moncoutant.

Cornéennes. De teinte sombre (grises à noires), les cornéennes sont des roches dures, non fissiles, à grain très fin (< 0,5 mm) où, sauf exception, les minéraux ne sont pas visibles à l'œil nu (sur certains échantillons, des paillettes

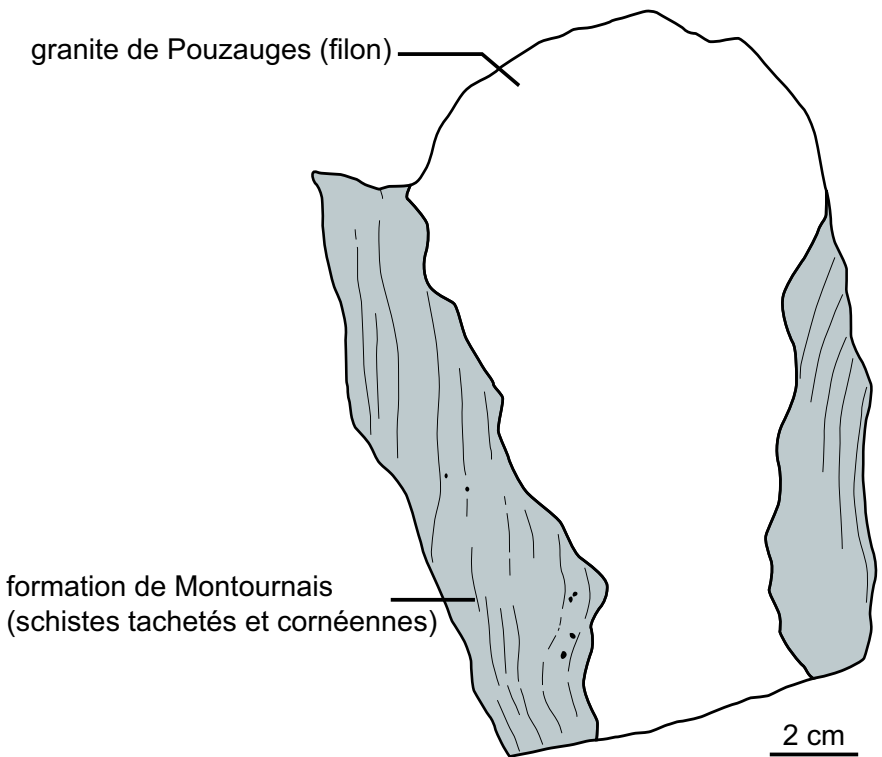


Fig. 9 - Relations structurales entre le granite de Pouzauges et son encaissant métamorphique (formation de Montournais) (éch. MCT1503 : le Puy Michenet, Saint-André-sur-Sèvre)

de muscovite, plus rarement de biotite, peuvent être observées). En lame mince, elles présentent une texture granoblastique. Elles sont composées d'une matrice essentiellement quartzreuse où peuvent apparaître, soit de la muscovite, soit de la biotite auxquelles s'ajoute du grenat.

Schistes tachetés. Localement, les méta-grauwackes de la formation de Montournaise acquièrent une texture noduleuse liée à l'apparition de blastes ovoïdes de 3 à 5 mm de diamètre. Totalement pseudomorphosés (quartz + micas), ces blastes, statiques sur la schistosité de flux, sont probablement d'anciens cristaux de cordiérite.

Répartition - Organisation. Loin de représenter l'essentiel des roches au sein de l'auréole, les cornéennes et les schistes tachetés n'apparaissent que très ponctuellement. Pour les cornéennes, c'est le cas, par exemple, sur la commune de Saint-André-sur-Sèvre, à la Gannerie et au Puy Boutet où elles ont été exploitées, probablement pour la production de matériau d'empierrement, au Puy Michenet... En règle générale, elles coiffent les points hauts (« *puys* »). Les schistes tachetés, plus anecdotiques, ont été identifiés à la Billetière (Menomblet), à la Charouillère (Saint-André-sur-Sèvre)... Sur certains affleurements, notamment à Bonne-Mort (Saint-Marsault), cornéennes et schistes tachetés peuvent être associés. Ailleurs, les roches qui affleurent se rattachent aux faciès identifiés dans la formation de Montournaise, principalement des méta-grauwackes. Pour autant, certaines montrent des signes patents d'un effet thermique se traduisant par une recristallisation partielle qui tend à estomper la schistosité de flux du matériel initial. D'autres se chargent en feldspaths blancs à section quadrangulaire. Enfin, ces deux faciès ne montrent aucune organisation à l'échelle cartographique. En d'autres termes, et contrairement à ce qui a été affirmé par P. Rolin *et al.* (2000, 2004), les cornéennes *sensu stricto* n'isolent pas le granite de Pouzauges de son encaissant métamorphique.

Relation « plutonisme - schistogenèse ». À plusieurs reprises, des enclaves anguleuses de matériel schistosé (méta-grauwackes de la formation de Montournaise), de taille variable (décimétrique à plurimétrique), ont été identifiées au sein du granite de Pouzauges. De plus, au Nord de Menomblet et de Saint-Marsault, le pluton recoupe nettement les trajectoires de la schistosité de flux de son encaissant. Ces observations qui tendent à démontrer que le granite de Pouzauges s'est mis en place dans une série dont la structuration était déjà acquise rejoignent les conclusions de R. Wyns (1980), R. Wyns et J. Le Métour (1983), R. Wyns *et al.* (1988). En clair, le granite de Pouzauges serait un pluton circonscrit qui a recoupé son encaissant à l'emporte-pièce (fig. 9) : le métamorphisme de contact serait donc postérieur au métamorphisme régional. En revanche, elles contredisent celles de P. Rolin *et al.* (2000, 2004) qui proposaient que ce granite ait intrudé, sous la forme d'un laccolite, une série sédimentaire non métamorphisée en y développant un métamorphisme de

contact (dans ce schéma, le métamorphisme régional qui structure l'encaissant serait postérieur à l'intrusion).

ŸG. Granite à biotite du Gros-Châtaignier. Ce granite n'affleure que dans le village du Gros-Châtaignier, entre L'Absie et Chantemerle, où il détermine une butte. On peut l'observer au pied des bâtiments et dans une ancienne carrière où il a surtout été exploité pour ses arènes sableuses (« *chappe* »). Vers le Sud-Est, il apparaît au sein de cornéennes soit sous la forme de petits stocks de granite à biotite à grain fin et texture isométrique, soit en bouffées à tendance porphyroïde incorporant des enclaves métriques de cornéennes.

Pétrographie - Minéralogie. À l'échelle de l'échantillon, l'aspect est assez hétérogène, tant au niveau de la teinte (biotite plus ou moins abondante), que du grain (faciès moyen à fin, isogranulaire ou à tendance porphyroïde à phénocristaux de feldspath) et de l'habitus des minéraux (feldspath quadrangulaire ou non). Apparemment isotrope à l'affleurement, une orientation fruste soulignée par la biotite est identifiable à la loupe.

En lame mince, la texture est hypidiomorphe, à tendance monzonitique, à grain moyen (≤ 5 mm). Le plagioclase est subautomorphe à automorphe, fortement séricitisé et parfois piqueté de paillettes de mica blanc secondaire. Il est zoné dans les faciès riches en enclaves de cornéennes. Le feldspath potassique est de type microcline, xénomorphe à subautomorphe, englobant fréquemment de petits cristaux de plagioclase. Le quartz forme des plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes englobant de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite altérée. La biotite, en petites lamelles fréquemment kinkées, est complètement altérée en chlorite + minéraux de fer et/ou titane auxquels s'ajoute parfois un peu de mica blanc. La muscovite primaire est peu abondante, xénomorphe et interstitielle. Les minéraux accessoires, associés à de la biotite altérée, sont la monazite-zircon, apatite, oxydes de fer et/ou titane.

Les enclaves de cornéennes montrent une texture granoblastique. Elles sont constituées principalement de plagioclase zoné et de biotite presque entièrement chloritisée. Quartz, feldspath potassique et muscovite sont localement présents. Les minéraux accessoires sont les mêmes que ceux du granite.

Gisement et éléments de datation. Le gisement de cette petite intrusion évoque celui du granite de Pouzauges. Comme pour ce dernier, le toit du granitoïde est proche de la surface topographique actuelle. Il a envahi progressivement son encaissant en y injectant des apophyses de dimension variable et en y développant des cornéennes. L'extension cartographique des cornéennes, l'orientation de la schistosité de flux de l'encaissant en bordure de l'auréole de contact, l'orientation de quelques filons granitiques, enfin les données gravimétriques (BRGM, 1991) montrent que le complexe granitique se développe selon une direction NE-SW. Au Sud-Ouest, il est brutalement

interrompu par l'accident de Secondigny qui ne provoque qu'une déformation fragile du granite (quartz à extinction onduleuse, biotites kinkées) et des cornéennes. À l'Est, la bordure du granite de Largeasse est sécante sur le complexe du Gros-Châtaignier, ce qui implique que ce dernier lui est antérieur (contact intrusif).

En l'absence de données géochimiques et géochronologiques, il est délicat de savoir à quel épisode magmatique rapporter cette intrusion. Son antériorité par rapport au massif granitique de Neuvy-Bouin et sa minéralogie amènent à le comparer soit au granite à biotite dominante du complexe granitique de Moulins – les Aubiers – Gourgé (fM^{2-3}), soit au granite à deux micas de Bressuire (mB^{2-3}).

Cornéennes en relation avec l'intrusion du granite du Gros-Châtaignier. Entre le ruisseau de Saint-Étienne et le massif granitique de Neuvy-Bouin, la formation de Montournais est affectée par un recuit thermique qui aboutit en plusieurs localités au développement de cornéennes (le Gros-Châtaignier, l'Ibaudière...). Ces roches sombres et très dures ont d'ailleurs fait l'objet d'une exploitation dans l'ancienne carrière de la Gagnerie (La Chapelle-Saint-Étienne). L'examen en lame mince montre que le phénomène de recuit est postérieur à la paragenèse symmétamorphe à biotite des métasédiments. À l'Est du Gros-Châtaignier, les cornéennes sont envahies de bouffées granitiques à grain fin où apparaissent des phénocristaux de feldspaths automorphes zonés. Quelques occurrences de schistes tachetés à biotite font également partie de cet ensemble.

Ce métamorphisme de contact est lié à l'intrusion d'un granitoïde dont le seul affleurement est situé au Gros-Châtaignier.

Massif granitique de Neuvy-Bouin

Le massif granitique de Neuvy-Bouin forme un vaste pluton qui s'étend largement sur la feuille Moncutant. Il affleure également sur les feuilles Parthenay (n° 565) et Mazières-en-Gâtine (n° 588). Au total, il couvre une superficie d'environ 200 km². De forme sub-circulaire, il est à l'Ouest et au Sud, intrusif dans les métamorphites de la formation de Montournais et, au Nord, en contact avec la diorite quartzique de Moncutant. Il se compose de deux principales intrusions, à savoir, le granite de Largeasse et le granite de Pougne-Hérissou, l'un et l'autre exposant deux principaux faciès.

Ce pluton a fait l'objet de nombreux travaux. Dans les années 1950-60, des prospections ont été réalisées par le Commissariat à l'Énergie Atomique (DREM Vendée) pour rechercher des indices de minéralisations uranifères. Dans le même temps, puis postérieurement, M. Dhôte (1961, 1962a, 1980) y a

entrepris une étude systématique (pétrographie, minéralogie et chimie) qui lui a permis de préciser la répartition et les caractéristiques des principaux faciès qu'il avait identifiés. Enfin, au début des années 1980, dans le cadre d'études menées par le BRGM en vue de sélectionner des sites de forages profonds pour stocker des déchets radioactifs longue vie, J. Delfour *et al.* (1983) se sont attachés à préciser l'extension et la structuration magmatique des principaux faciès granitiques ainsi que la fracturation du pluton. Ces observations ont été complétées par une campagne de géophysique hélicoptérée réalisée à la demande de l'ANDRA (1991).

$p \gamma_{L}^{2-3}$. **Granite de Largeasse : monzogranite à biotite, à texture porphyroïde (Viséen : 340 ± 4 Ma).** Ce faciès occupe principalement la partie ouest du pluton. De teinte sombre (gris-bleuté), c'est un granite à grain moyen (3-5 mm) voire à gros grain (5-7 mm), à texture porphyroïde. Le feldspath potassique, blanc ou rose, forme des méga-cristaux quadrangulaires de 20 à 50 mm de long (et jusqu'à 70 mm). L'augmentation de la taille de ces méga-cristaux s'accompagne d'une diminution de la taille des autres minéraux. De plus, de La Chapelle-Seguïn (Vernoux-en-Gâtine) à Trayes, ils deviennent très abondants et constituent de véritables cumulats. La taille des méga-cristaux permet de distinguer deux pétrotypes (Delfour *et al.*, 1983) :

– *un faciès franchement porphyroïde*. Sa composition minéralogique comprend quartz + microcline + plagioclase [An_{20-30}] + biotite + apatite + zircon \pm épidote (pistachite) ;

– *un faciès à tendance porphyroïde* dans lequel les MFK ne dépassent pas 20 mm de long. Ce faciès qui occupe la bordure du pluton au Sud, à l'Ouest et au Nord-Ouest est associé à des pegmatites. Il est marqué par la présence de muscovite (rare) et de grenat.

Enfin, ces faciès renferment des enclaves ovoïdes ou lenticulaires, de taille centimétrique à pluri-centimétrique, mélanocrates, à grain très fin (< 1 mm), où apparaît parfois du plagioclase (ce sont les « *crapauds* » des carrières).

Structures magmatiques. Les méga-cristaux de feldspath potassique, dans une moindre mesure les lattes de biotite, montrent fréquemment une orientation préférentielle d'origine magmatique (absence de déformation plastique ou fragile post-solidus des minéraux). Cette orientation correspond à une foliation minérale qui a été relevée au sein du faciès à texture porphyroïde dans la région de La Chapelle-Seguïn (Vernoux-en-Gâtine) : sa direction moyenne s'établit à $N90^{\circ}E$ pour un pendage moyen à fort vers le Nord (Delfour *et al.*, 1983).

Âge radiométrique. Une datation U-Pb sur zircons a été réalisée sur un échantillon prélevé dans le faciès à texture porphyroïde. L'intercept supérieur de la discordia obtenue permet d'obtenir l'âge de la cristallisation du zircon soit

340 ± 4 Ma (Cuney *et al.*, 1993b). Cet âge situe la mise en place du granite de Largeasse à la base du Viséen.

γ_{P-H}^2 . **Granite de Pougne-Hérissou : leucogranite à deux micas, à grain moyen (Viséen à Namurien ?)**. Ce faciès se développe au Centre et au Sud-Est du pluton. Là encore, deux pétrotypes peuvent être identifiés (Delfour *et al.*, 1983) :

– un faciès à grain moyen (3-5 mm) ou à gros grain (5-7 mm), à texture franchement porphyroïde. Les méga-cristaux de feldspath potassique (20 à 30 mm en moyenne et jusqu'à 50 mm) sont abondants. Il affleure à l'Est de Neuvy-Bouin (où il est marqué par une forte météorisation spéroïdale) et au Sud-Ouest de Pougne-Hérissou ;

– un faciès à grain fin (1-3 mm) ou moyen (3-5 mm), à deux micas, où la présence de rares méga-cristaux de feldspath potassique confère à la roche une texture à tendance porphyroïde.

Dans un cas comme dans l'autre, la texture est équante (pas d'orientation minérale décelable à l'œil nu). Hormis la présence de muscovite, relativement abondante, la composition minéralogique du granite de Pougne-Hérissou est proche de celle du granite de Largeasse : quartz + microcline + plagioclase [An₁₀₋₃₀] + biotite + muscovite + apatite + zircon + rutile ± sphène.

Chimie. Les analyses chimiques réalisées sur les granites de Largeasse et de Pougne-Hérissou (éléments majeurs) à partir de la série d'échantillons CAV-A (CEA, 1967-68) mettent en évidence trois groupes de compositions (fig. 10) :

– *un ensemble faiblement cafémique à alumineux*. Il se décompose en deux faciès (L1 et L2) et correspond au granite de Largeasse avec :

- 69,60 % < SiO₂ < 72,60 % ;
- 2,60 % < [Fe₂O₃ + MgO + TiO₂] < 4,30 % ;
- 7,75 % < [Na₂O + K₂O] < 8,35 % ;
- 0,95 % < CaO < 1,85 % ;

– *un ensemble alumineux*. Il comprend deux faciès (P1 et P2) et représente le granite de Pougne-Hérissou avec :

- 69,75 % < SiO₂ < 73,45 % ;
- 2,05 % < [Fe₂O₃ + MgO + TiO₂] < 4,10 % ;
- 7,30 % < [Na₂O + K₂O] < 8,95 % ;
- 0,55 % < CaO < 1,40 % ;

– *un ensemble fortement alumineux*. Il regroupe des leucogranites à deux micas, à grain fin ou moyen, qui apparaissent ponctuellement dans les granites de Largeasse et de Pougne-Hérissou (P3).

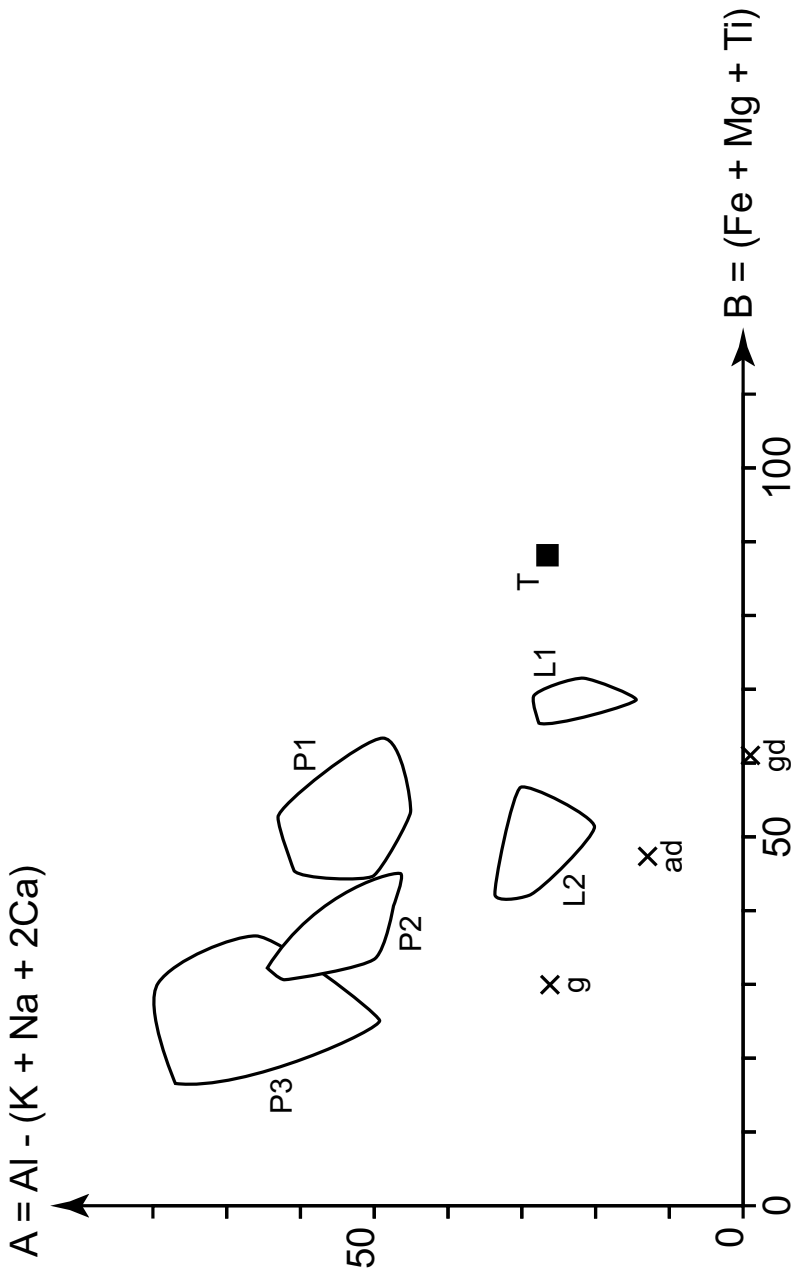


Fig. 10 - Position des faciès chimiques du massif granitique de Neuvy-Bouin dans le diagramme A-B de F. Debon et P. Le Fort (1983) (d'après Cuney et al., 1992 ; Cuney et al., 1993b)

Ces compositions chimiques - comme celles des biotites ($17,50\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 19,10\%$ et $4,90\% < \text{MgO} < 7,90\%$) - sont communément observées dans les granites alumino-potassiques.

S'ajoute à ces trois groupes, un échantillon récolté à Traves (T) dans le faciès monzogranitique qui révèle une composition chimique de granitoïde typiquement sub-alkalin ($\text{SiO}_2 = 66,05\%$), appartenance confirmée par les teneurs en Al_2O_3 faible ($13,85\%$) et en MgO forte ($11,00\%$) des biotites.

Relation entre le granite de Largeasse et le granite de Pougne-Hérisson. Compte tenu des observations qu'il a pu faire sur le terrain, M. Dhoste (1980) envisage que le massif granitique de Neuvy-Bouin soit le siège d'une zonalité pétrographique et géochimique. En d'autres termes, il propose qu'il y ait un passage progressif entre le granite de Largeasse et le granite de Pougne-Hérisson marqué par l'atténuation (ou la disparition) du caractère porphyroïde et le développement de la muscovite. Dans ce schéma, la zonation observée résulterait d'une différenciation magmatique provoquée par une cristallisation fractionnée. J. Delfour *et al.* (1983) proposent une hypothèse qui va à l'encontre de celle formulée par M. Dhoste (1980). En effet, certains affleurements (par exemple, le long de la D 140, au Sud-Est de Traves) montrent un contact magmatique franc, souligné par une bordure pegmatitique, entre le granite de Largeasse et le granite de Pougne-Hérisson. C'est pourquoi, ces derniers considèrent que le massif granitique de Neuvy-Bouin est composé de deux intrusions magmatiques successives. D'ailleurs, au Sud-Ouest de Neuvy-Bouin, la limite cartographique du granite de Pougne-Hérisson qui est nettement sécante sur la foliation magmatique de direction E-W identifiée dans le granite Largeasse, corrobore ce modèle.

Complexe granitique Moulins – les Aubiers – Gourgé

Le complexe granitique Moulins – les Aubiers – Gourgé (Dhoste, 1980) constitue un vaste ensemble plutonique qui affleure de Maulévrier, au Nord-Ouest (feuille Cholet, n° 510), à Gourgé, au Sud-Est (feuille Parthenay, n° 565), sur une superficie d'environ 700 km². Au Nord-Est, il est contigu aux anatexites de la Tessoualle et, au Sud-Ouest, il est limité par l'accident de Bressuire – Vasles. Schématiquement, ce complexe comprend des granodiorites à biotite ± hornblende, des monzogranites à biotite et des leucogranites à deux micas (ces derniers sont les seuls visibles sur la feuille Moncutant).

***AM*²⁻³ Granite de Moulins : leucogranite à biotite dominante, à grain fin (Viséen : vers 340 Ma).** Reconnu au Nord-Est de l'accident de Bressuire – Vasles, ce granite constitue l'encaissant des anatexites cartographiées au Sud-Est de Saint-Sauveur-de-Givre-en-Mai. Sur la feuille Moncutant, il est fortement arénisé et aucun affleurement ne permet d'en

réaliser des observations correctes. Pour autant, il peut être étudié dans de bonnes conditions sur les feuilles Bressuire (n° 538) et Thouars (n° 539). C'est un leucogranite à deux micas (avec Bt > Ms), à grain fin (1-3 mm) et à texture isométrique quasi systématiquement orientée qui fait partie des faciès leucogranitiques identifiés dans le complexe granitique Moulins – les Aubiers – Gourgé (Dhoste, 1980 ; Poncet, 1993). Une datation U-Th-Pb sur monazites a été réalisée sur ce faciès à partir d'un échantillon récolté à la Grellière, au Nord-Ouest de Chiché (feuille Bressuire, n° 538) et a donné un âge vers 340 Ma (Rolin *et al.*, 2004). Ce dernier est confirmé par une datation K-Ar sur muscovite effectuée sur un faciès à muscovite dominante prélevé au Nord-Ouest des Aubiers en limite nord de cette même feuille qui a donné un âge à 340 ± 5 Ma situant sa cristallisation au Viséen (*op. cit.*).

Granitoïdes en filons

N°. **Granite à deux micas, à grain fin.** Des filons de roches claires (roses à beiges), à grain fin ou très fin (± 1 mm), extrêmement tenaces, ont été identifiés sur la bordure nord de la diorite quartzique de Moncoutant - qu'ils recoupent - et dans les métamorphites de la formation de Montournais, principalement à l'Est de Boismé. De puissance variable (décimétrique à plurimétrique), ces filons qui n'ont pas été systématiquement cartographiés, ont été signalés et décrits par M. Dhoste (1964, 1980). Observables dans le hameau des Bordes (Boismé) où ils ont fourni des blocs polyédriques pour l'appareillage des murs de certains bâtiments, à la Denière (Chiché), à la Châtaigneraie (Clessé)..., ces roches qui évoquent des aplites sont principalement composés de quartz, de microcline et de plagioclase (An₁₀₋₁₅) auxquels s'ajoutent, en très faible quantité, de la muscovite et, accessoirement, de la biotite. La texture, généralement équante, peut être localement orientée. La direction de ces filons, sub-verticaux, varie de N115°E à N160°E. Compte tenu du contexte local, il est probable que ce cortège filonien soit génétiquement lié à la mise en place des intrusions (leuco)granitiques.

Amas siliceux

Q. Quartz hydrothermal. Un seul filon de quartz a été figuré. Il s'agit de celui qui jalonne l'accident N120°E bréchifiant la bordure sud-ouest de la diorite quartzique de Moncoutant à la Nouette, au Nord-Est de Saint-Pierre-du-Chemin.

DOMAINE CENTRAL VENDÉEN

Unité de Chantonnay

L'unité de Chantonnay, qui affleure dans l'angle sud-occidental de la feuille Moncoutant, est constituée par une puissante série épimétamorphique à dominante détritico-volcanique d'âge cambrien à dévonien. Ces terrains appartiennent à la terminaison du large synclinal de Saint-Prouant, développé sur la feuille Chantonnay (n° 563). La terminaison périssynclinale est notamment dessinée par les deux niveaux repères que sont le quartzite de la Châtaigneraie (Arénig supposé) et les phanites ordovico-siluriennes du groupe de Réaumur. Les terrains situés sous le quartzite de la Châtaigneraie comprennent deux assises rapportées au Cambrien : les formations des Gerbaudières et du Bourgneuf. Cette dernière est surmontée par un épisode volcanique à caractère pyroclastique daté de la base de l'Ordovicien (ignimbrites de la Châtaigneraie et faciès associés). Le cœur de la structure est occupé par les pélites du groupe de Réaumur, dont la partie supérieure renferme une faune du Dévonien (Wyns *et al.*, 1989b). Le groupe de Réaumur est intrudé par le petit massif granodioritique de Breuil-Barret, dont la mise en place intervient après la déformation synschisteuse de son encaissant.

Dans le détail, les flancs et l'extrémité du synclinal de Saint-Prouant montrent une déformation complexe qui se traduit par la répétition par plissement et écaillage de la série cambro-ordovicienne (Mathieu, 1937 ; Bouton, 1990). Cette déformation atteint son paroxysme plus au Sud-Est, dans la région du Beugnon (feuille Coulonges-sur-l'Autize, n° 587) où elle aboutit à une imbrication étroite des différentes assises. Ainsi, le quartzite de la Châtaigneraie, au lieu de former un niveau continu, est-il écaillé et dilacéré en de multiples lames à pendage SW ou en lentilles d'orientation NW-SE.

Remarque. Les terrains de l'unité de Chantonnay sont affectés d'un métamorphisme épizonal de type schistes verts à la base de la série lithostratigraphique, à anchizonal dans sa partie supérieure (*cf.* basaltes de la Meilleraie : Thiéblemont, 1987). Leur recristallisation est souvent modeste et, sauf cas particulier, l'origine du matériel sédimentaire ou volcanique est toujours manifeste. Pour cette raison et pour ne pas alourdir le propos, on abandonnera généralement le recours au préfixe méta (métapélite, métavolcanite...).

KG. Formation des Gerbaudières : pélites sombres et grès gris (Cambrien présumé). Cette assise a été définie par R. Wyns (1980) en référence aux schistes affleurant aux Gerbaudières, dans la tranchée de l'ancienne voie de chemin de fer. Elle montre également de nombreux affleurements à la faveur du relief qui longe l'accident de Secondigny entre Saint-Pierre-du-Chemin et L'Absie. Elle se compose de pélites et de grauwackes fines, le plus souvent gris-bleu sombre, parfois presque noires. Cette teinte

sombre et la prédominance des faciès fins permettent la distinction avec les terrains de la formation du Bourgneuf.

Le faciès type est constitué de pélites grises à noires, à débit en plaquettes centimétriques, alternant avec des passées ampélitiques et gréseuses. Ces pélites sont tantôt homogènes, tantôt présentent un litage millimétrique souligné par des lamines claires. Elles contiennent épisodiquement des lits de grès fins, gris clair, de puissance plurimillimétrique à centimétrique, qui donnent des nodules centimétriques par plissement et boudinage. Au Sud et au Sud-Est du Bourgneuf (Saint-Paul-en-Gâtine), ces caractéristiques lithologiques sont moins affirmées : la teinte devient plutôt bleu sombre et les passées gréseuses sont plus fréquentes. La même tendance s'observe dans la partie supérieure de la formation, où apparaissent en outre des passées microconglomératiques (clastes jusqu'à 10 cm) annonçant les faciès de la formation du Bourgneuf.

En lame mince, la granulométrie est celle d'une argilite, d'une siltite ou d'un grès fin. Lorsqu'un litage est exprimé (alternances siltite - grès fin par exemple), les clastes sont plutôt bien classés au sein des différents lits. Ils se composent essentiellement de quartz et de feldspath. Le mica détritique est rare. Les argilites sombres sont finement recristallisées en séricite et chlorite, riches en opaques, et parcourues de minces filonnets quartzeux à texture granoblastique. Elles s'enrichissent localement en matière organique pour donner des ampélites. Les alternances silto-gréseuses d'échelle millimétrique à centimétrique montrent une succession irrégulière de lits clairs finement gréseux, riches en épидote, et des lits phylliteux sombres riches en opaques. Les faciès gréseux sont des grauwackes arkosiques, grisâtres à bleues, de granulométrie moyenne à fine (0,1 à 0,25 mm), qui évoluent parfois vers des termes subarénitiques plus grossiers, parfois microconglomératiques (clastes < 1 mm). Leur composition est identique à celle des faciès grossiers rencontrés dans les formations du Bourgneuf et de Montournais.

kB. Formation du Bourgneuf : grauwackes tufacées, pélites, conglomérats polygéniques (Cambrien supérieur présumé) (500 m ou plus). La formation tire son nom du village du Bourgneuf (Bourg Neuf sur la carte à 1/50 000, feuille Fontenay-le-Comte), situé immédiatement au Sud du bourg de Saint-Pierre-du-Chemin. Elle a d'abord été décrite par G. Mathieu (1937), puis de façon plus précise par R. Wyns (1980) et P. Bouton (1990). Elle est comprise stratigraphiquement entre les pélites grises des Gerbaudières et le quartzite de la Châtaigneraie.

La formation grésopélitique du Bourgneuf comprend deux affleurements séparés par le massif ignimbritique de la Châtaigneraie. Au Nord-Est et à l'Est, elle constitue l'enveloppe externe du périsynclinal de Saint-Prouant. Son second affleurement est situé dans l'angle sud-ouest de la feuille.

La formation est bien exposée dans les nombreuses vallées subméridiennes transversales à la disposition des couches, ainsi que sur les hauteurs méridionales de la commune de Saint-Paul-en-Gâtine. Elle est représentée par des alternances décimétriques à plurimétriques irrégulières de microconglomérats et conglomérats à graviers, grauwackes arkosiques lithiques moyennes, grauwackes fines, pélites et argilites. À l'état sain, la teinte d'ensemble est bleu vert pour les termes gréseux, bleu plus sombre pour les pélites et les argilites. Des verts plus soutenus tendant vers le bleu Cobalt sont observés à Saint-Pierre-du-Chemin (la Plissonnière, le Gât). Au Sud-Est du massif ignimbritique de la Châtaigneraie, les sédiments présentent une teinte plus brune. La formation du Bourgneuf recèlent quelques corps filoniens doléritiques et rhyolitiques, mais en moindre proportion que vers le Sud-Est (feuilles Coulonges-sur-l'Autize, n° 587, et Mazières-en-Gâtine, n° 588).

L'étroite bande schisteuse qui, de l'Étruyère à La Chapelle-au-Lys, est conservée sur le flanc sud-ouest du synclinal de Saint-Prouant, présente un faciès moins caractéristique. La sédimentation est dominée par des pélites bleues à beiges, tantôt homogènes, tantôt d'aspect rubané, dans lesquelles les passées grauwackeuses sont absentes ou rares.

L'importance de la tectonique (failles et plissements) rend délicate l'évaluation de la puissance de cette assise. Sur la feuille Chantonay (n° 563), elle est estimée à 500-1 000 m (Wyns *et al.*, 1988).

Les grauwackes, qui constituent le faciès dominant, ont des teintes verdâtres, bleues ou brunes. Leur granulométrie est très variable et l'on passe constamment, plus ou moins brutalement, de termes gréseux grossiers à tendance microconglomératique à des grauwackes moyennes, puis fines, enfin à des siltites. Les clastes ont une composition assez constante : quartz (50-55 %) à cachet pyroclastique ou rhyolitique fréquent, feldspath alcalin (15-20 %) souvent kaolinisé, plagioclase (10-20 %), éléments lithiques (5-15 %), enfin muscovite et chlorite (1-5 %). La matrice initialement argilo-silteuse est finement recristallisée en quartz, séricite, chlorite et épidote. L'épidote est également présente sous forme de grains plus développés (0,2-0,4 mm), apparemment mimétiques d'anciens clastes. Certains grès s'appauvrissent en matrice argileuse au point de s'apparenter à des arénites arkosiques.

Les faciès fins sont des pélites et des argilites vertes ou bleues, faiblement pyriteuses, généralement homogènes, mais parfois finement laminées.

La sédimentation enregistre des arrivées sporadiques de matériel grossier sous la forme de décharges pluridécimétriques lenticulaires de microconglomérats et de conglomérats à graviers ou galets. Les clastes sont jointifs ou plus fréquemment dispersés au sein d'une matrice grauwackeuse, présentent une granulométrie de graviers ou de petits galets (< 5 cm). La brèche polygénique de

la Jarousselière décrite par A.-D. Berre (1967) contient des blocs atteignant 10 cm. Outre du quartz filonien, des chertites et des épicroclastes variées (argilites et pélites micacées, grauwackes arkosiques tufacées), on y rencontre de nombreux éléments d'origine volcanique ou hypovolcanique, acide et basique : quartz rhyolitique, épidote, laves à composition et texture rhyolitiques, laves quartzo-feldspathiques et plagioclasiques, roches basiques doléritiques.

Lithostratigraphie. La monotonie d'ensemble des faciès et la tectonique ne permettent pas d'établir de subdivisions lithostratigraphiques au sein de la formation du Bourgneuf, sauf dans sa partie terminale, au contact des volcanites de la Châtaigneraie (voir plus loin). À la base, la transition lithologique avec la formation des Gerbaudières, relativement progressive, n'est pas toujours aisée à tracer. Il est possible que ce caractère apparemment graduel provienne pour partie de répétitions tectoniques non identifiées (écaillage).

Milieu de dépôt. La sédimentation grésopélimitique s'organise en séquences à caractère turbiditique :

- alternances pluridécimétriques à métriques de bancs de grauwackes moyennes et d'argilites, ces derniers étant moins épais. La base des bancs gréseux peut être légèrement érosive, présenter un granoclassement normal et parfois remanier des galets arrachés au lit argileux sous-jacent. Cette succession est la plus commune ;
- succession régulière de minces bancs grauwackeux homogènes, de 3 à 10 cm de puissance, à limites parallèles, sans granoclassement vertical ni base érosive, à rares interlits argileux ;
- lits gréseux fins, discontinus, lenticulaires, à litage oblique, alternant avec des pélites homogènes.

Ces séquences caractérisent des processus de mise en place par des coulées de grain et des courants de turbidités dans un contexte de cône probablement sous-marin. L'abondance des clastes volcaniques et hypovolcaniques montre que cette sédimentation est alimentée en continu par une intense activité volcanique et volcanoclastique.

Éléments de datation. Aucune découverte paléontologique n'a été faite dans la formation du Bourgneuf. Son attribution au Cambrien est admise depuis G. Mathieu (1937), essentiellement en raison de sa position stratigraphique sous des quartzites attribués au Grès armoricain (Mathieu, 1937 ; Ters, 1979 ; Wyns, 1980 ; Bouton, 1990). Plus récemment, un âge cambrien supérieur a été proposé. Il se fonde sur la découverte, dans la formation de Sigournais, équivalent stratigraphique de celle du Bourgneuf, de brachiopodes de la famille des *Orthidae* dont l'âge serait compris dans l'intervalle Cambrien supérieur - Ordovicien moyen (détermination Havlicek, *in* Wyns *et al.*, 1988).

Les récentes datations radiochronologiques effectuées sur les volcanites de la Châtaigneraie fixent leur mise en place à l'Ordovicien inférieur (voir ci-dessous), âge compatible avec une attribution à la limite Cambrien - Ordovicien du sommet de la formation du Bourgneuf.

Filons hypovolcaniques associés à la formation du Bourgneuf

La série terrigène du Bourgneuf, riches en éléments volcaniques remaniés, recèle en outre quelques filons doléritiques et parfois rhyolitiques. Dans l'emprise de la feuille, les dolérites ne sont représentées que dans le synclinal de Saint-Prouant et les rhyolites au Sud-Est du massif ignimbrétique de la Châtaigneraie. Il n'en est pas de même sur les feuilles voisines, où les deux types de filons coexistent de part et d'autre du massif ignimbrétique (feuilles Chantonay, n° 563, et Coulonges-sur-l'Autize, n° 587).

dβ. Dolérites. Ces corps doléritiques, dont la dimension est souvent trop insuffisante pour qu'ils soient représentés sur la carte, sont formés de roches sombres, denses, massives, riches en amphiboles et en feldspath. Les faciès non schistosés conservent une texture doléritique de grain fin (0,5 mm). Ils n'ont pas fait l'objet d'une étude pétrographique spécifique sur la feuille Moncoutant. Sur la feuille Coulonges-sur-l'Autize (n° 587), ces faciès sont décrits comme des roches à texture doléritique ou subtrachytique, grenue ou microgrenue, isogranulaire ou porphyrique, composées essentiellement de plagioclase damouritisé, de hornblende verte et/ou brune et d'opaques. Elles sont altérées en actinote, chlorite, épidote et calcite. Le quartz est absent ou n'existe que sous forme interstitielle (silicification secondaire). Ces corps doléritiques semblent plutôt concordants avec la stratification.

p. Rhyolites. Un mince niveau rhyolitique affleure à la Rétière et à la Tourte (La Réorthe), dans l'angle sud-occidental de la feuille. De 3 à 4 m de puissance, il est constitué d'un faciès schistosé à phénocristaux de quartz et de feldspath disposés dans une mésostase granoblastique blanchâtre. Aux épontes, l'encaissant métasédimentaire (pélites sombres et de grauwackes arkosiques) présente une teinte rouille et un caractère bréchi que compatibles avec une mise en place sous forme filonienne. Ce filon est concordant avec la stratification des dépôts détritiques dans lesquels il s'insère, ce qui suggère qu'il s'agit plutôt d'un sill.

Données géochimiques. L'étude géochimique des filons doléritiques et rhyolitiques inclus dans le Cambrien supposé a été effectuée sur la feuille Chantonay (n° 563) par D. Thiéblemont (1987). L'analyse des dolérites (8 échantillons) donne des compositions basaltiques ($\text{SiO}_2 < 53\%$) et des teneurs relativement élevées en MgO (entre 5 et 8 %) qui attestent du faible taux de différenciation de la série. Les éléments majeurs et en traces montrent des affinités avec les séries tholéitiques intra-continetales.

Ignimbrites de la Châtaigneraie : ignimbrites, rhyolites, volcanoclastites, pierre des Plochères (Cambrien supérieur à Trémadoc). Cette assise est représentée dans la presque totalité de l'unité de Chantonnay. Sur la feuille Moncoutant, elle se présente sous plusieurs formes :

- au Sud-Ouest, l'affleurement de 1,5 à 2 km de largeur qui s'étend de la Tuilerie du Bourg Bâtard à la Voye, appartient à la longue bande rhyolitique connue depuis Sainte-Cécile au Nord-Ouest jusqu'à La Chapelle-Bâton au Sud-Est, soit sur environ 70 km. Il est composé presque exclusivement d'ignimbrites (Boyer-Guilhaumaud, 1974 ; Bouton, 1990). Sa puissance, difficile à évaluer, pourrait atteindre plusieurs centaines de mètres ;
- une assise mince et discontinue, conservée à la base du quartzite de la Châtaigneraie sur le flanc nord-est du synclinal de Saint-Prouant, exposant des faciès plus variés, notamment des dépôts volcanoclastiques et des rhyolites. La pierre des Plochères appartient à cet ensemble ;
- des corps étroits, dissociés cartographiquement du quartzite de la Châtaigneraie, constitués d'ignimbrites (massif du Tail, le Breuil-Barret) ou de faciès déformés dont la nature originelle est plus difficilement identifiable (« rhyolites schisteuses »).

ip. Ignimbrites. Rose, verdâtre, grise ou blanche à l'affleurement, la roche contient de 10 à 40 % de phénocristaux automorphes à subautomorphes de quartz et de feldspath. Ces porphyroclastes dont la taille est comprise entre 0,2 et 4 mm, sont dispersés dans une mésostase d'aspect discontinu, au sein de laquelle s'individualisent (Boyer-Guilhaumaud, 1974 ; Bouton, 1990) :

- des structures en « flamme » (fiammes) formant des lentilles flexueuses aux extrémités déchiquetées, grises, vert sombre ou plus fréquemment roses lorsqu'elles sont dévitrifiées (ces fiammes sont caractéristiques des ignimbrites) ;
- des figures de dévitrification roses à section globuleuse ;
- des enclaves épicalistiques et magmatiques (xénolites) qui représentent rarement plus de 10 % de la roche ;
- des flammèches centimétriques vertes ou noires, d'aspect satiné, ayant en lame mince l'aspect de loupes phylliteuses aphyriques. Il pourrait s'agir de fragments de ponce.

Malgré une certaine monotonie d'aspect, imputable en grande partie à la déformation et aux recristallisations épimétamorphiques, on observe des variations concernant la richesse en phénocristaux, en enclaves et en fragments de ponce. Aucun signe de remaniement n'est constaté.

En lame mince, les phénocristaux de quartz et de feldspaths sont dominants. Le quartz (55 %) est automorphe à subautomorphe et affecté de phénomènes de surfusion. Il présente souvent un façonnement pyroclastique : cassures courbes,

quartz en écharde ou en cimenterre. Les feldspaths alcalins montrent également, mais dans une moindre mesure, des phénomènes de surfusion et d'éclatement. Il s'agit de microcline et de grands cristaux perthitiques altérés en kaolinite. De petits clastes subautomorphes ou xénomorphes d'albite (An_5) s'observent dans la plupart des faciès. On compte en outre toujours une faible proportion de biotite chloritisée, de zircon et de sphène.

La mésostase, finement grenue, a une texture felsitique discontinue et contournée. Elle est constituée de cristallites de quartz, feldspath, séricite, chlorite et épidote. Localement, elle peut être affectée par des dévitrifications développant des structures axiolitiques et des sphérolites isolées ou en amas. Ces dernières forment parfois d'étroits canalicules mimétiques de la texture pyroclastique initiale, mais plus généralement des structures globuleuses massives (0,5 à 5 mm de section). Celles-ci se composent d'un cortex feldspathique fibro-radié et d'un cœur isogranulaire feldspathique ou quartzofeldspathique. D'une manière générale, la recristallisation synmétamorphe de ces roches a effacé la texture vitroclastique initiale de la mésostase. Cependant, l'observation microscopique dans le plan perpendiculaire à l'étirement permet parfois d'identifier des textures reliques caractérisant des ignimbrites à mésostase très discontinue, des ignimbrites flammées (tufs soudés) et des brèches pyroclastiques type nappe de ponce (Bouton, 1990).

ρ. **Rhyolites, ignimbrites et tuffites indifférenciées.** On regroupe sous cette appellation des rhyolites massives et des faciès fortement déformés de composition rhyolitique que G. Mathieu (1937) désignait comme « rhyolite talqueuse » ou « rhyolite schisteuse ».

Les faciès schisteux résultent de la déformation de roches à composition rhyolitique dont on ne saurait déterminer s'il s'agissait à l'origine de laves, d'ignimbrites ou de tuffites. On les observe en particulier dans les écaillages tectoniques du Grand Village, au Sud de Saint-Pierre-du-Chemin, et dans ceux de La Chapelle-aux-Lys (le Lys). De teinte claire (blanc, jaune pâle ou vert pâle, parfois ocre clair), d'aspect satiné et de toucher soyeux, ces faciès montrent souvent un débit caractéristique en crayon. Ils renferment en quantité variable des phénocristaux automorphes ou subautomorphes de quartz et de feldspath dispersés dans un fond microcristallin blanc, finement granoblastique, constitué de quartz et de cristallites de chlorite et de muscovite. Certains faciès sont quasiment aphyriques.

Ces roches constituent le terme déformé et probablement hydrothermalisé de différents faciès volcaniques ou volcanoclastiques représentant les volcanites de la Châtaigneraie, voire éventuellement la base arkosique du quartzite de la Châtaigneraie. Elles sont le plus souvent accolées au quartzite de la Châtaigneraie, mais apparaissent aussi isolées au sein de la formation du

Bourgneuf. Dans ce dernier cas, elles soulignent les écaillages qui affectent la série paléozoïque.

#P. **Pierre des Plochères.** Conglomérat tufacé à pyrophyllite (0 à 30 m). La pierre des Plochères constitue un dépôt volcanoclastique lenticulaire conservé sous le quartzite de la Châtaigneraie. Elle tire son nom du village des Plochères, au Sud-Ouest de Saint-Pierre-du-Chemin, où elle était exploitée pour ses propriétés réfractaires et comme pierre de construction. C'est dans ce secteur que son épaisseur est la plus importante (25 à 30 m). Les anciennes exploitations des Plochères et de la Chambaudière étant aujourd'hui partiellement ennoyées, il est plus aisé d'observer la formation au Sud de Monpinson dans de petites carrières situées de part et d'autre du ruisseau.

L'origine volcano-sédimentaire du dépôt a été tardivement démontrée par les travaux de A.-D. Berre (1967). La roche a d'abord été définie comme une « porphyroïde » (cf. rhyolite) sur la première édition de la feuille à 1/80 000, La Roche-sur-Yon (Wallerant, 1892). A. De Lapparent (1909), surtout préoccupé par sa minéralogie, y vit un « psammite cristallin », roche sédimentaire ayant subi un métamorphisme important. Cette interprétation a été reprise par G. Mathieu (1937) et figure sur la seconde édition de la feuille à 1/80 000 (Mathieu, 1949).

La pierre des Plochères montre des teintes variées : violacée, lie-de-vin, rose ou rose foncé. Les pierres réservées à la construction sont plutôt roses, tandis que les grandes dalles utilisées pour les fours ou les passements de toiture ont une couleur bleu violacé. Les plans de schistosité sont talqueux au toucher. La roche est fortement étirée. Les sections perpendiculaires à l'étirement révèlent un conglomérat dont les éléments, millimétriques à décimétriques, sont presque exclusivement ou très majoritairement constitués de roches rhyolitiques porphyriques à phénocristaux de quartz. Ces clastes sont quasiment jointifs ou emballés dans une matrice tufacée souvent peu distincte des éléments lithiques. Ces derniers ont une teinte variable : sombres dans le secteur des Plochères, ils sont crème aux Rochettes. Dégagés, ils montrent des formes en amande ou en cigare. Les plus gros, qui atteignent une vingtaine de kilogrammes, étaient dénommés « *chaillins* » par les carriers.

En lame mince, les clastes d'origine volcanique contiennent des phénocristaux de quartz montrant l'habitus classique des quartz pyroclastiques : cristaux automorphes à golfe de corrosion, parfois fragmentés ou éclatés en éléments aciculaires courbes. On distingue d'autres phénocristaux difficilement identifiables : anciennes biotites (?) pseudomorphosées par des phyllites, feldspaths (?) pseudomorphosés par des micas blancs. La pâte microgrenue est constituée de quartz et de nombreuses phyllites d'aspect flexueux ou en amas. Quelques gros « *chaillins* » rhyolitiques contiennent des lentilles sombres

pluricentimétriques semblables aux flammes des ignimbrites. Certains clastes aphyriques jaunâtres pourraient être des tufs volcaniques.

Les clastes épicastiques comprennent des quartzarénites et des pélites. Ils sont quasi-absents dans la partie centrale de l’affleurement. Des galets de quartz filonien sont également représentés.

La matrice du conglomérat est également riche en quartz à cachet volcanique noyés dans un fond micacé formée d’un assemblage pyrophyllite + chloritoïde + muscovite ± paragonite (Sourisseau, 1983). On y rencontre quelques minéraux détritiques accessoires comme le zircon et la tourmaline, parfois des épidotes et des amas chloriteux. Selon A.-D. Berre (1967), l’épidote ne serait représentée qu’aux extrémités nord-ouest et sud-est de l’affleurement.

La granulométrie est très variable à l’échelle de la formation, plus régulière à celle de l’affleurement. Plutôt grossière aux Plochères, elle s’affine vers le Nord-Ouest (feuille Chantonay, n° 563) et le Sud-Est. Dans la tranchée de l’ancienne voie de chemin de fer de la Gazillère, la roche montre un grain fin et un aspect schistoïde grisâtre.

Dans les anciennes carrières du Moulin des Plochères et des Plochères, les clastes lithiques, dont la taille atteint 5 cm en section, sont presque uniquement constitués d’éléments rhyolitiques noirs. Au Moulin des Plochères, les bancs conglomératiques massifs et homogènes, de 2 m de puissance environ, sont parfois séparés par un lit pluricentimétrique de granulométrie plus fine (pélite gréseuse).

Les limites inférieure et supérieure de la pierre des Plochères s’observent à Monpinson et dans la carrière de la Chambaudière (fig. 11).

À Monpinson, la coupe discontinue visible le long du chemin en rive droite du ruisseau, comprend du Nord au Sud :

– la formation du Bourgneuf représentée par des pélites homogènes, d’abord bleues à vertes à petites taches ovoïdes vert sombre (1a), puis bleu violacé (1b). Les taches sombres s’avèrent être des amas chloriteux ou chlorito-sériciteux. Ce faciès fin, parfois pyriteux, affleure également dans la tranchée de l’ancienne voie de chemin de fer à la Touche (Breuil-Barret). Communément représenté au sommet de la formation du Bourgneuf, il pourrait représenter un terme de remaniement de volcanoclastites fines (cendres). Il forme d’ailleurs la matrice du lahar de la Coussaye (Le Retail, feuille Coulonges-sur-l’Autize, n° 587) ;

– après une lacune d’observation (8 m), une quinzaine de mètres d’un faciès schistoïde blanc, très plissé, localement riche en quartz rhyolitique (2p). Ce niveau très déformé correspond probablement à une rhyolite (il semble qu’il s’agisse du « grès » de Monpinson décrit par Berre, 1967) ;

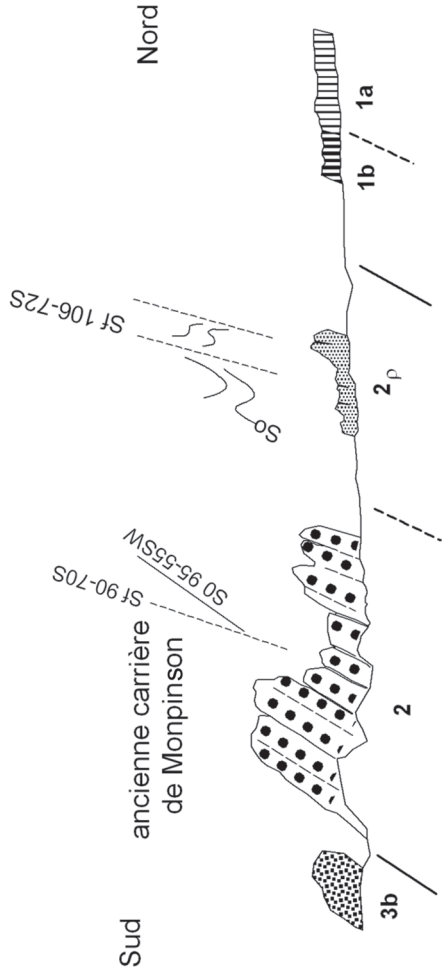
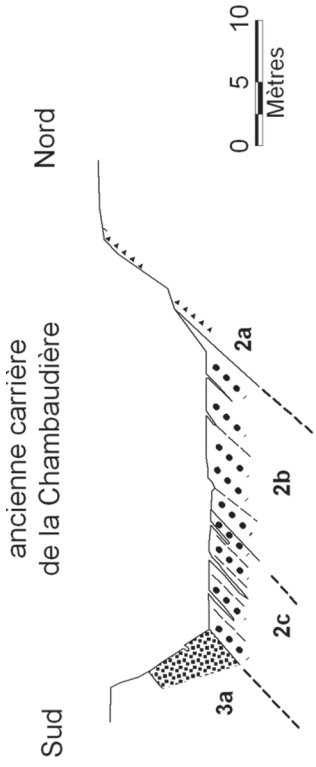


Fig. 11 - La pierre des Plochères dans les coupes de Monpinson et des Chambaudières (Saint-Pierre-du-Chemin).

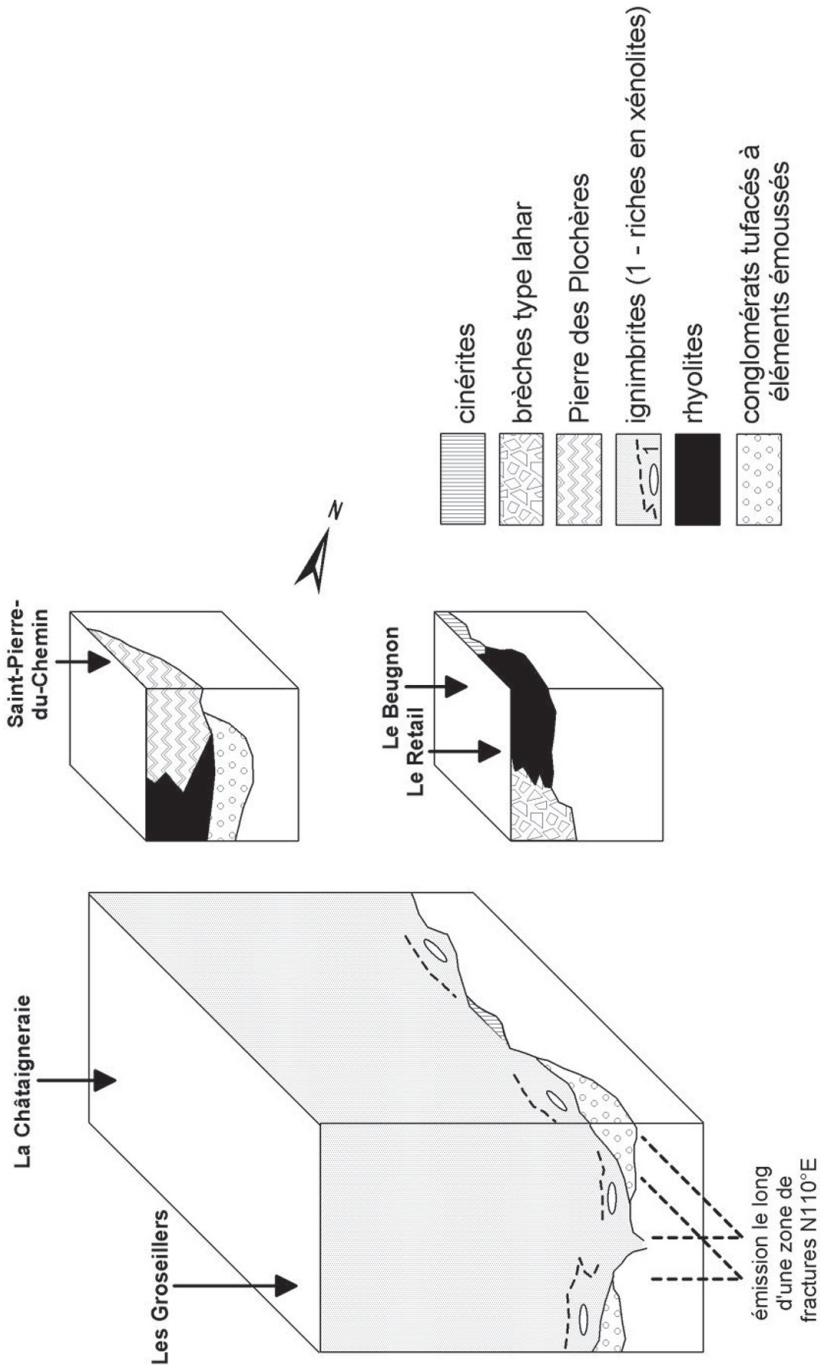


Fig. 12 - Répartition spatiale des ignimbrites de la Châtaigneraie et des faciès associés (d'après Bouton, 1990 modifié)

- après une nouvelle lacune, la pierre des Plochères (2 : 20 m environ) se présente en bancs conglomératiques de 0,2 à 2 m de puissance, limités par des passées fines pluricentimétriques. La granulométrie et l'épaisseur des bancs semblent augmenter vers le sommet ;
- un pointement d'arénite arkosique grisâtre (3b) indique le quartzite de la Châtaigneraie, sans que le contact avec la formation sous-jacente soit observable.

À la *Chambaudière*, les bords ouest et sud de l'ancienne excavation montrent la pierre des Plochères en contact avec la base du quartzite de la Châtaigneraie. La coupe est la suivante :

- 2a (1 à 2 m). Grauwacke tufacée rose, de grain moyen (0,5 mm), en bancs décimétriques à léger granoclassement normal ;
- 2b (environ 8 m). Grauwacke tufacée grossière et conglomérat lie-de-vin à rose, massif, peu ou pas stratifié. Les éléments figurés sont millimétriques à plurimillimétriques ;
- 2c (environ 5 m). Alternance de pélites lie-de-vin et de grauwackes tufacées grossières formant des bancs massifs de 1 à 2 m de puissance à limites planes parallèles ;
- 3a (> 5 m). Arénite grossière, rose, à matrice argileuse encore abondante (15 %), à graviers et petits galets peu usés de quartz, de volcanites et de pélites, puis quartzarénite claire, de grain moyen, en bancs de 5 à 20 cm à joints argileux verts centimétriques. Surfaces de bancs ondulées.

On note que dans cette carrière, la pierre des Plochères montre un caractère essentiellement arénacé (fraction détritique sableuse essentiellement quartzeuse), un bon granoclassement et des stratifications planes, autant d'éléments qui suggèrent un dépôt en milieu aquatique. De plus la transition avec le quartzite de la Châtaigneraie (3a) est progressive et concordante.

À l'Est de La Chapelle-aux-Lys, les terrains volcanoclastiques situés sous le quartzite de la Châtaigneraie perdent l'aspect typique de la pierre des Plochères, mais on y rencontre encore épisodiquement un faciès violacé fin évoquant une cinérite, avec des clastes millimétriques dispersés dans un fond sombre. La formation est plus généralement représentée par des tuffites à clastes rhyolitiques (20 % de quartz et de feldspath) et à matrice séricitique vert pâle.

Répartition des différents faciès. Sur la feuille Moncutant, la répartition des différents faciès pyroclastiques et épicyclastiques confirme le dispositif identifié à l'échelle de l'unité de Chantonay. Elle montre que la masse principale des ignimbrites s'est mise en place dans une longue dépression N110°E correspondant probablement à une zone de fracturation en extension active lors de l'épisode pyroclastique (fig. 12) :

– dans la partie centrale de l'unité de Chantonay, le long d'un axe approximativement N110°E, prédomine une série pyroclastique puissante (plusieurs centaines de mètres ?) et homogène, les faciès épicyclastiques, très subordonnés, étant limités à la base de la formation (feuille Coulonges-sur-l'Autize, n° 587) ;

– sur le flanc nord-est du synclinal de Saint-Prouant et dans son prolongement sud-oriental, la formation fait place à un ensemble plus mince (0 à 40 m ?), lenticulaire, où sont étroitement imbriqués des volcanites franches (rhyolites), des pyroclastites fines (cinérites), des tuffites, des coulées de boues volcanoclastiques (lahars) et des faciès où le remaniement par l'eau est sensible (épicyclastites).

La feuille Moncoutant permet de retrouver ce dispositif dans un contexte tectonique moins chahuté que sur les feuilles sud-orientales. Le pourtour de la terminaison périsynclinale précise les relations latérales entre les rhyolites et la pierre des Plochères. G. Mathieu (1937), suivi partiellement par A.-D. Berre (1967), plaçait les épanchements rhyolitiques au-dessus de la pierre des Plochères. La coupe de Monpinson montre au contraire la pierre des Plochères au-dessus des volcanites. L'abondance des clastes rhyolites et ignimbritiques contenus dans la pierre des Plochères accreditte cette succession.

Données géochimiques concernant les volcanites de la Châtaigneraie. L'analyse des éléments majeurs des ignimbrites de la Châtaigneraie montre qu'il s'agit de leucorhyolites potassiques, pauvres en fer, en calcium et en magnésium. Les alcalins présentent une mobilité importante dont l'origine paraît être secondaire (métamorphisme et hydrothermalisme). C. Boyer-Guilhaumaud (1974) attribue à ces volcanites une origine crustale. Aucune donnée récente ne permet d'en préciser l'affinité géochimique.

Les analyses réalisées sur la pierre des Plochères (tabl. 2) indiquent une roche riche en silice et pauvre en potassium et sodium. La comparaison avec les ignimbrites montre un appauvrissement en potassium, en sodium et, dans une moindre mesure, en calcium. L'analyse BIIIa qui correspond à un faciès moins typique de Plochères, à une composition la plus proche des pyroclastites.

Éléments de datation les volcanites de la Châtaigneraie. La position stratigraphique des ignimbrites de la Châtaigneraie entre la formation du Bourgneuf, attribuée au Cambrien supérieur, et le quartzite de la Châtaigneraie, assimilé au Grès armoricain, a conduit G. Mathieu (1937), puis R. Wyns (1980) et P. Bouton (1990) à les placer dans un intervalle comprenant le Cambrien supérieur et le Trémadoc.

Deux datations géochronologiques par la méthode U-Pb sur zircons viennent confirmer cette attribution. Sur la feuille Coulonges-sur-l'Autize (n° 587), un échantillon prélevé au Nord de Fenioux au sein du massif ignimbritique a donné

	N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO + Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	total
Ignimbrite de la Châtaigneraie	BG	74.68	12.5	2.53	-	0.33	0.82	2.04	5.22	0.07		1.49	99.68
	S.1'	83.75	10.05	1.83	T	0.04	0.13	0.05	0.29	0.15		2.26	98.55
	S.1''	85.06	8.57	1.94	0.02	0.27	0.15	0.03	0.1	T		1.99	98.13
	S.1'	80.8	13.33	1.58	T	0.05	0.16	0.04	0.41	0.15		3.02	99.54
Pierre des Plochères	S.b	79.37	15.22	2.05	T	0.07	0.09	0.08	0.69	0.49		3.32	101.38
	S.a	79.6	10.67	4.99	T	0.08	0.18	1.05	1.12	0.15		2.1	99.94
	L	80.6	13.3	2.4	-	0.1	0.2	0.8	0.9	-		2.5	100.8
	Bla	72.9	19.3	2.1	-	1.0	0.67	0.06	0.35	0.5	0.1	3.2	100.18
	BIIa	73.1	18.56	3.3	-	0.04	0.95	0.07	0.35	0.16	0.02	3.66	100.21
	BIIa	67.3	18.26	5.5	0.02	0.4	0.53	0.25	4.14	0.5	0.02	2.73	99.65

Tabl. 2 - Analyses sur roches totales des ignimbrites de la Châtaigneraie et de la pierre des Plochères (% poids d'oxydes) (d'après Boyer-Guilhaumaud, 1974 [BG : moyenne de 12 analyses] ; Sourisseau, 1983 [préfixe S, carrière des Plochères] ; de Lapparent, 1909 [L, analyse globale non localisée] ; Berre, 1967 [Bla : carrière du Calvaire ; BIIa : carrière des Plochères ; BIIa : le Bas Bouet])

un âge à 470 ± 11 Ma. Sur la feuille Moncoutant, la datation a porté sur un gros claste rhyolitique de la pierre des Plochères (« *chailin* » d'une dizaine de kilogrammes de la carrière du Moulin des Plochères, à Saint-Pierre-du-Chemin). Il donne un âge à 485 ± 14 Ma. Aux marges d'erreur près, les deux âges obtenus peuvent être considérés comme pénécotemporains : ils situent la mise en place des roches datées entre le sommet du Cambrien et l'Arénig, c'est-à-dire au Trémadoc.

02. Quartzite de la Châtaigneraie : quartzarénites blanches, arkoses (Arénig supposé) (30 à 50 m). Dans l'ensemble de l'unité de Chantonay, le quartzite de la Châtaigneraie constitue un niveau repère de grès blanc succédant aux ignimbrites de la Châtaigneraie ou à la formation du Bourgneuf (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980). Cette assise est bien représentée sur la feuille Moncoutant, mais offre peu d'affleurements remarquables excepté le site du viaduc de Coquilleau-sur-la-Mère (fig. 13). Ailleurs, l'écaillage tectonique intense qui l'affecte le réduit à l'état de lames étroites et discontinues, voire entraîne sa disparition complète (flanc sud du synclinal de Saint-Prouant). On peut néanmoins l'observer dans de petites carrières entre le Grand Village et la Jarousselière, au Sud de Saint-Pierre-du-Chemin et dans l'ancienne carrière du Lys (La Chapelle-au-Lys).

La formation est caractérisée par des quartzarénites blanches, moyennes à grossières, passant très rarement à des conglomérats à dragées de quartz et matrice quartzarénitique. Les clastes quartzeux sont toujours bien classés et la maturité du matériel sédimentaire est importante. Lorsque la stratification est conservée, elle s'exprime par des bancs décimétriques, parfois à joints argileux, subdivisés en lamines de 0,5 à 2 cm d'épaisseur. Ces dernières peuvent être planes et parallèles, ou bien obliques et biseautées.

Les quartzites sont affectés par une déformation cisailante dont la répartition est hétérogène : les faciès à caractères sédimentaires préservés (litage, forme des grains) voisinent avec des termes déformés très recristallisés. Dans ces derniers, l'examen en lame mince montre que les clastes quartzeux s'aplatissent dans le plan de la schistosité de flux tandis que leur pourtour recristallise en néograins. Ces néograins représentent jusqu'à 35 % de la roche. La déformation est maximale à la périphérie des lentilles quartzitiques. Elle se manifeste également le long de couloirs verticaux à l'intérieur d'assises gréseuses moins déformées.

L'intensité de la déformation rendent difficile l'établissement d'une stratigraphie au sein de la formation gréseuse. On peut toutefois estimer que la succession est la suivante :

– vers la base, des passées arkosiques grises, faiblement argileuses (moins de 5 % de phyllites), et d'épisodiques galets rhyolitiques témoignent du remaniement des ignimbrites de la Châtaigneraie. Ces faciès ne sont pas toujours aisés à distinguer des tuffites blanches ou verdâtres associées aux ignimbrites de

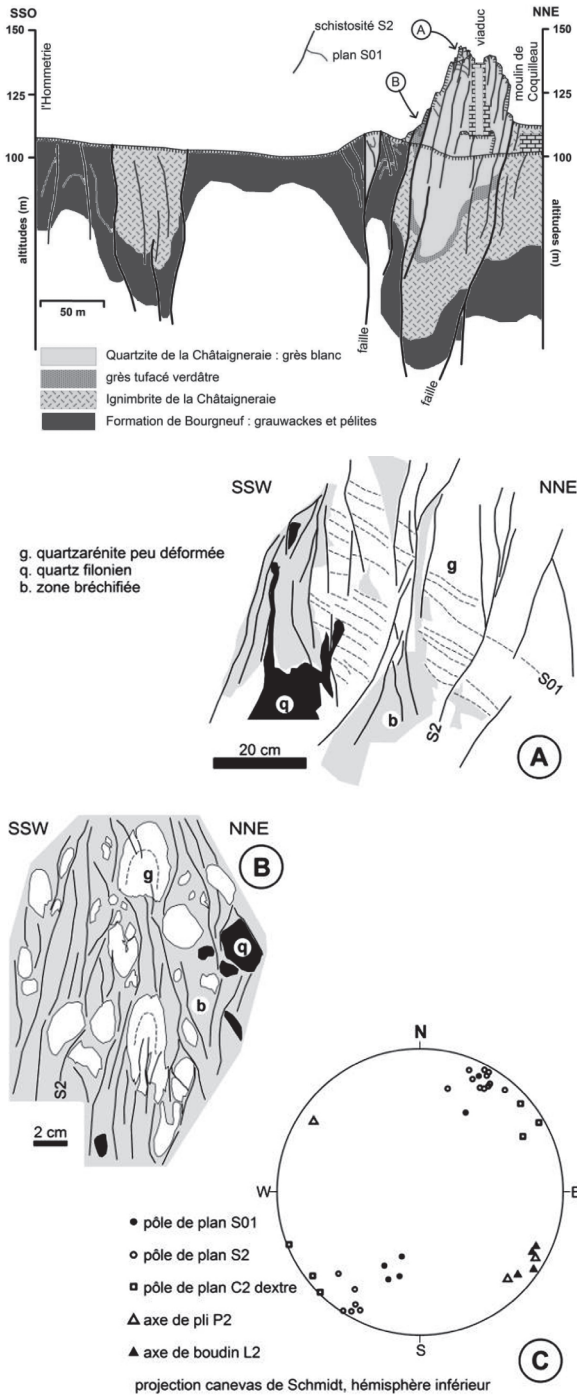


Fig. 13 - Le synclinal pincé de Coquilleau. Vue générale et détail des microstructures.

la Châtaigneraie. La coupe de la Chambaudière, à Saint-Pierre-du-Chemin (fig. 11), montre d'ailleurs une certaine continuité entre les faciès arénacés de la pierre des Plochères et la base du quartzite de la Châtaigneraie. Sur la feuille Montaigu (n° 536) également, les quartzarénites blanches succèdent à un niveau lenticulaire de grès lie-de-vin, qui peut tout aussi bien être assimilé à un faciès de remaniement latéral des ignimbrites qu'à un faciès basal du quartzite de la Châtaigneraie ;

– la partie médiane de la formation, la mieux préservée par la tectonique, est constituée des quartzarénites blanches caractéristiques décrites plus haut ;

– au sommet, on rencontre des grès très fins, gris-bleu, en bancs décimétriques (10 à 20 m ?).

La puissance de la formation gréseuse semble très variable. Les puissantes barres de Cheffois (feuille Chantonay, n° 563) suggèrent une épaisseur de l'ordre de 80 m (Wyns *et al.*, 1989a), tandis qu'elle ne paraît pas excéder la dizaine de mètres dans la petite carrière à l'Ouest de la Jarousselière (Saint-Pierre-du-Chemin). La formation y repose sur les ignimbrites selon un contact apparemment stratigraphique, visible sur la droite de la carrière (S₀ : N145-22SW). Les pélites grises de Réaumur affleurent dans le talus du chemin à une vingtaine de mètres au Sud de la carrière (S₀₋₁ : N110-40SW). Le quartzite s'y résume à un banc gréseux massif de 2 à 3 m, auquel succèdent 3-4 m de quartzarénite fine en bancs décimétriques à litage subparallèle. La granulométrie et l'épaisseur des bancs s'affinent vers le sommet. Le contact avec le groupe de Réaumur n'est pas visible.

Milieu de dépôt. Le quartzite de la Châtaigneraie présente un faciès très homogène dans l'ensemble de l'unité de Chantonay. Il est transgressif soit sur les ignimbrites de la Châtaigneraie qu'il remanie à sa base, soit directement sur la formation du Bourgneuf. Il se termine par un membre supérieur grésosargileux ou silteux (Wyns *et al.*, 1988 ; Bouton, 1990) qui est souvent tronqué par la tectonique. L'extension géographique importante (90 km) et la grande homogénéité lithologique de la formation montrent que la transgression s'effectue sur un substratum relativement arasé. Des paléoreliefs subsistent sur lesquels l'épaisseur de dépôt est réduite (la Jarousselière). Les caractères sédimentologiques paraissent s'inscrire dans un contexte de sédimentation marine peu profonde de type plate-forme sableuse. Des pistes de vers de la forme *Curvilinear* sp. indiquent un domaine marin restreint.

Éléments de datation. Remarques stratigraphiques. La formation est classiquement attribuée à l'Arénig en raison de sa position stratigraphique et de son faciès qui évoquent le Grès armoricain (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980 ; Bouton, 1990). Cependant, cette assimilation paraît abusive en raison de l'appartenance des deux formations à des domaines paléogéographiques

différents. D'autre part, elle n'est étayée par aucune donnée paléontologique puisque la formation est quasiment azoïque. Les seuls fossiles connus sont sans valeur stratigraphique : pistes de vers identifiées comme *Curvilinearus* sp. (Guillocheau, communication orale), récoltées par P. Bouton dans la carrière de Cheffois, sur la feuille Chantonay (n° 563).

Om-d. Groupe de Réaumur : pélites micacées grises, phtanites, grès sombres (g), dolérite ($\alpha\beta$) (Ordovicien moyen à Silurien et Dévonien) (800 m). Le groupe de Réaumur (Wyns, 1980), qui désigne l'ensemble des terrains - pélites, shales, phtanites et basaltes - succédant au quartzite de la Châtaigneraie, affleure largement au cœur du synclinal de Saint-Prouant. Il se caractérise par une série détritique à dominante pélitique, grise à noire, renfermant des passées microquartzitiques sombres. La stratigraphie du groupe de Réaumur a été établie par R. Wyns (1980) et R. Wyns *et al.* (1989b). Il est ainsi possible de distinguer un ensemble ordovico-silurien peu épais (100 m), situé entre le quartzite de la Châtaigneraie et la formation des phtanites comprise, et un ensemble dévonien, puissant de 600 à 700 m, couronné par les basaltes de la Meilleraie, ensemble volcanique sous-marin non représenté sur la feuille Moncoutant.

Schistes situés sous les phtanites (environ 100 m). La base du groupe de Réaumur est surtout exposée dans l'extrémité périsynclinale, au Nord-Est de La Chapelle-aux-Lys. Elle associe des pélites grises micacées, des pélites gris sombre, des pélites gréseuses grises ou vert sombre, à lits blanchâtres donnant des nodules blanchâtres par plissement, enfin des quartzwackes grises riches en muscovite détritique. Ces dernières se composent de clastes - quartz millimétrique à cachet rhyolitique, muscovite, chlorite et tourmaline - dispersés dans une matrice (40 %), initialement argileuse, recristallisée en quartz et phyllites. Ces quartzwackes constituent un niveau-repère de la base du groupe de Réaumur alors que les autres faciès sont également représentés au-dessus des phtanites. Au Nord du Lys, on trouve également à la base de la formation des pélites grises parsemées de petits éléments sombres (0,4 mm) qui, en lame mince, s'avèrent constitués d'amas ovoïdes de chlorite.

Phtanites (10-20 m). Cette assise discontinue associe des phtanites, roches dures, noires, parfois décolorées par l'altération, des pélites et des argilites grises (nous n'avons pas retrouvé toutes les lentilles de phtanites signalées par Mathieu). L'examen micrographique des phtanites révèle des microquartzites graphiteuses et pyriteuses, en lits millimétriques à centimétriques séparés par de minces interlits argileux ou argilo-quartzeux. Des microfossiles (radiolaires ?) se signalent par de petites taches circulaires claires remplies de quartz (0,1 à 0,3 mm de diamètre).

La déformation s'exprime généralement bien dans ces roches qui sont plissées et boudinées au sein des pélites encaissantes.

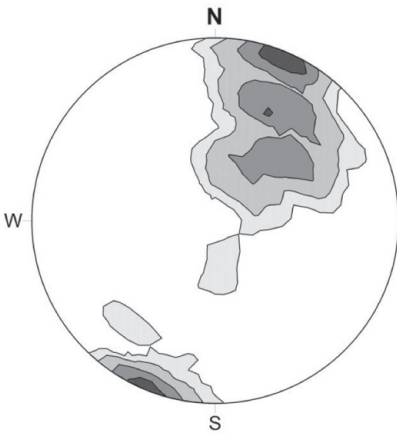
Éléments de datation. Sur la feuille Chantonmay (n° 563), les schistes associés aux phtanites ont livré des graptolithes de grande taille, mal conservés, attribués aux genres *Climocograptus* et *Glyptograptus* par R.B. Rickards, qui conclut à un âge Caradoc à Silurien supérieur (Wyns, 1980).

Schistes succédant aux phtanites (600-700 m). Ces pélites lustrées grises, plus ou moins gréseuses, occupent l'essentiel du synclinal de Saint-Prouant. Elles montrent des alternances millimétriques de lits argileux ou argilo-gréseux sombres et de lits clairs grésos-silteux ou gréseux fins, souvent boudinés et microplissés. Ces faciès sont toujours riches en petites muscovites et chlorites détritiques (50 à 200 µm). Ils admettent des récurrences de microquartzite graphiteux en lits pluri-millimétriques à centimétriques.

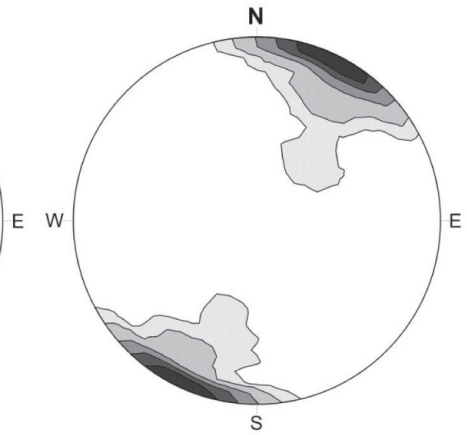
Dans la partie médiane de cet ensemble s'insère un mince banc de quartzarénite de grain fin à moyen (g). Gris sombre à la cassure, il acquiert à l'air une patine claire. Ce grès dur affleure de façon sporadique sur le flanc sud du synclinal de Saint-Prouant (la Boucherie, la Mîche, limite sud des cornéennes dans la vallée de la Mère), mais n'est représenté sur son flanc nord qu'au Paradis. Ce caractère discontinu s'explique probablement par la tectonique (écaillages et décrochements). Sur le plateau de la Boucherie (La Tardière), il forme un pointement que prolongent de gros blocs gréseux plus ou moins déplacés. Il y est encadré de pélites grises à débit ardoisier. Au Sud-Ouest de Breuil-Barret, dans la vallée de la Mère, il ne constitue qu'une étroite lentille accolée aux cornéennes.

Un petit filon de dolérite schistosée et altérée a été reconnu près de la Brochardière (La Tardière), à l'Ouest de la feuille. C'est le seul témoin de l'important complexe basaltique de la Meilleraie qui se développe au sommet du groupe de Réaumur sur les feuilles Chantonmay (n° 563) et Coulonges-sur-l'Autize (n° 587). Selon D. Thiéblemont (1987), ce complexe comprend deux lignées magmatiques imbriquées : une lignée de « N-MORB » (tholéiites océaniques) et une lignée calco-alcaline. La comparaison avec les séries actuelles suggère une mise en place dans un bassin d'arrière-arc.

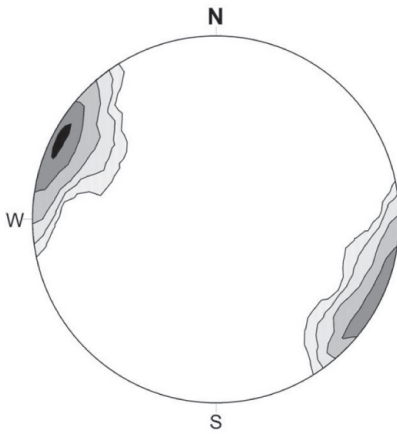
Éléments de datation. Dans la partie occidentale du synclinal de Saint-Prouant, les schistes situés au-dessus des phtanites contiennent des lentilles de calcaires à entroques renfermant des conodontes dévoniens (*Icriodus* sp.) et des tentaculites appartenant au genre *Striatostyliolina* sp. (Wyns *et al.*, 1989b). Le genre *Striatostyliolina* sp., connu du Praguien au Frasnien, est surtout répandu au Givétien (*op. cit.*). Ces indications conduisent à dater du Dévonien moyen à supérieur le début de fonctionnement du magmatisme qui couronne le groupe de Réaumur.



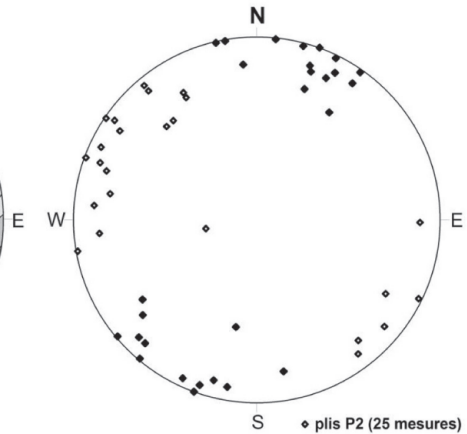
a. Projection des pôles de S0-1 (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, 64 mesures, diagramme de densité, contours à 1, 2, 4 et 6%)



b. Projection des pôles de schistosité dominante S0-1-2 (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, 149 mesures, diagramme de densité, contours à 1, 2, 4, 6 et 8%)



c. Projection de la linéation d'étirement Le1 (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, 43 mesures, diagramme de densité contours à 1, 2, 4, 8 et 12%)



d. Projection des plis P2 et de la schistosité associée (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur)

Unité de Chantonnay : géométrie de la déformation.

Fig. 14 - Orientation des microstructures de la déformation des épisodes D₁ et D₂ dans l'unité de Chantonnay

Métamorphisme et déformation dans l'unité de Chantonnay. Ces terrains sont affectés de deux déformations successives, l'une symmétamorphe (D_1), l'autre post-métamorphe (D_2).

Déformation D_1 . Elle consiste en une schistosité de flux S_1 associée une linéation d'étirement Le_1 , microstructures développées dans un contexte métamorphique épizonal de faciès schistes verts (paragenèse à quartz + séricite + chlorite + albite \pm épidote). Les plis synschisteux sont exceptionnels. D'une manière générale, la schistosité de flux S_1 est confondue avec le plan de stratification des sédiments. Sur le flanc nord du synclinal de Saint-Prouant, ces deux plans sont parfois dissociés, notamment dans les affleurements de la pierre des Plochères (fig. 11). La schistosité de flux S_1 est alors plus pentée que la stratification qui regarde vers le Sud-Ouest. La schistosité de flux S_1 est peu marquée dans certains faciès compétents, en particulier dans les quartzarénites. La linéation d'étirement Le_1 s'observe dans les grauwackes, les conglomérats à matrice initialement argileuse ou tufacée (pierre des Plochères) et dans les volcanoclastites. L'étirement important des flammes, des structures de dévitrification et des clastes épiciastiques confèrent à ces dernières un débit en crayon caractéristique. Les phénoclastes, souvent fracturés, sont moulés par la schistosité symmétamorphe. Ils se prolongent par de fines queues de recristallisation quartzueuses en forme de cigare. La déformation est de type aplatissement dans les conglomérats ($k < 1$) et de type cisaillement simple dans les volcanoclastites ($k = 1$), sans que le sens de cisaillement ne soit établi (Bouton, 1990).

La stratification S_0 et la schistosité de flux S_1 sont fortement reprises par la déformation D_2 , de sorte que leur attitude initiale est difficile à apprécier. Elles devaient être peu pentées avant leur verticalisation par D_2 (fig. 14a-b). Statistiquement, la direction de la linéation d'étirement est N120-08NW, valeur partiellement due à une réorientation par D_2 (fig. 14c). Dans les secteurs moins affectés par D_2 , sa direction est plutôt N90°E, comme c'est le cas sur la feuille Montaignu (n° 536).

Déformation D_2 . Elle induit un plissement d'axe NW-SE d'échelle centimétrique à plurikilométrique qui confère à l'unité de Chantonnay son architecture actuelle (le synclinal de Saint-Prouant est un vaste pli P_2 : figure 15). À l'échelle de l'affleurement, la déformation D_2 se marque par des plis P_2 d'axe subhorizontal, bien développés dans les pélites du groupe de Réaumur, et par une schistosité de crénulation ou de fracture S_2 , très redressée, souvent indissociable du plan S_{0-1} dans les flancs de plis. Le plissement P_2 affecte les plans S_{0-1} qui se disposent globalement en zone autour d'un axe N110-10NE, orientation moyenne des plis P_2 visibles à l'affleurement (fig. 14d) comme ceux d'extension cartographique (synclinal de Saint-Prouant). La schistosité de crénulation ou de fracture S_2 est subverticale pour une direction N110°E à

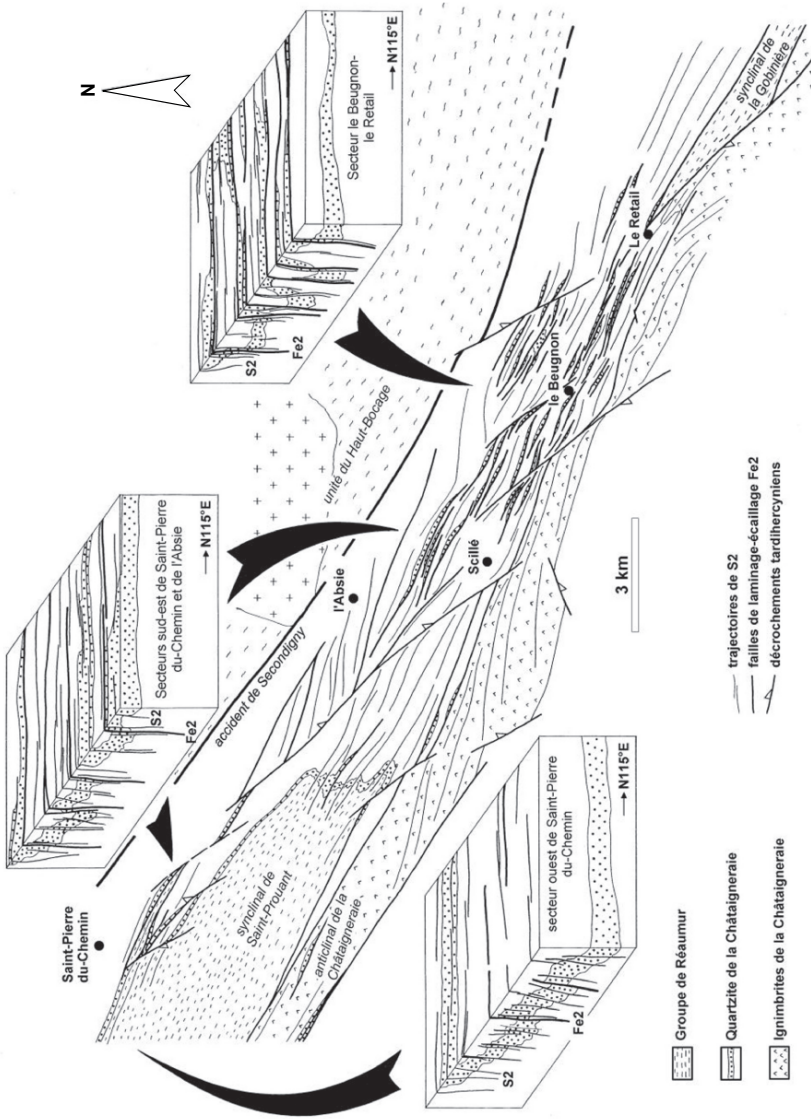


Fig. 15 - Évolution de la déformation D₂ entre les synclinaux de Saint-Prouant et de la Gobinière au Nord-Est de l'unité de Chantonmay (d'après Bouton, 1990 adapté)

l'échelle de la carte. D'une manière générale, les plans de débit verticaux visibles sur les affleurements sont donc des surfaces composites S_{0-1} - S_2 .

On rapporte également à la déformation D_2 l'écaillage qui affecte l'unité de Chantonay (fig. 15). Cet écaillage s'exprime clairement tant que l'on dispose des niveaux repères que sont les volcanites et le quartzite de la Châtaigneraie. Sa mise en évidence par G. Mathieu découle principalement de l'étude de deux secteurs de la feuille Moncutant, les Plochères et Coquilleau (Mathieu, 1937). On sait aujourd'hui que cette déformation constitue un trait structural majeur de l'unité de Chantonay (Bouton, 1990).

Plis et écailles de Coquilleau. À Coquilleau, le quartzite de la Châtaigneraie forme une barre subverticale profondément entaillée par la Mère et servant d'appui au viaduc qui franchit la rivière (ancienne voie ferrée). En rive gauche de la Mère, les ignimbrites de la Châtaigneraie encadrent cartographiquement le quartzite. Le dispositif structural est différent sur le versant occidental de la vallée qui expose la coupe décrite ici (fig. 13).

Sur son flanc sud-ouest, le quartzite est en contact faillé avec les pélites de la formation du Bourgneuf. La bordure occidentale de l'affleurement gréseux montre quelques mètres d'un grès sériciteux verdâtre, riche en quartz rhyolitique, faciès situé stratigraphiquement à la base de la formation. Ces quartzites réapparaissent à une trentaine de mètres plus au Sud, pincés au sein des pélites et grauwackes cambriennes (talus du chemin récemment élargi). Dans ce couloir d'une dizaine de mètres de large, le quartzite verdâtre est parcouru de filonnets de quartz boudinés et plissotés. Il est découpé selon des plans subverticaux $N135^\circ E$ à $N160^\circ E$, lustrés par le développement de micas blancs, déterminant un débit amygdalaire dissymétrique à composante décrochante dextre.

Sur le flanc nord-est de la barre gréseuse, le quartzite est en contact faillé avec les ignimbrites de la Châtaigneraie. L'accident d'orientation $N120-85SW$ est jalonné par un filon de quartz. Son éponte sud-ouest montre un grès sombre riche en opaques et tourmaline hydrothermale.

Cette disposition montre que la barre gréseuse constitue le cœur d'un synclinal pincé entre deux failles, la plus méridionale s'accompagnant d'une composante apparente inverse. La faille méridionale explique l'absence des ignimbrites sur le flanc sud-ouest du pli, alors qu'on les retrouve quelques centaines de mètres plus au Sud, ainsi qu'en rive gauche de la vallée (l'Ouzénic).

Le pli de Coquilleau relève de la déformation D_2 , dont l'intensité et la répartition spatiale sont très hétérogènes. Elle se manifeste par les couloirs subverticaux, de largeur centimétrique à pluridécimétrique (S_2), délimitant des domaines au sein desquels les plans S_{0-1} sont parfois encore discernables. La

partie haute du rocher permet de reconnaître localement que la S_2 est plan axial de plis P_2 métriques à axe $N120^\circ E$ subhorizontal affectant S_{0-1} (fig. 13a). Sur le flanc sud du synclinal, l'intensification de la déformation D_2 développe une brèche schistosée de 1 à 2 m de puissance affectant les faciès tufacés de base de la formation gréseuse. On y observe des lentilles centimétriques à décimétriques de quartzites ou de quartz filonien, dispersées dans une matrice sériciteuse verdâtre, à schistosité de flux S_2 à caractère mylonitique (fig. 13b). Ces boudins sont allongés selon un axe moyen $N125-10SE$ (fig. 13c). Les sections perpendiculaires à l'allongement montrent qu'ils représentent des lambeaux de têtes et de flancs de plis. Les clastes de quartz rhyolitiques sont parfois préservés à l'intrados des plis. La taille variable et l'aspect anguleux de certains éléments témoignent du caractère mylonitique de la déformation. En lame mince, les couloirs de déformation D_2 montrent une recristallisation syncinématique de quartz et de séricite.

Les structures précédentes (S_2 , P_2 et boudins) sont déformées par des plans $N150^\circ E$ prenant l'aspect tantôt d'étroits couloirs de cisaillements ductiles dextres (C_2), tantôt d'une crénelation millimétrique associée à quelques plis dissymétriques à axe subvertical. Ces structures sont interprétées comme contemporaines de la déformation D_2 dont elles indiqueraient une composante décrochante dextre (Bouton, 1990). Le rocher de Coquilleau montre cependant qu'un important système filonien quartzeux se met en place entre la schistogenèse S_2 et les plans de cisaillement C_2 .

D'autres coupes fournissent des exemples démonstratifs mais moins spectaculaires des écaillages cartographiques affectant la série paléozoïque : la coupe du ruisseau de Monpinson, entre Monpinson et la Jarousselière (Saint-Pierre-du-Chemin), la coupe de l'ancienne tranchée de chemin de fer au Sud-Est de Breuil-Barret qui montre, sur une longueur de 250 m, trois étroites écailles de quartzite de la Châtaigneraie enchâssées dans les ignimbrites. Enfin, nous avons eu l'occasion d'observer le contact fortement cataclasé entre une étroite lentille quartzitique et les ignimbrites dans la cave d'une habitation de la Foraire (Breuil-Barret), en rive droite de la Vendée. La minceur de ces écailles et leur répétition témoignent de la vigueur de la déformation D_2 et rendent la cartographie de certains secteurs extrêmement délicates. Sur la feuille Coulonges-sur-l'Autize (n° 587), dans le complexe écaillé du Beugnon, la répétition tectonique aboutit à une telle imbrication des niveaux stratigraphiques que leur attributions stratigraphiques devient illusoire à l'échelle cartographique (Bouton, 1990 ; Bouton et Branger, 2007).

Parallèles aux plis P_2 et aux trajectoires de S_2 , ces écaillages résultent du plissement hétérogène avec déformation de flancs d'une série lithologique à fort contraste de ductilité, le contraste étant notamment important entre le quartzite de la Châtaigneraie et les assises qui l'encadrent stratigraphiquement. La périphérie et le prolongement des lentilles quartzitiques sont d'ailleurs jalonnées

de roches esquilleuses argilisées, ocre ou verdâtres, parfois rougeâtres, à toucher talqueux, souvent riches en grosses pyrites, associées à des cataclasites et à des filons de quartz. Ces faciès peuvent être assimilés à des hydrothermalites soulignant les plans de cisaillement et d'écaillage.

Granitoïdes en massifs

V^A_B. Granodiorite à biotite et hornblende de Breuil-Barret. Sur la 2^e édition de la feuille à 1/80 000, La Roche-sur-Yon (Mathieu, 1949), le petit massif granitique de Breuil-Barret est figuré comme « granulite ». Il y est associé de manière erronée à des « porphyrites » (*cf.* basaltes) qui sont en réalité les cornéennes développées par l'intrusion dans son encaissant métasédimentaire. Le massif et ses cornéennes dessinent une ellipse au sein de laquelle la granodiorite occupe plutôt la moitié septentrionale. Elle affleure principalement au pied du château de Breuil-Barret et dans la partie orientale du bourg. Elle est souvent relativement altérée. Les cornéennes, plus résistantes, s'observent aisément en bordure de la D 949 et dans la partie de l'agglomération située au Sud de cette voie. À la Belle étoile (Ouest du bourg de Breuil-Barret), un petit escarpement montre la granodiorite saine incorporant des enclaves plurimétriques sombres de schistes cornéifiés. Le granitoïde y apparaît mésocrate, gris clair et rose, à grain moyen (2-4 mm) et à texture équante, moucheté de plages sombres diffuses, de taille pluricentimétrique, représentant les éléments de l'encaissant en cours d'assimilation. Ces enclaves communes dans l'ensemble des affleurements confèrent au granitoïde un aspect relativement hétérogène.

Pétrographie - Minéralogie. La texture de la granodiorite varie entre un terme grenu isogranulaire à grain moyen (≤ 4 mm) et un terme microgrenu porphyrique (20 à 30 % de phénocristaux) dénotant une mise en place à faible profondeur. En lame mince, le faciès isogranulaire présente la minéralogie suivante :

- plagioclase subautomorphe à automorphe, zoné, généralement peu opacifié, plus ou moins séricitisé selon les individus, avec quelques taches locales d'épidote (saussuritisations) ;
- quartz à extinction onduleuse, en plages xénomorphes de taille variable, les plus grandes englobant de petits cristaux de plagioclase et/ou de biotite ;
- feldspath potassique perthitique, xénomorphe ;
- biotite décolorée et plus ou moins chloritisée ;
- chlorite associée soit à l'épidote formant des amas correspondant vraisemblablement à la rétro-morphose d'amphibole, soit plus rarement fibroradiée (l'amphibole, qui apparaît systématiquement rétro-morphosée en lame mince, a pu être identifiée en grain par séparation : BRGM, 2006) ;

– minéraux accessoires associés aux silicates ferro-magnésiens altérés (monazite, zircon, apatite, oxydes et hydroxydes de fer).

Les faciès porphyriques montrent des phénocristaux de 1 à 3 mm de long : plagioclase subautomorphe à automorphe, zoné, plus ou moins opacifié et séricitisé selon les individus, feldspath potassique perthitique et quartz associé (rare quartz avec golfes de corrosion), biotite chloritisée et probablement amphibole (épidotisée).

Aucune déformation à l'état plastique n'est décelable. En revanche, la roche présente souvent un aspect cataclaté, avec des microfissures intracristallines et un réseau de fissures à remplissage d'épidote.

Cornéennes (K). Le granite de Breuil-Barret est intrusif dans les assises siluro-dévonniennes du groupe de Réaumur dont il scelle la déformation symmétamorphe et au sein desquelles il développe des cornéennes. Ces dernières sont des roches sombres, vertes à bleues, très dures, à cassures vives, qui ont été exploitées dans de petites carrières. Elles sont parcourues de bouffées granitiques plus claires.

Géochimie. Les analyses d'éléments majeurs (5 échantillons) montrent une composition de granodiorite, conforme à la composition modale (voir tabl. 5 et 6 - annexe). Cette composition est moyennement acide ($\text{SiO}_2 = 69,8-70,5 \%$), nettement plus sodique ($\text{Na}_2\text{O} = 4,1-4,8 \%$) que potassique ($\text{K}_2\text{O} = 2,25-2,77 \%$), moyennement calcique ($\text{CaO} = 1,9-2,2 \%$), alumineuse ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,7-15 \%$) et ferrique ($\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3,06-3,67 \%$), faiblement magnésienne ($\text{MgO} = 0,5-0,8 \%$). Les paramètres multicationiques, calculés à partir des teneurs en éléments majeurs, mettent en évidence le caractère très peu alumineux de l'échantillon BB3 ($A = 14$ et $A/\text{CNK} = 1,05$). Les quatre autres échantillons sont moyennement alumineux : $A = 31,14-33,75$ et $A/\text{CNK} = 1,12-1,13$. Enfin, le paramètre $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$, qui reflète l'indice de coloration, est relativement peu élevé ($B = 43-51,4$ soit $B\% = 7,8-9,3 \%$).

En ce qui concerne les éléments traces, les teneurs en Ba (452-677 ppm), Sr (163-206 ppm), Zr (122-160 ppm), Th (9-12 ppm) et ΣTR (89-117 ppm) sont relativement modestes, ce qui dénote une affinité calco-alkaline *stricto sensu*. Ce caractère calco-alkalin est confirmé par l'indexation des zircons selon la méthode de J.-P. Pupin (BRGM, 2006). Cependant, cette indexation n'a été réalisée que pour 44 % de la population de zircons, de nombreux grains apparaissant sombres, zonés et microfissurés, parfois à cœur opaque visible, donc de typologie difficile (*op. cit.*).

Gisement et éléments de datation (âge radiométrique). Dans la notice explicative de la feuille Chantonnay (n° 563), R. Wyns *et al.* (1988) envisagent que les granodiorites de type Breuil-Barret appartiennent à l'appareil

hypovolcanique des basaltes de la Meilleraie en arguant notamment de leur mise en place à faible profondeur. Les stocks granodioritiques reconnus dans l'emprise de cette feuille sont effectivement intrusifs dans les basaltes de la Meilleraie (*cf.* échantillons BB3 et BB4). Cependant, les entités comme celle de Breuil-Barret, nettement dissociées cartographiquement du complexe basaltique, sont suffisamment importantes pour générer des cornéennes. De plus, elles sont postérieures à la déformation synmétamorphe qui affecte le groupe de Réaumur et, par conséquent, aux basaltes de la Meilleraie. Une datation radiométrique a été effectuée sur le massif granodioritique de Breuil-Barret, avec pour double objectif (i) de dater sa mise en place et (ii) de caler la déformation synschisteuse de l'unité de Chantonay scellée par l'intrusion. La datation a porté sur un lot de zircons dont l'âge de cristallisation s'établit avec une bonne précision à 493 ± 5 Ma (fig. 16), c'est-à-dire au sommet du Cambrien. Cet âge, qui est interprété comme celui de la cristallisation des zircons (BRGM, 2009), ne peut être retenu comme celui de la mise en place de la granodiorite qui recoupe les métamorphites du groupe de Réaumur datées par des fossiles d'âge dévonien. Ce lot de zircons ne peut provenir que d'un héritage, même s'il s'avère que 44 % des zircons présentent une typologie compatible avec la géochimie calco-alcaline de l'intrusion (*cf.* supra).

COUVERTURE MÉSO-CÉNOZOÏQUE

MÉSOZOÏQUE : JURASSIQUE

l4. **Lias résiduel (0 à 3 m)**. Un témoin jurassique a été découvert sur le plateau des Boules, au Sud de Breuil-Barret. Au sommet de la butte (168 m), un étang a mis au jour des marnes et des calcaires marneux gris-beige à bélemnites et pectinidés. Des lumachelles à petits lamelibranches (*Variamussium pumilum* ?) sont également représentées. Ces faciès caractérisent le Toarcien, qui, ici, est partiellement dolomitisé. La base de la formation est située autour de 165 m NGF (toit du socle altéré). La présence de Pliensbachien sous le lambeau toarcien n'est pas exclue étant donné la présence de calcaires gréseux décalcifiés dans les altérites qui bordent la butte témoin (quoique la base du Toarcien puisse également être détritique).

CÉNOZOÏQUE

Altérites et formations sablo-graveleuses résiduelles

Régionalement, les altérites rapportées au Tertiaire (Éocène probable) déterminent une surface qui prend en biseau les assises du Dogger, de plus en plus anciennes vers le Nord-Est, et qui atteint le socle au Sud du massif granitique de Neuvy-Bouin. Sur la feuille Moncutant, l'altération des

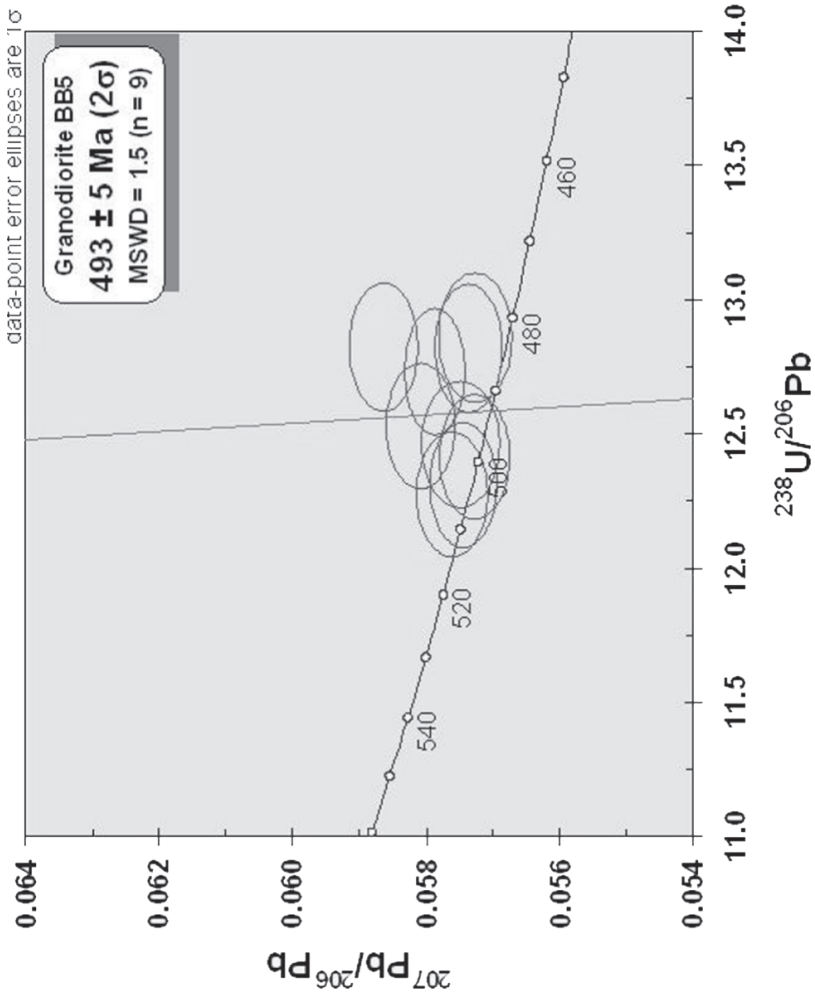


Fig. 16 - Diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972) pour les analyses sur les zircons de la granodiorite de Breuil-Barret (ech. BB5) (d'après Cocherie, inédit)

formations du socle est très inégale de part et d'autre de l'accident de Secondigny.

Les formations de l'unité de Chantonay sont peu altérées. Des épaisseurs modérées d'altérites sont conservées sur les interfluves des environs de Breuil-Barret où elles sont développées aux dépens des ignimbrites de la Châtaigneraie et des pélites du groupe de Réaumur. Il semble que les terrains paléozoïques de ce secteur ont été partiellement protégés de l'altération tertiaire par la couverture jurassique dont le Toarcien des Boules constitue un témoin. Vers le Nord-Est, ce manteau d'altérites a dû être décapé par la mise en relief de la crête schisteuse qui borde l'accident de Secondigny entre Saint-Pierre-du-Chemin et L'Absie.

L'altération est en revanche très développée au Nord-Est de la faille de Secondigny, en particulier dans les micaschistes de la formation de Soutiers où l'épaisseur d'isaltérites atteint une vingtaine de mètres de puissance. Il est rare d'observer le sommet de ces profils d'altération. En revanche, on retrouve des éléments de silcrètes et parfois de ferricrètes, au sein des formations superficielles des plateaux et des versants, ainsi que dans les alluvions. À l'échelle régionale, les quartz filoniens affectés de recristallisations supergènes sont remaniés en abondance dans les formations fluviatiles du Tertiaire de la région de Clisson et Montaigu. Ceci montre que les profils d'altération ont connu un développement important sur le Haut-Bocage vendéen avant d'être en grande partie érodée. Seules leurs racines subsistent.

La période d'altération n'est pas datée avec précision, mais son importance suppose un potentiel d'altération important pendant une période assez longue. Il s'agit d'un phénomène polyphasé qui pourrait avoir débuté au cours de la phase d'émergence du Crétacé inférieur. L'épisode principal se serait déroulé à l'Éocène si on considère que les silicifications d'Azay-sur-Thouet et de la forêt de Secondigny (feuille Coulonges-sur-l'Autize, n° 587), reposant directement sur le socle et portés par la même paléosurface d'altération, sont contemporaines des silcrètes (grès ladères) d'Anjou et de Vendée. Il faut noter que l'altération paléogène n'est pas seule responsable de l'arénisation des granitoïdes, ce phénomène se poursuivant toujours actuellement sous l'action des agents météoriques.

Altérites des formations du socle (0 à 15 m) : isaltérites, allotérites, silcrète, ferricrète.

L'altération qui affecte les métamorphites du pourtour du massif granitique de Neuvy-Bouin est particulièrement épaisse. Elle évolue depuis un stade proche de l'allotérite sur les points hauts à la roche modérément altérée lorsque l'incision du réseau hydrographique est importante. L'essentiel de l'altération est de type isaltérite puisque la texture et la structure des micaschistes sont

conservées. Elle se traduit par la rubéfaction de la roche, son ameublissement et une argilisation poussée des constituants (biotite, feldspath...). Ces altérites alimentent solifluxions et colluvions. À la périphérie occidentale du massif granitique (La Chapelle-Saint-Étienne), des argiles rouges ou brun-rouge, à graviers de quartz roulés à enduit ferrugineux, sont localement conservées au sommet des isaltérites. Elles ont pour équivalent latéral les débris de cuirasses ferrugineuses et de silcrètes (arènes silicifiées) qui parsèment le rebord du granite.

La silicification supergène a également été observée dans la sablière d'Encrevier, au Sud-Ouest de La Ronde (195 m NGF). Elle affecte les arènes de la diorite quartzique de Moncutant (arène à structure conservée, modérément argilisée : base de profil d'altération) et les filons de quartz qui recourent la diorite. Près de la surface, ces derniers ont recristallisé en géodes géométriques tapissées de silice microcristalline.

Ⓐ. Allotérites plus ou moins remaniées des dépôts jurassiques.

Argiles à silex (1 à 3 m). Le Toarcien des Boules est recouvert d'une mince couverture résiduelle d'argiles à silex. Ces silex beiges, compacts, brisés à cassure patinée, ont le faciès de ceux issus du Bajo-Bathonien. Ils sont contenus dans une argile polyédrique à éléments ferrugineux. En contrebas, au contact du socle altéré, on rencontre plutôt des silex clairs, crème ou blancs, d'aspect granuleux et poreux, les uns riches en clastes quartzeux pouvant provenir de la silicification de calcaire gréseux du Pliensbachien, les autres essentiellement constitués de spongiaires. Ces éléments silicifiés sont contenus dans des argiles limoneuses ocre à pisolithes de fer qui renferment également des fragments silicifiés de gros pectens et parfois de brachiopodes.

Cette formation résiduelle à silex n'est distante que de 7 km de celle du Suchaud (Le Busseau), sur la feuille Coulonges-sur-l'Autize (n° 587). Elle est partiellement remaniée par une formation détritique, elle-même résiduelle (RG).

R₁₃. Complexe résiduel à Lias silicifié d'Azay-sur-Thouet (1 à 3 m).

En limite de la feuille affleure l'extrémité de la formation d'Azay-sur-Thouet, développée sur la feuille Parthenay (n° 565) où elle atteint l'altitude 227 m. Il s'agit d'un ensemble résiduel, sablo-argileux, à blocs ou dalles silicifiés, reposant directement sur l'arène granitique. La fraction sableuse provient d'un mélange d'arène granitique et de petits graviers de quartz peu roulés. Les éléments silicifiés sont d'anciens calcaires gréseux (faciès blanc à grain fin, à clastes quartzeux épars et empreintes en creux à section pentagonale qui pourraient être des moules externes d'entroques) et des grès arkosiques grossiers (grains de 1 à 4 mm). Ces blocs ou dalles présentent une croûte millimétrique brune, parfois lamellaire et craquelée, imprégnée d'oxydes de fer et de titane. On observe au sein des blocs de petites cavités tapissées de quartz microcristallin et des illuviations brun-jaune, probablement d'oxyde de titane. La formation

d'Azay-sur-Thouet a fait l'objet de controverses résumées par M. Steinberg (1967) qui en fournit la meilleure interprétation. Elle figure sur la feuille Parthenay (n° 565) sous la notation e-p (« formation résiduelle argileuse à grès blancs »). De fait, les éléments silicifiés décrits ci-dessus sont très vraisemblablement à l'origine des calcaires et arkoses du Pliensbachien, comme l'affirmait P.-A. Gillard (1942) qui y signale des rostrés de bélemnites et des articles de tiges de *Pentacrinus*. Le Lias moyen silicifié existe d'ailleurs à peu de distance et à une altitude comparable (236 m aux Rousselières sur la commune d'Allonne) sur les feuilles Coulonges-sur-l'Autize (n° 587) et Mazières-en-Gâtine (n° 588). Cette silcrète d'âge probablement paléogène a été démantelée et ne subsiste qu'à l'état résiduel. Le complexe d'Azay-sur-Thouet se raccorde d'ailleurs latéralement à la formation graveleuse RG qui remanie des éléments silicifiés comparables.

RG. Formation graveleuse d'âge tertiaire (résiduelle). Le sommet des plateaux conserve quelques lambeaux d'une formation détritique probablement fluviale reposant sur les altérites du socle et de la couverture. La formation est représentée par des sables et des galets. Ces clastes se composent pour une part d'éléments siliceux peu usés issus des altérites sur lesquelles repose la formation : clastes rhyolitiques faiblement émoussés provenant des ignimbrites (la Tuilerie du Bourg Bâtard à La Tardière), quartz filoniens et micas blancs des micaschistes (Vernoux-en-Gâtine, Secondigny), silex jurassiques et petits graviers émoussés luisants probablement hérités du Pliensbachien détritique (les Boules, Breuil-Barret). Cependant, la fraction grossière contient également des galets bien arrondis comprenant des roches siliceuses du socle (quartz filoniens, quartzites, parfois phtanites) et des éléments silicifiés plus récents (silex, débris de silcrète). Ces galets sont souvent les seuls témoins qui subsistent à la surface du sol après l'érosion de la fraction sablo-graveleuse.

Ces différents lambeaux détritiques sont présents de part et d'autre de l'accident de Secondigny. Leur altitude croît progressivement d'Ouest (144 m à la Tuilerie du Bourg Bâtard) en Est (225 m au Nord de Secondigny). Ils semblent se raccorder vers l'Est aux épandages détritiques conservées au-dessus des formations résiduelles à silex des feuilles Coulonges-sur-l'Autize (n° 587) et Mazières-en-Gâtine (n° 588). Difficiles à dater, ces dépôts pourraient être néogènes à plio-quaternaires.

Quaternaire

B. Complexe limoneux des plateaux. Limons rouges à graviers. Cette formation à dominante limoneuse est un ensemble polygénique issu du remaniement d'altérites anciennes plus ou moins mélangées à des paléosols récents et à des limons éoliens. La transition avec les altérites en place est parfois difficile à tracer, comme sur la bordure occidentale du massif granitique de

Neuvy-Bouin où l'on a classé dans ce complexe des limons argileux brun-rouge à pisolithes ferrugineux qui pourraient être assimilés à des allotérites à ferricrètes.

S-C, C. Solifluxions et colluvions (qq m). Ces formations meubles (SC) se sont mises en place sur les versants par glissement en masse d'altérites argileuses. Ces solifluxions qui se sont essentiellement produites lors des épisodes froids du Quaternaire sont partiellement remaniées par colluvionnement. Elles sont particulièrement développées au Nord-Est de l'accident de Secondigny où, localement, elles nappent les versants d'une pellicule métrique d'argile jaune à blocs anguleux de quartz. Les colluvions (C), de lithologie plus limoneuse, sont plutôt situées sur le flanc des incisions fluviales modernes.

CF. Colluvions de fond de vallées (Tardiglaciaire à actuel ?) (qq m). Ces dépôts mixtes comblent en général le fond des vallons et se raccordent au réseau fluvial récent ou d'âge Pléistocène supérieur. Ils sont essentiellement composés de matériel argilo-limoneux à blocs polygéniques issus des terrains environnants.

Fy. Alluvions anciennes. Graves limoneuses, graves et sables limoneux. En amont de Moncutant, les versants des vallées de la Sèvre nantaise et de l'Ouine portent des témoins d'une ancienne terrasse dont la base est située à 5 m environ au-dessus du replat alluvial moderne. Ces alluvions sont constituées de graves limoneuses, de graves et de sables limoneux. Les galets se composent principalement de quartz à arêtes émoussées et, dans une moindre proportion, de fragments de silicrète. Plus en amont du bassin de la Sèvre nantaise, le petit lambeau graveleux de la Pinsonnière, au Nord de Vernoux-en-Gâtine, paraît également devoir être rapporté à une terrasse ancienne. Reposant sur le granite sain à 185 m d'altitude, il montre des galets quartzeux pris dans une matrice limono-argilo-sableuse rouge. Un fragment décimétrique de bois silicifié y a été découvert. Il provient vraisemblablement du remaniement de la formation résiduelle RG.

Fz. Alluvions modernes. Limons argileux, sables graveleux. Les vallées à fond plat et à méandres sont occupées par quelques mètres d'alluvions argilo-limoneuses à sableuses reprenant les formations du socle. En aval de sa confluence avec l'Ouine, la vallée de la Sèvre nantaise s'élargit. Sous la couche superficielle des limons d'inondation sont conservés des dépôts sableux qui ont été exploités de Moncutant (aval de la Morinière) à la Ronde (le Puy Greffier). Des sondages pratiqués en rive gauche du cours d'eau, au Sud-Ouest de Moncutant (X = 375,5 ; Y = 2194,1) ont reconnu environ 3 m de sables feldspathiques grossiers à graviers quartzeux, surmontés de 2 m de sables argileux à passées d'argiles tourbeuses (Calligée, 1996).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

ÉVÈNEMENTS PALÉOZOÏQUES

Les travaux effectués dans le cadre du lever de la feuille Moncutant, qui s'appuient sur des synthèses ayant pour cadre l'unité de Chantonay (Bouton, 1990) et le Haut-Bocage vendéen (Poncet, 1993), permettent de rapporter les structures et les paragenèses minérales observées à deux événements tectono-métamorphiques distincts dont les manifestations sont variables selon les unités lithostratigraphiques considérées (unité de Chantonay et Haut-Bocage vendéen).

TECTONIQUE TANGENTIELLE (DÉVONIEN MOYEN-SUPÉRIEUR)

Dans le Haut-Bocage vendéen, elle est responsable de la schistogenèse des grauwackes et des pélites de la formation de Montournaais. Elle correspond à l'acquisition d'une schistosité de flux, faiblement à moyennement pentée vers le Sud qui porte une linéation minérale ou d'étirement, de direction moyenne N65°E, à faible plongement WSW. Cet épisode de déformation se place dans le domaine de la mésozone (*cf.* caractérisation des zones à biotite et à grenat).

La déformation s'est effectuée en régime de cisaillement simple. Toutefois, les critères de non-coaxialité identifiés ne permettent pas d'en déterminer avec certitude la cinématique.

Cette tectonique tangentielle est pénécontemporaine de la mise en place de la diorite quartzique de Moncutant au Dévonien supérieur (vers - 375 Ma). Par ailleurs, elle est scellée par l'intrusion du granite de Pouzauges à la limite Tournaisien – Viséen (vers - 345 Ma), riche en enclaves, qui recoupe à l'emporte-pièce la formation de Montournaais.

Dans l'unité de Chantonay, la déformation D_1 consiste en une schistosité de flux S_1 associée à une linéation d'étirement Le_1 d'orientation moyenne N120°E. Il n'y a pas d'argument qui permette d'en établir la cinématique. Ces structures sont développées dans un contexte épizonal (faciès schistes verts avec paragenèse à quartz + séricite + chlorite + albite ± épidote). Avant la déformation D_2 , la schistosité de flux S_1 paraît avoir été horizontale, ou faiblement pentée vers le Sud-Ouest, et la linéation d'étirement Le_1 de direction N90°E. Les plis couchés associés à cette déformation D_1 ne sont connus qu'exceptionnellement dans des phanites. Dans les carrières des Plochères, au Sud-Ouest de Saint-Pierre-du-Chemin, S_1 est parfois distincte de la stratification. Cependant, rien n'indique qu'il existe des plis couchés d'importance cartographique.

La déformation D_1 intervient après le dépôt du groupe de Réaumur, lequel est daté par une faune connue du Praguien au Frasnien (Dévonien). Elle est scellée par le métamorphisme de contact développé par la granodiorite de Breuil-Barret, dont l'âge de mise en place n'est pas établi. Enfin, la sédimentation houillère du bassin de Vouvant débute au Namurien en remaniant des galets déjà métamorphisés dont certains sont issus de l'unité de Chantonnay.

Ces données permettent de placer la phase D_1 entre le Dévonien moyen et le Namurien.

TECTONIQUE TRANSCURRENTÉ DEXTRE (TOURNAISIEN À NAMURIEN)

Dans le Haut-Bocage vendéen, cet épisode est peu marqué. Il se manifeste par le développement de décrochements de direction dite « sud-armoricaine » ($N115^\circ E$ à $N135^\circ E$) qui réoriente la schistosité de flux de la formation de Montournais, en particulier à l'Est de Chanteloup où les trajectoires de la déformation finie ont une allure sigmoïde, compatible avec une cinématique dextre. L'accident de Parthenay (Poncet, 1993), de direction $N155^\circ E$, dont apparaît seulement la terminaison en rameau, se rattache également à ces décrochements. Cette même cinématique est diagnostiquée pour les accidents de Bressuire et de Cirières qui limitent, respectivement au Nord-Est et au Sud-Ouest, l'extrémité sud-orientale du granite de Bressuire où les trajectoires de la foliation adoptent un tracé explicite. Compte tenu de la nature des microstructures observées, de type magmatique à sub-magmatique, de l'âge du granitoïde (354 ± 6 Ma), la déformation transcurrente dextre peut être datée du Carbonifère inférieur (Tournaisien).

Dans l'unité de Chantonnay, la déformation D_2 réoriente vigoureusement les structures synmétamorphes de la déformation D_1 . Elle comporte une composante décrochante attestée par des plans de cisaillement dextres. À l'approche de l'accident de Secondigny, elle s'accompagne du développement d'accidents longitudinaux $N115^\circ E$ résultant du plissement hétérogène avec déformation de flancs d'une série lithologique à fort contraste de ductilité (écaillage).

Les éléments de calage disponibles sont identiques à ceux de la déformation D_1 , à savoir que la déformation D_2 est postérieure au Dévonien moyen de l'unité de Chantonnay et antérieure à la sédimentation namuro-stéphaniennne du bassin de Vouvant.

L'accident de Secondigny. Cette structure verticale qui sépare l'unité de Chantonnay et le Haut-Bocage vendéen est un accident majeur à l'échelle du Massif vendéen. Pour autant, elle est restée longtemps ignorée. En effet, les

coupes de référence de G. Mathieu (1937) puis de R. Wyns (1980) ont été dressées dans des secteurs (tronçon Pouzauges – L’Absie) où la faille sépare des terrains peu différenciés du point de vue lithologique et métamorphique. Tandis que sa trace géophysique était détectée en profondeur, au droit de Secondigny, par un décalage vertical pluri-kilométrique du MOHO (programme ECORS : Matte et Hirn, 1988), elle était mise en évidence sur le terrain par le contact entre les micaschistes à grenat ± sillimanite de la formation de Soutiers (Haut-Bocage vendéen) et les terrains épimétamorphiques de l’unité de Chantonnay (Bouton, 1990 ; Bouton et Branger, 2007). Sur la feuille Moncoutant, l’accident présente un caractère polymorphe. À l’Ouest du Gros-Châtaignier, sa trace est signalée par des cataclasites et, surtout, par l’étroit lambeau de gneiss à grenat de la Duchère. On trouve sur sa bordure septentrionale de rares occurrences d’ultramylonites noires, graphiteuses, silicifiées, d’aspect scoriacé (*cf.* « phtanites » de la carte géologique à 1/80 000, feuille Bressuire, n° 131), faciès qui est plus fréquent sur la feuille Coulonges-sur-l’Autize (n° 587). L’expression structurale de l’accident devient nette à partir du Gros-Châtaignier, dont il tronque le complexe plutonique.

En dépit de son ampleur et du rôle qu’on lui attribue, cette faille ne se traduit donc en surface que par un couloir étroit et discontinu de brèches, peut-être parce que des rejeux ultérieurs en ont occulté les manifestations ductiles majeures. Aucun indice cinématique n’a été identifié le long de l’accident de Secondigny. Cependant, P. Bouton (1990) attribue à sa cinématique dextre la structuration D₂ qui affecte l’unité de Chantonnay et se manifeste par la disposition en échelon des plis cartographiques. Cette hypothèse est confirmée, sur la feuille Montaigu (n° 536), par la forme caractéristique « en cornue » du granite de l’Ortay qui jalonne l’accident de Secondigny : sa forme est compatible avec le jeu dextre de cet accident. De plus, sa mise en place, datée à 350 ± 11 Ma (Godard *et al.*, 2010) permet de situer le fonctionnement dextre de cette branche du Cisaillement sud-armoricain au Tournaisien. On constate que ce jeu est contemporain de celui de l’accident de Bressuire qui contrôle la mise en place du granite de Bressuire (voir ci-dessus).

TECTONIQUE FRAGILE CÉNOZOÏQUE

Sur la feuille Moncoutant, la fracturation post-varisque est peu manifeste en raison de la quasi-absence de dépôts mésozoïques et cénozoïques. On note tout de même que le petit gisement de Toarcien marin des Boules (165 m NGF environ) est situé à plus de cinquante mètres en contrebas de la crête qu’emprunte la D 128 entre Saint-Pierre-du-Chemin et le Bourgneuf. Ces hauteurs, qui bordent l’accident de Secondigny, sont formées par des schistes paléozoïques dont la couverture d’altérites a été décapée. En revanche, le compartiment nord-est de l’accident, déprimé topographiquement, conserve des profils d’altération développés sur parfois plus de 20 m de puissance et plus ou

moins nappés de formations de pente. Ceci atteste d'un jeu relativement récent de la faille de Secondigny, avec affaissement relatif du compartiment nord-est. Cette tectonique est plus explicite vers le Nord-Ouest où le rejeu de l'accident de Secondigny détermine la faille de Pouzauges (feuilles Les Herbiers, n° 537, et Chantonay, n° 563). Le décalage qui atteint 130 m (Wyns *et al.*, 1988) est attribué à un réhaussement du Haut-Bocage vendéen à l'Éocène (Godard *et al.*, 1994).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'étude pétrostructurale du socle de la feuille Moncoutant, comparée à celles qui ont été réalisées dans le Domaine central vendéen (Bouton, 1990) et le Haut-Bocage vendéen (Poncet, 1993) et replacée dans le cadre plus large du segment vendéo-limousin de la Chaîne varisque d'Europe occidentale (Colchen et Rolin, 2001 ; Rolin et Colchen, 2001 ; Faure *et al.*, 2005), permet de montrer que les différentes formations cartographiées témoignent d'événements varisques *sensu lato*.

ÉVOLUTION DES DIFFÉRENTS DOMAINES JUSQU'AU DÉVONIEN MOYEN

HAUT-BOCAGE VENDÉEN

Sur la sixième édition de la carte géologique de la France (Chantraine *et al.*, 1996), les métamorphites du Haut-Bocage vendéen ont été rapportées au Protérozoïque supérieur (*cf.* Néoproterozoïque). En effet, ces métamorphites étaient considérées comme représentant une relique de l'orogène cadomien depuis les travaux de R. Wyns (1980), de R. Wyns et J. Le Métour (1983) et l'obtention d'une isochrone Rb-Sr sur roches totales à 483 ± 22 Ma sur le granite de Pouzauges qui scelle la déformation synschisteuse de son encaissant en y développant un métamorphisme de contact (schistes tachetés et cornéennes) (Wyns *et al.*, 1988).

Sur la base d'arguments lithostratigraphiques (convergences faciologiques entre les métasédiments et le Cambrien supposé de l'unité de Chantonay) et structuraux (synchronisme entre schistogenèse des métasédiments et intrusion de la diorite quartzique de Moucoutant vers - 375 Ma), P. Bouton *et al.* (1992) puis D. Poncet (1993) ont remis en cause cette attribution et ont avancé que la structuration synschisteuse des métamorphites du Haut-Bocage vendéen se place à la limite au Dévonien moyen - Dévonien supérieur. Dans cette hypothèse, le protolithe de cet ensemble (série de type grauwacko-pélimitique à caractère tufacé marqué, reconnaissable dans les faciès peu recristallisés à microstructure détritique préservée de la région de Courlay par exemple) se

serait formé au Protérozoïque supérieur voire au Cambrien. P. Rolin *et al.* (2000, 2004) ont également proposé de placer la série métasédimentaire du Haut-Bocage vendéen à la base de l'unité de Chantonay et son dépôt dans l'intervalle Protérozoïque supérieur - Cambrien, compatible avec les âges radiométriques alors disponibles sur le granite de Pouzauges mais également avec celui du protolithe des gneiss anactectiques de Montaigu, daté à 488 ± 12 Ma (discordia U-Pb sur zircons : Godard *et al.*, 2010).

La datation U-Th-Pb sur monazites obtenue sur le granite de Pouzauges dans le cadre du lever de la feuille Moncoutant qui situe sa mise en place à la limite Tournaisien - Viséen (vers - 350 Ma), postérieurement à la structuration synschisteuse de la formation de Montournais, renforce l'idée que l'évolution tectono-métamorphique du Haut-Bocage vendéen s'inscrit dans la dynamique varisque. En conséquence, l'idée selon laquelle une relique de l'orogène cadomien serait conservée dans le Haut-Bocage vendéen doit être définitivement abandonnée. D'ailleurs, les âges radiométriques U-Pb sur zircons obtenus sur le granite de Pouzauges à 455 ± 11 Ma (Bertrand *et al.*, 2001) et à 498 ± 4 Ma (ce travail) permettent d'attribuer à son encaissant un âge cambro-ordovicien en considérant que ces zircons sont issus du cortège détritique de cet encaissant. En effet, l'abondance et la fraîcheur des produits volcaniques remaniés dans la formation de Montournais montrent que la sédimentation a été alimentée par un volcanisme contemporain. Dans l'unité de Chantonay, les zircons hérités de la granodiorite de Breuil-Barret qui ont donné un âge à 493 ± 5 Ma (ce travail) proviendraient des dépôts cambriens sous-jacents, également riches en produits volcaniques.

DOMAINE CENTRAL VENDÉEN (UNITÉ DE CHANTONNAY)

Dans l'unité de Chantonay, la formation du Bourgneuf (Cambrien présumé) enregistre une sédimentation terrigène à caractère turbiditique, alimentée en continu par des produits volcaniques et volcanoclastiques acides et basiques. La subsidence est importante quoique difficilement quantifiable ($> 1\ 000$ m ?). Les manifestations hypovolcaniques doléritiques et rhyolitiques de la formation du Bourgneuf s'apparentent aux séries tholéitiques intra-continentales (Thiéblemont, 1987). Elles témoigneraient d'un phénomène distensif anorogénique également enregistré dans le Choletais vers - 520 Ma (Thiéblemont *et al.*, 2001).

La formation du Bourgneuf est couronnée par un important épisode volcanique, les ignimbrites de la Châtaigneraie, dont le caractère pyroclastique implique une éruption. L'émission (et/ou la conservation ?) de ces pyroclastites semble liée à une fracturation N110°E en distension. Elle se produit entre le Cambrien supérieur et l'Arénig (Ordovicien inférieur).

Le quartzite de la Châtaigneraie, assimilé au Grès armoricain en raison de son faciès, mais sans confirmation paléontologique, instaure une sédimentation de plate-forme siliclastique stable et peu profonde. Il est transgressif sur la formation du Bourgneuf et les ignimbrites de la Châtaigneraie qu'il remanie à sa base. Ces quartzarénites blanches témoignent d'une grande maturation du matériel sédimentaire.

Le quartzite de la Châtaigneraie passe en continuité à des siltites gréseuses sombres auxquelles succèdent des phthanites à graptolites dont l'âge est compris entre le Caradoc et le Silurien inférieur (Wyns, 1980). Cette sédimentation peu épaisse (100 m) traduit un approfondissement du milieu de dépôt. Elle s'accompagne d'une reprise du volcanisme dont témoigne la fréquence des clastes d'origine rhyolitique.

La sédimentation marine silurienne se poursuit avec les pélites sombres à intercalations de quartzarénites sombres et de lentilles calcaires (ces dernières sont inconnues sur la feuille Moncutant). Les faunes récoltées indiquent un âge dévonien moyen à supérieur (Wyns *et al.*, 1989b). Les faciès restent comparables à ceux de la base du groupe de Réaumur, mais le taux de sédimentation, donc la subsidence, s'accélère (10 à 15 m/Ma). La série se termine avec les épanchements basaltiques sous-marins de la Meilleraie. Rapportés à un magmatisme d'arrière-arc, ils impliquent le fonctionnement d'une zone de subduction dès le Dévonien moyen à supérieur (Thiéblemont, 1987). Replacé dans le contexte élargi de la Chaîne varisque, ce magmatisme serait lié à la fermeture de l'océan Rhéique, situé entre la Laurussia et le Gondwana, avec disparition de la lithosphère océanique sous la marge nord-gondwanienne (Faure *et al.*, 2005).

ÉVÈNEMENTS VARISQUES

En Vendée et en Limousin, l'orogénèse varisque débute probablement au Dévonien supérieur (vers - 385 Ma) et se poursuit jusqu'au Carbonifère supérieur (Stéphanien). Dans ce schéma, la sédimentation houillère qui, à partir du Carbonifère moyen (Namurien), scelle l'évolution métamorphique du Domaine central vendéen constitue un jalon chronologique bien identifié.

MIGMATISATION, TECTONIQUE TANGENTIELLE ET MAGMATISME CALCO-ALCALIN BASIQUE (DÉVONIEN SUPÉRIEUR)

Dans le Haut-Bocage vendéen, c'est à cette période que se rapporte la migmatisation à l'origine des anatexites à cordiérite, sillimanite ± grenat (Dhoste, 1980 ; Wyns et Le Métour, 1983). Recoupées par les granitoïdes de

type Guéret (granodiorites à biotite ± hornblende et monzogranites à biotite) qui composent le complexe granitique Moulins – les Aubiers – Gourgé (Le Métour *et coll.*, 1989 ; Rolin *et al.*, 2004), ces anatexites ont été datées à 368 ± 7 Ma sur la feuille Les Herbiers (Rolin *et al.*, 2000), âge compatible avec ceux connus dans le Massif central, compris entre - 385 et - 375 Ma (Faure *et al.*, 2008).

C'est également au Dévonien supérieur que se rapporte la schistogenèse des métamorphites des formations de Montournais et de Soutiers et de celles décrites sur les feuilles Les Herbiers (Rolin *et al.*, 2000) et Bressuire (Rolin *et al.*, 2004). Développée sous climat barrowien (MP-MT), elle se caractérise par la succession chlorite → biotite → grenat → staurotide → sillimanite et est marquée par un début de fusion anatectique dans la formation de Soutiers (Poncet, 1993). Cette schistogenèse est liée à une tectonique tangentielle selon la direction N65°E (= direction d'étirement) dont la vergence n'est pas déterminée. Elle est contemporaine de la mise en place de la diorite quartzique de Moncoutant vers - 375 Ma (Cuney *et al.*, 1993a), et est scellée par l'intrusion du granite de Pouzauges à la base du Carbonifère inférieur (vers - 345 Ma).

Dans l'Unité de Chantonay, la déformation D₁, à relier également à une tectonique tangentielle, se matérialise par le développement d'une schistosité de flux (subhorizontale à faiblement pentée ?) dont la genèse se situe entre le sommet du Dévonien moyen (âge limite le plus récent du groupe de Réaumur) et la base du Carbonifère inférieur (*cf.* Tournaisien) à laquelle se rapporte la déformation D₂, contemporaine de l'intrusion du granite de l'Ortay daté à 350 ± 11 Ma (voir feuille Montaigu, n° 536).

Cette évolution tectono-métamorphique est comparable à celle qui prévaut dans le Massif central sur la période Dévonien moyen - Dévonien supérieur (*cf.* période « médio-varisque » de Ledru *et al.*, 1989) : cette période voit la mise en place de nappes synmétamorphes (avec cisaillement du Nord-Est vers le Sud-Ouest parallèlement à la linéation minérale) consécutivement à la collision Gondwana - Armorica, événement accompagné d'une fusion crustale puis de la mise en place d'intrusions dioritiques (Faure *et al.*, 2005 ; Faure *et al.*, 2008). La signification géotectonique de ces plutons calco-alcalins basiques reste discutée : pour certains auteurs, ils témoignent d'une subduction vers le Nord (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; Peiffer, 1986), pour d'autres, ils représenteraient la racine d'un arc magmatique lié à une subduction vers le Sud (Faure *et al.*, 1997).

TECTONIQUE TRANSCURRENTÉ DEXTRE ET MAGMATISME PÉRALUMINEUX (CARBONIFÈRE INFÉRIEUR - MOYEN)

Cette période est marquée par le fonctionnement des grands accidents régionaux de direction moyenne N125°E (accidents de Cholet, de Bressuire, de

Secondigny...) voire N155°E (accident de Parthenay) en décrochements dextres, induits par un raccourcissement régional $Z = \pm$ NNW-SSE (Bouton, 1990 ; Poncet, 1993).

Dans le Haut-Bocage vendéen, elle s'accompagne d'un important magmatisme peralumineux qui voit la mise en place de granitoïdes de type Guéret (granite de Largeasse : 340 ± 4 Ma, Cuney *et al.*, 1993b) et de type Limousin (granites de Mortagne-sur-Sèvre, de Bressuire, de Pougne-Hérisson...). Du point de vue géotectonique, ces intrusions se rattachent au groupe des « granitoïdes de collision post-épaississement » de Lagarde *et al.* (1992) dont les rapports isotopiques initiaux ($0,705 < Sr_1 < 0,715$) sont compatibles avec une origine crustale par fusion faible de paragneiss et d'orthogneiss peralumineux (Cuney *et al.*, 2001).

La mise en place du granite de Bressuire (vers - 355 Ma), structuré à l'état visqueux le long d'un décrochement dextre, l'accident de Bressuire, et celle du granite de Mortagne-sur-Sèvre daté à 313 ± 15 Ma (isochrone Rb-Sr sur roches totales : Guinberteau, 1984) entre deux décrochements dextres disposés en échelon à droite, la structuration en régime cisailant dextre des granitoïdes de type Guéret (granodiorites et monzogranites) du complexe granitique Moulins – les Aubiers – Gourgé (Poncet, 1993) que les datations U-Pb sur zircons et K/Ar sur biotites permettent de rapporter au Viséen (vers - 340 Ma) (Rolin *et al.*, 2004) montrent que le magmatisme peralumineux s'est manifesté sur une longue période correspondant au Carbonifère inférieur et moyen, soit environ 40-45 millions d'années, et confirme que la tectonique transcurrente dextre était active à la base du Carbonifère (Poncet, 1993). Les observations réalisées le long de l'accident de Cholet, dans la région de Cholet, atteste même qu'elle a débuté dès le Dévonien supérieur, après le Frasnien (Cartannaz *et al.*, 2005).

Dans l'unité de Chantonnay, le jeu dextre de l'accident de Secondigny et du complexe métamorphique à élogites des Essarts induit, dans l'espace intermédiaire, des plis en échelon d'axe N105°E associés à une schistosité de crénulation (ou de fracture) subverticale. Par ailleurs, le long du complexe métamorphique à élogites des Essarts et vers le Nord-Est, le métagranite ordovicien de Mervent et le granite à biotite de Bazoges-en-Pareds (Viséen probable) sont orthogneissifiés en régime cisailant dextre.

ÉVOLUTION TARDI-VARISQUE (WESTPHALIEN - STÉPHANIEN)

À l'échelle régionale, le dernier épisode varisque (cassant) semble résulter d'une direction de raccourcissement plutôt située autour de N20°E (Bouton, 1990). Sur la feuille Moncoutant, on peut lui rapporter les nombreux décrochements apparents N20°E qui hachent les assises paléozoïques, ainsi que

les décrochements qui affectent l'accident de Bressuire en le décalant. Dans les métamorphites, les kink-bands tardifs de direction N-S à N30°E pourraient constituer l'expression mésotectonique de cette ultime phase de serrage.

HISTOIRE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE

Le Toarcien des Boules, au Sud-Est de Breuil-Barret, est l'unique témoin de la couverture jurassique qui devait recouvrir l'ensemble du Haut-Bocage vendéen suite à son ennoïement à partir du Lias supérieur. Auparavant, la zone devait être émergée comme le laisse supposer l'absence du Lias inférieur et peut-être de Lias moyen (ce dernier pourrait cependant exister aux Boules).

Les silex de la formation résiduelle des Boules attestent que les assises jurassiques ne se limitaient pas au Toarcien, mais que le Dogger était également représenté. Le retrait de la mer est probablement intervenu à la fin du Jurassique.

Sur le territoire de la feuille Moncutant, il n'existe pas d'indice de formations datant du Crétacé inférieur. Cependant, on peut supposer que cette longue période d'évolution continentale s'est traduite par une intense altération des terrains exondés, en premier lieu les assises jurassiques.

Les sédiments cénomaniens connus de part et d'autre du seuil du Poitou et en Vendée occidentale (bassin de Challans-Commequiers) font défaut sur la feuille Moncutant. Les plus proches ne sont situés qu'à une vingtaine de kilomètres vers l'Est (argiles noires cénomaniennes de Viennay : feuille Parthenay, n° 565), de sorte que l'on peut supposer que la mer a recouvert toute la région au Crétacé supérieur.

Le Paléogène voit se développer une nouvelle phase d'altération avec production de paléosols complexes à ferricrètes et silcrètes. La paléosurface qui en résulte est l'élément fondamental du relief actuel. Elle est disséquée par des failles essentiellement NW-SE comme celle de Secondigny (Pouzauges). Les rehaussements relatifs qui en découlent entraînent l'érosion des paléosols, notamment ceux du Haut-Bocage vendéen dont les produits argilo-sableux et les débris silicifiés ont été évacués vers le Nord-Ouest ou sont allés recouvrir les altérites en place du Jurassique (argiles à silex) des régions méridionale et orientale.

L'évolution néogène, mal connue faute de jalons sédimentaires, voit se poursuivre l'altération continentale et peut-être l'esquisse du réseau hydrographique pléistocène.

Les vallées actuelles résultent essentiellement de l'abaissement du niveau de la mer au Quaternaire ancien. Les terrasses anciennes de la Sèvre nantaise témoignent de l'encaissement progressif de ce cours d'eau.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

La région de Moncoutant offre un paysage agraire typique de l'Ouest de la France : le bocage (terme normano-picard issu de bosc, forme primitive de bois). Sur ce territoire vallonné, les haies vives (« *palisses* ») constituent un réseau plus ou moins dense qui structure l'espace rural. Ces haies ont été plantées à partir de la fin du Moyen-Âge et, plus particulièrement, aux XVI^e et XVII^e siècles. Elles ont accompagné le développement des métairies et délimitent des parcelles de forme irrégulière et de superficie modeste (parfois moins de 1 000 m²). Composées de nombreuses essences, elles sont généralement installées sur un talus et, pour faciliter l'évacuation des eaux de pluie, sont, de temps à autre, doublées d'un fossé. Elles ont longtemps occupé une place importante dans la vie des gâtineaux et des bocains. Des arbustes fournissaient la matière première nécessaire à la confection de balais, de paniers, de manches d'outils, de piquets... D'autres offraient un complément alimentaire (mûres, noisettes, capselles...) tandis que l'églantier et l'aubépine étaient utilisés comme plantes médicinales. Elles présentaient - et présentent toujours - de nombreux avantages :

- elles permettent de lutter contre l'érosion des sols qui, le long des versants, sont soumis au ruissellement des eaux de pluie (c'est d'ailleurs pourquoi elles sont notamment plantées perpendiculairement à la pente) ;
- elles contribuent à la protection des cultures en limitant les effets du vent et améliorent le confort des troupeaux en créant de l'ombre en été ;
- elles fournissent du bois de chauffage par la taille en « tétard » des chênes et des frênes.

Les haies vives ont perdu leur place dans le système agricole intensif. Perçues comme une contrainte, elles ont fait l'objet d'arrachages massifs (entre 1975 et 1982, près de 20 000 km de haies vives ont été arrachées en Deux-Sèvres !). Toutefois, des programmes de re-plantation se multiplient.

Dans cet espace où les zones boisées sont peu développées (forêt de Chantemerle, forêt de L'Absie...), l'habitat traditionnel est très dispersé : les fermes sont implantées sur les plateaux ou le long des versants. À l'aplomb du granite de Pouzauges, elles occupent souvent de petites hauteurs (les toponymes construits à partir de « *puy* » sont fréquents). Ces fermes, à cour ouverte, principalement occupées par des éleveurs, se composent d'un logis d'habitation, avec une ou deux pièces en rez-de-chaussée surmontées d'un comble à surcroît (grenier), et de nombreuses dépendances, souvent bâties sans ordre, dont une grange-étable. Menacé dans son identité par des travaux de restauration hasardeux (utilisation de matériaux inadaptés, modification de l'ordonnancement des façades, restructuration avec extension...), cet habitat est également délaissé au profit de constructions neuves qui se développent en

périphérie des principales agglomérations (lotissements). Le bourg, même modeste, assure la fonction de centre et regroupe la mairie et l'école, l'église et le cimetière, certains commerces. Enfin, si le fond des vallées est systématiquement délaissé en raison des risques d'inondation, de nombreux moulins à eau, destinés à la production de farine, y ont été construits comme, par exemple, le long de la Sèvre nantaise (Largeasse, La Chapelle-Saint-Étienne, Le Breuil-Bernard, Moncoutant, La Forêt-sur-Sèvre...).

L'eau est omniprésente et facilement disponible. Pour reprendre le géographe R. Bobin (1926, p. 49), « [...] elle sort à chaque pas ». En effet, exposée aux vents d'Ouest, cette région est copieusement arrosée par les pluies (les précipitations sont comprises entre 800 et 1 000 mm par an). Par ailleurs, les altérites argileuses et les arènes granitiques de nature argilo-sableuse qui jouent le rôle d'une éponge au-dessus de la roche-mère, imperméable, retiennent l'eau de pluie en surface. Les ruisseaux composent un réseau dense et complexe tandis que les sources, les mares, les étangs (dont certains, anciens, comme celui de l'Olivette qui s'étend sur une douzaine d'hectares au Sud-Est de La Chapelle-Saint-Laurent) sont innombrables. Longtemps, ce contexte a constitué un handicap pour l'agriculture locale et les paysans étaient confrontés à de grandes difficultés. Les sols (voir carte pédologique des Deux-Sèvres à 1/250 000 : GIS-Sol - RRP, 2007), à texture limoneuse, argilo-sableux ou sableux, généralement acides ($5 < \text{pH} < 7$), peuvent présenter en période pluvieuse un excès d'eau prolongé (phénomène d'hydromorphie), difficile à maîtriser. En outre, favorables au développement d'une végétation silicicole (ajonc, genêt, bruyère...), ils étaient couverts de landes dévolues au pacage du bétail et, après défrichage, ne permettaient d'obtenir que de maigres récoltes de seigle et d'avoine. Cette situation a notablement évolué à partir des années 1840 avec l'avènement de nouvelles techniques agricoles comme l'utilisation de la charrue en fer dite « Dombasle » et le chaulage des sols pauvres (Poncet, 2008a) qui a permis l'introduction de nouvelles céréales comme le froment et l'amélioration significative des rendements, et, plus récemment, grâce au drainage.

La nature des sols est essentiellement contrôlée par leur situation topographique et la texture des altérites sur lesquelles ces sols sont développés. La texture de l'horizon de surface est à dominante limoneuse. D'une manière générale, les sols des versants peu pentés, des interfluves et des plateaux sont des sols bruns lessivés (luvisols) à pseudogley. Sur les arènes, la coupe-type est constituée de haut en bas par (i) un horizon superficiel limono-sableux, (ii) un horizon argilo-sableux qui présente à partir de 60 cm des traces d'hydromorphie et (iii) une arène sableuse compacte et généralement sèche. Les zones d'affleurement de granitoïdes portent des sols peu profonds et peu évolués, avec un contact franc entre l'horizon superficiel limoneux ou limono-sableux et l'arène compacte. Dans ces secteurs, l'altération « en boules » complique le drainage naturel et favorise le développement de petites zones humides. Les sols sur roches métamorphiques ont une texture plus argileuse et sont plus pauvres

en cailloux. Ils sont tout aussi hydromorphes que les précédents, sauf au Sud de la forêt de Chantemerle où l'on observe des sols brun-rouge, profonds, sur altérites à texture limoneuse.

Aujourd'hui, la région de Moncoutant est principalement vouée à l'élevage, accessoirement à la polyculture (Combes et Luc, 1980 ; De Ravigan et Roux, 1990). Sur les versants encombrés de blocs de granite, donc difficiles à labourer, et dans les vallées colmatées d'alluvions et/ou de colluvions, les sols sont souvent occupés par des prairies naturelles permanentes (de 50 à 70 % voire plus de la Surface Agricole Utile selon les communes considérées). Ces prairies permettent un système de production agricole basé sur l'élevage bovin, ovin et caprin qui fournit de la viande de boucherie et du lait pour la fabrication de beurre et de fromage. L'élevage bovin représente entre 25 et 35 % de la production agricole finale et la Gâtine poitevine est le berceau d'une race rustique, la « Parthenaise », réputée pour la qualité de sa viande et ses hauts rendements laitiers. Le long de la Sèvre nantaise, les prairies humides ont favorisé le développement de la populiculture. Sur les plateaux, les sols, parfois sableux, produisent le plus souvent des cultures fourragères (maïs à ensiler, chou, betterave...), destinées à l'alimentation des animaux, mais aussi des céréales comme le blé (2 % de la SAU en Gâtine poitevine, 5 % de la SAU dans le Bocage bressuirais). Enfin, l'élevage avicole (poulets de chair) s'est fortement développé ces dernières décennies (et avec lui, une cohorte d'unités industrielles souvent disgracieuses...) et, dans la région de Vernoux-en-Gâtine et de Secondigny (feuille Mazières-en-Gâtine) principalement, des vergers produisent une variété de pomme rustique dite de plein vent : la « reinette clochard ».

NB - L'association Prom'Haies, créée en 1989, dont le siège social est situé à la Maison de la Forêt et du Bois à Montalembert (Deux-Sèvres) propose notamment aux collectivités locales et aux particuliers son assistance technique pour favoriser la re-plantation de haies vives (voir site <http://www.promhaies.net>).

RISQUES NATURELS

Retrait-gonflement des argiles. Les Deux-Sèvres font partie des départements français où le phénomène de retrait-gonflement des argiles est à l'origine de graves désordres dans les constructions (fissuration des façades, distorsion des ouvertures, dislocation des carrelages, rupture des canalisations...), principalement les maisons individuelles dont les fondations sont souvent trop superficielles. Un tel phénomène est lié à la nature de certaines argiles (smectites et quelques interstratifiés) qui, en période de sécheresse, perdent leur eau d'adsorption (cette perte se traduit par une diminution de volume du matériau) : en résultent des tassements verticaux dont l'amplitude est d'autant plus importante que la formation argileuse est épaisse et qu'elle est

riche en minéraux gonflants. Depuis avril 1998, le département des Deux-Sèvres dispose d'une carte de l'aléa retrait-gonflement des argiles qui permet d'identifier les zones où le phénomène peut *a priori* se produire et de hiérarchiser ces zones selon un degré d'aléa croissant (nul, faible, moyen ou fort). Pour le département de la Vendée, cette carte n'est pas encore disponible. Sur la feuille Moncutant, l'aléa est *a priori* nul ou faible (c'est le cas, en particulier, dans les zones où affleurent les limons des plateaux et les altérites argileuses développées au dépens des métamorphites du Haut-Bocage vendéen et de l'unité de Chantonay). Cet aléa est moyen dans les vallées alluviales, principalement celles de la Sèvre nantaise et de l'Ouine. Seul, un secteur de faible extension, localisé le long de la D 139, au lieu-dit les Cinq Chemins, sur la commune de Boismé, présente un aléa fort. Au sein des zones à risques (*cf.* aléas moyen ou fort), la construction est possible mais doit s'accompagner des mesures préventives (étude géotechnique, ancrage profond et homogène des fondations, chaînage des murs...).

NB - Des informations complémentaires dont la carte départementale d'aléa retrait-gonflement sont disponibles sur le site <http://www.argiles.fr>.

Sismicité. D'après la base de données nationale SisFrance (BRGM - EDF - IRSN), trois séismes historiques dont la localisation épacentrale est plus ou moins satisfaisante (B ou C) sont répertoriés sur le territoire couvert par la feuille Moncutant. D'intensité épacentrale modérée (de 4 à 4,5), ces séismes témoignent d'une activité néotectonique faible, tant en intensité qu'en fréquence (tabl. 3).

NB - Des informations complémentaires sur la sismicité historique de la France sont disponibles sur le site <http://www.sisfrance.net>.

RESSOURCES EN EAU

Les ressources hydriques de la feuille Moncutant sont peu exploitées. Les besoins publics en eau potable sont actuellement assurés par des ressources situées hors de l'emprise de la feuille. Auparavant, certaines collectivités étaient alimentées par le captage de sources (Clessé, L'Absie...) ou d'eaux superficielles prélevées dans la Sèvre nantaise, à la Morinière (Moncutant). Ces prélèvements ont été abandonnés en raison de leur faible productivité (source), de leur médiocre qualité ou des difficultés qu'il y avait à les protéger.

Eaux souterraines. Le socle varisque, constitué de roches métamorphiques et de granitoïdes, présente des capacités aquifères modestes et difficilement exploitables. L'horizon superficiel d'altération et de fissuration forme un réservoir peu productif limité à sa base par la roche saine imperméable. Il est drainé par des sources de versant ou de pied de vallon, de débit médiocre

Date	Commune	Coordonnées géographiques	Intensité
07/10/1985	Boismé	Longitude : 0°26'W – Latitude : 46°46'N	4
25/02/1949	Clessé	Longitude : 0°26'W – Latitude : 46°45'N	4
20/09/1933	La Chapelle-Saint-Laurent	Longitude : 0°29'W – Latitude : 46°44'N	4,5

Tabl. 3 - Séismes historiques répertoriés sur le territoire de la feuille Moncoutant

(quelques m³/h), alimentant parfois des retenues collinaires. En profondeur, les circulations sont restreintes aux zones fracturées, difficiles à localiser en l'absence d'approche spécifique (étude structurale par photo-interprétation et/ou géophysique).

Les puits traditionnels, relativement nombreux (plus de 500 recensés), captent l'aquifère superficiel contenu dans les altérites. Vulnérables, ils ne sont plus guère utilisés que pour des usages domestiques. Depuis les années 1970, le recours aux forages s'est généralisé pour rechercher une ressource plus abondante et de meilleure qualité à des fins agricoles (abreuvement du cheptel, irrigation), industrielles et domestiques. Au début de l'année 2010, plus d'une centaine de forages étaient ainsi déclarés sur le territoire couvert par la feuille Moncoutant - 120 selon la banque de données du sous-sol (BSS) - une vingtaine destinée à la géothermie. La productivité de ces ouvrages apparaît toutefois modeste et aléatoire (tabl. 4). La lithologie influe peu, même si les métamorphites sont *a priori* favorables. En revanche, certains secteurs apparaissent plus productifs, comme la région située au Nord-Ouest d'une ligne Saint-Pierre-du-Chemin – Courlay où sont observés les meilleurs débits. Le massif granitique de Pouzauges et son encaissant métamorphique constituent une zone privilégiée, probablement en raison du réservoir capacitif que forme l'épaisse couverture d'altérites développée sur les métamorphites.

Statistiquement, moins de 45 % des ouvrages ont un débit supérieur à 2 m³/h et un seul atteint 20 m³/h (fig. 17). Ces faibles valeurs tiennent au fait que la plupart des forages sont implantés par commodité à proximité de la zone d'usage, souvent avec l'assistance d'un sourcier, mais sans prise en compte de la fracturation. Cependant, les formations varisques ne sont pas exemptes d'intérêt hydrogéologique : au Tail, sur la commune de Pouzauges (feuille Chantonay, n° 563), le captage de l'aquifère fracturé du granite de Pouzauges fournit ainsi 620 m³/jour pour l'eau potable.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Toutes les roches qui affleurent sur le territoire de la feuille Moncoutant ont été mises à profit pour la production de granulats et de matériaux de construction (sable, moellon et pierre de taille) ou comme matière première de l'industrie de feu (argile à tuiles et à briques). Plusieurs communes ont ainsi accueilli une « *carrière de granit* [pour la construction] » ou un « *four à chaux et à tuiles* ». Quelques toponymes révèlent l'existence de sites où ces roches ont été extraites, parfois transformées : les Minières (Saint-Pierre-du-Chemin), la Sablière (Moutiers-sous-Chantemerle), Férolles (Trayes), la Poterie (Pugny), la Tuilerie (Vernoux-en-Gâtine)... Longtemps exploitées de manière artisanale, elles permettaient de couvrir des besoins locaux. À une exception près, toute activité a disparu.

	Débit instantané moyen (m ³ /h)	Débit instantané moyen par mètre de forage	Profondeur des ouvrages
Totalité des ouvrages (87)	3,39	0,11	39,6
Ouvrages dans les granitoïdes (52)	3,07	0,09	39,8
Ouvrages dans les métamorphites (33)	3,93	0,13	39,4

Tabl. 4 - Débit moyen et profondeur moyenne des forages de la feuille Moncoutant (le débit instantané pris en compte est celui indiqué par le foreur dans les dossiers de la BSS)

Débit instantané des ouvrages

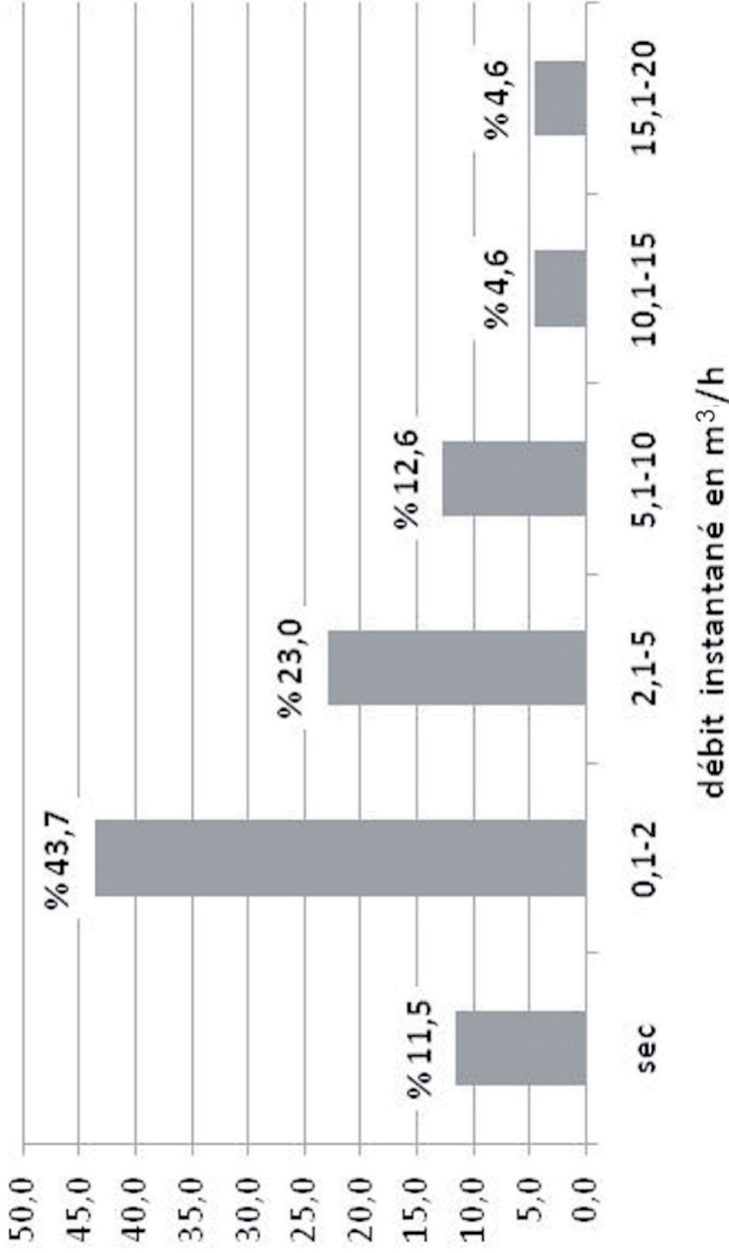


Fig. 17 - Expression en pourcentage du débit instantané obtenu par les ouvrages recensés sur la feuille Moncoutant (un peu plus de 55 % des forages ont un débit inférieur ou égal à 2 m³/h)

Granulat. Les formations d'origine magmatique ou métamorphique ont alimenté la production de granulats. Ainsi, de nombreuses « *carrières de pierres pour l'entretien des chemins* » ont été ouvertes, par exemple à Saint-Pierre-du-Chemin, La Ronde... Aujourd'hui, la production de granulat est une activité industrielle et les granulats sont utilisés dans l'industrie du bâtiment (béton) et pour les travaux publics (matériaux de viabilité et enrobés). Dans la région de Moncoutant, cette activité est présente à Laubreçais (Clessé) où la diorite quartzique de Moncoutant est exploitée depuis une cinquantaine d'années au niveau de la carrière à ciel ouvert dite de Champ Chétif. Cette carrière a été exploitée à partir de 1955 par la société Musset S.A., fondée par H. Musset qui s'est installé à Laubreçais au sortir de la Seconde Guerre mondiale (1946). Elle a été rachetée en 1991 par le groupe Lafarge, leader mondial des matériaux de construction. La carrière de Champ Chétif couvre une quinzaine d'hectares et la zone en cours d'exploitation s'étend vers l'Ouest (en direction de la D 177). Lafarge Granulats Ouest, filiale du groupe Lafarge qui gère le site, emploie une vingtaine de personnes et sa production s'élève à 550 000 tonnes par an. À partir des matériaux de découverte, elle produit du sable utilisé pour la fabrication de béton dans une centrale installée *in situ* et, avec le tout-venant, elle élabore des granulats (sables, gravillons et graves) qui, transformés, donnent des graves traitées et des enrobés à froid. Pour l'essentiel, cette production approvisionne les chantiers locaux (déviations de Bressuire en 1999, déviation de Parthenay en 2003-04...). Sur la commune de Saint-Paul-en-Gâtine, au Sauvaget, une carrière plus récente et plus modeste (2 hectares environ) permet d'extraire les grauwackes de l'unité de Chantonay qui sont concassées pour les besoins de la Société gâtinaise de travaux publics Racaud SARL (Vernoux-en-Gâtine).

Sable. Certains sables, mélangés en proportions variables à de la chaux aérienne ou de la chaux hydraulique, permettaient de produire des mortiers et des enduits. Deux formations ont été exploitées pour la production de sables :

- les arènes (« *tine* » ou « *chappe* » en Deux-Sèvres), issues de l'altération des granitoïdes. Elles correspondent à un sable quartzo-feldspathique micacé et grossier, pauvre en argile, et forment des manteaux parfois épais au-dessus de la roche-mère ;
- les alluvions modernes. D'anciennes sablières, aujourd'hui en eau, jalonnent la vallée de la Sèvre nantaise, au Nord-Est de Moutiers-sous-Chantemerle et au Nord-Ouest de Moncoutant (la Burelière).

Moellon. À l'exception des roches meubles d'origine alluviale ou colluviale et des formations argileuses, tous les matériaux ont fourni des moellons, principalement utilisés comme appareil de l'habitat rural. Bien que difficiles à débiter et à travailler en raison de leur dureté, les métamorphites (y compris les cornéennes) et les granitoïdes ont livré des dalles ou des blocs polyédriques de taille variable mis en œuvre bruts d'extraction.

Pierre de taille. Quelques roches cohérentes d'origine magmatique (granite et diorite quartzique) - connues sous l'appellation générique « *granit* » ou « *grison* » - ou volcano-sédimentaire (pierre des Plochères) ont permis la production de pierre de taille. Employée pour l'appareillage des chaînes d'angle et des ouvertures (portes et fenêtres), plus rarement pour l'élévation des murs, la pierre de taille est présente dans l'habitat rural (logis et dépendances) mais également dans les édifices civils (châteaux et manoirs) et religieux (églises et chapelles, croix de chemin et calvaires) ainsi que dans certains ouvrages d'art (ponts). Par ailleurs, elle a été utilisée pour réaliser divers objets en usage dans le monde agricole (margelles de puits, auges...). Les matériaux mis à profit sont les suivants :

– le granite à biotite et hornblende de Pouzauges, notamment utilisé pour la construction du château de Saint-Mesmin-la-Ville (XIV^e-XV^e siècles) ;

– la diorite quartzique de Moncoutant qui était encore exploitée à proximité de Moncoutant et de La Chapelle-Saint-Laurent durant l'entre-deux-guerres (Loez, 1926 ; Ferré, 1929 ; Mathieu, 1936) ;

– les principaux faciès du massif granitique de Neuvy-Bouin, à savoir le granite à biotite et à texture porphyroïde de Largeasse et le granite à deux micas de Pougne-Hérisson. C'est avec le premier qu'a été érigé, à Lageon (10 km au Nord de Parthenay), le monument dédié à la mémoire des déportés et internés de la Résistance des arrondissements de Bressuire et de Parthenay, inauguré le 26 septembre 1948. À ce jour, une seule exploitation en activité subsiste : il s'agit de l'entreprise Berson SARL, installée à la Bellivrie (Largeasse). Si cette entreprise a pu exploiter le granite local (faciès à biotite et à texture porphyroïde), elle travaille aujourd'hui avec des roches magmatiques et métamorphiques d'origines variées (Brésil, Afrique du Sud...) ;

– la pierre des Plochères. Extraite en de nombreux points au Sud-Ouest et au Sud de Saint-Pierre-du-Chemin (la Chambaudière, les Plochères, le Calvaire, Monpinson, les Rochettes, Beauregard...), cette roche, rose à violacée, est omniprésente dans le centre-bourg où elle compose l'appareillage des chaînes d'angle et des baies (linteaux et piédroits). Observable dans l'architecture civile et religieuse jusqu'à une vingtaine de kilomètres autour de Saint-Pierre-du-Chemin, elle apparaît notamment sous la forme de grandes dalles régulières qui, posées à plat et en encorbellement sur le nu des murs, constituent des corniches (c'est le cas, par exemple, pour l'église de Saint-Paul-en-Gâtine). Elle a été également employée pour réaliser des margelles de puits et, à l'intérieur de certains bâtiments agricoles (écuries, étables...), pour délimiter les stalles destinées à isoler les animaux les uns des autres. De plus, elle a des qualités réfractaires, liées à la présence de pyrophyllite, qui expliquent qu'elle ait été employée pour le chemisage des chambres de combustion des fours à chaux et ce, jusque dans la région de Thouars, à 50 km vers le Nord-Est (Poncet *et al.*, 2004). Avant la fermeture, en 1956, des carrières où elle était exploitée, la pierre des Plochères était d'ailleurs exclusivement destinée aux hauts fourneaux de la fonderie d'Indret, située sur la Loire, en aval de Nantes.

Argile à tuiles et à briques. La présence conjointe de gisements d'argiles - altérites argileuses du socle et limons des plateaux - et de zones boisées ou couvertes de landes, notamment composées de bruyère à balais, est à l'origine de la fabrication de terre cuite : tuiles romaines (ou tuiles canal) pour la couverture et les génoises, briques pleines pour les souches, les corniches et les ouvertures (portes, fenêtres et jours), carreaux pour le pavage des sols. Au XIX^e siècle, de nombreuses communes possédaient une (ou plusieurs) tuilerie(s)-briqueterie(s) dont l'implantation était fortement conditionnée par la proximité de matière première : Terves, La Chapelle-Saint-Laurent, Moncoutant, Le Breuil-Bernard, Saint-Pierre-du-Chemin, Vernoux-en-Gâtine... Sauf exception, ces ateliers fonctionnaient avec un four en voûte - ou four couché - de plan rectangulaire, d'une contenance d'environ 20 à 25 m³, chauffé au bois ou à la brande. Après la Première Guerre mondiale, avec l'avènement de matériaux nouveaux (parpaing et brique creuse) et la nécessaire rationalisation de la production, la plupart de ces ateliers ont disparu. Certains étaient encore en activité dans les années 1960 (Anonyme, 1961-65) : A. Cateau à Saint-Pierre-du-Chemin, Rivard & Fils à la Chagnaie (Pugny)... La tuilerie-briqueterie de la Coulaisière (Pugny) est la dernière à avoir fonctionné : propriété de la famille Billaud, elle a cessé son activité en 1993 (Moisson-Pouvreau, 2006). Compte tenu des besoins importants en matériaux de construction à partir du milieu du XIX^e siècle, cette activité a donné lieu à de multiples excavations, de dimensions modestes, qui ont disparu. Localement, d'anciennes fosses d'extraction, groupées et remplies d'eau, sont identifiables : c'est le cas, par exemple, à proximité du hameau de Nantilly (Chiché), dans le bois qui s'étend au Nord-Ouest de la Belle Étoile.

Argile à poteries. Un four à pots a été signalé à la Poterie, sur la commune de Pugny (Ledain, 1902). Là encore, il est vraisemblable que la matière première employée ait été des altérites argileuses issues de l'altération *in situ* du socle : formation de Montournais ? granite de Largeasse ?

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Dans l'ensemble, le territoire couvert par la feuille Moncoutant reste très pauvre en vestiges archéologiques, notamment en ce qui concerne le Paléolithique, le Néolithique, le Chalcolithique, les Âges du Bronze et du Fer (Poissonnier, 1997 ; Germond, 2001). Pour certains, c'est le contexte géologique qui explique la quasi absence de mobilier et de traces d'occupation : la succession de collines et de vallons inondés en hiver et la présence de sols argileux et humides couverts de végétation calcifuge (bruyères, ajoncs, genêts...) n'ont pas favorisé l'installation de l'Homme. Pour d'autres, c'est l'absence de silex, matière première indispensable pour la production d'armes, qui en est la

raison (à tout le moins sur la période Paléolithique - Néolithique - Chalcolithique). Les ramassages de surface ont (seulement) permis de recueillir quelques haches (polies ou à rebords) et pointes de flèche ou de lance. Deux sites néolithiques méritent d'être signalés : la Chagnaie (Moutier-sous-Chantemerle), où un atelier de taille (?) installé sur une hauteur dominant le ruisseau des Crétinières (199 m NGF) a livré des nucléus et environ cent cinquante outils, et les Noues (Saint-André-sur-Sèvre), où ont été découverts divers objets (haches, poignards, pointe de flèche à pédoncule et ailerons, polissoir...). Des meules dormantes ont été recensées sur les communes de Saint-André-sur-Sèvre et de Saint-Pierre-du-Chemin. Aménagées dans des blocs de nature granitoïdique (granite de Pouzauges ? diorite quartzique de Moncutant ?), elles montrent une cuvette ovoïde, éventuellement deux (elles portent alors le nom de « *fesses-des-sorcières* »). Souvent transformées en lave-mains (ou « *laverasses* ») dans les cours de ferme, elles avaient probablement des usages multiples (broyage des grains, des dégraissants, de l'argile, travail des peaux...). Leur âge est inconnu (Néolithique ? Âge du Bronze ? Âge du Fer ?).

Pour la période gallo-romaine, en dehors de la voie secondaire Rom-Nantes dont le passage est attesté entre L'Absie et Saint-Pierre-du-Chemin (localité où une borne miliare a été découverte au XIX^e siècle), en marge de la forêt de Chantemerle, suivant un alignement de points hauts (entre 220 et 245 m NGF), les traces de présence humaine sont également rares (Sarrazin, 1982 ; Hiernard & Simon-Hiernard, 1996) : elles se limitent à des substructions de *villae* (L'Absie, Chanteloup, Clessé, Largeasse, Moncutant, Neuvy-Bouin, Saint-Amand-sur-Sèvre...) accompagnées ou non de fragments de *tegulae* voire de céramique. S'y ajoutent quelques trésors monétaires tels ceux mis à jour à Chanteloup en 1877 (2 500 monnaies environ) et à Neuvy-Bouin au cours de l'hiver 1951-1952 (près de 1 460 monnaies du III^e siècle après J.-C.).

Enfin, la période mérovingienne est représentée par des sarcophages trapézoïdaux, le plus souvent en calcaire coquillier (falun) du Miocène moyen de Doué-la-Fontaine, qui peuvent être groupés pour constituer un cimetière (Boismé, Moncutant et Pougne-Hérison) ou isolés (Saint-André-sur-Sèvre).

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Les points d'observation cités dans la notice explicative sont signalés sur la carte en tant qu'affleurements remarquables. Ils ne sont cependant pas tous d'un accès facile ou libre. Les bords de route et les nombreuses carrières abandonnées permettent néanmoins des observations aisées.

Certaines formations et structures identifiées sur le territoire de la feuille Moncutant sont sommairement décrites dans la deuxième édition du Guide géologique régional Poitou Vendée Charentes (Paris, Masson, 1997, 223 p.) au

niveau des itinéraires 12 « *Le Haut-Bocage vendéen* » et 13 « *Le synclinorium de Chantonay, le sillon houiller et le complexe de Mervent* ». Elles le sont également dans le livret-guide d'une excursion organisée sous l'égide du Groupe Français du Paléozoïque qui s'est réuni en Deux-Sèvres et en Vendée du 28 septembre au 1^{er} octobre 1995 (Colchen et Rolin, 1995).

Quelques sites qui présentent un intérêt historique, scientifique et pédagogique méritent d'être signalés. C'est le cas :

– d'une part, du chaos de blocs du Boussignoux (Largeasse) et de celui de la Garrelière (Neuvy-Bouin) qui se caractérise par la présence de nombreuses microformes (vasques et cannelures) (Poncet *et al.*, 2008). Développés au dépens des granitoïdes de Largeasse et de Pougne-Hérissou, ces modelés périglaciaires témoignent de l'influence des périodes froides et humides du Plio-Quaternaire sur la morphologie de la Gâtine poitevine. L'un et l'autre sont en cours de classement au titre des sites (loi de 2 mai 1930) ;

– d'autre part, d'anciennes carrières à ciel ouvert où était extraite la pierre des Plochères (Saint-Pierre-du-Chemin), matériau utilisé comme pierre de taille dans l'habitat rural traditionnel (chaînes d'angle et baies) mais aussi, en raison de ses qualités réfractaires, pour le chemisage des chambres de combustion des fours à chaux (voir www.vendee.fr, dossier « patrimoine géologique », fiche n° 7).

Enfin, la carrière à ciel ouvert dite de Champ Chétif, située à Laubreçais (Clessé), exploitée par le groupe Lafarge, fait partie du réseau départemental « *L'Homme & la Pierre* » (Poncet, 2008b, 2009). Composé d'une dizaine de sites (carrières abandonnées ou en activité), ce réseau, créé dans le cadre d'un Pôle d'Excellence Rural (PER), a pour objectif de sensibiliser le public sur le sous-sol et son exploitation en Deux-Sèvres. Dans cette perspective, un terril de morts-terrains, constitué en marge de l'exploitation, a été aménagé (rampe d'accès, clôture...) et un support d'information traitant du fonctionnement du site, de la production et des mesures mises en œuvre pour préserver l'environnement (gestion des eaux d'exhaure) y a été installé.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les échantillons, lames minces et minutes de terrain qui concernent la série métamorphique et les granitoïdes du Haut-Bocage vendéen sont conservés au Centre d'interprétation géologique du Thouarsais (Rond-Point du 19 mars 1962 - 79100 Thouars) où ils(elles) peuvent être consulté(e)s. De la même façon, les rapports inédits rédigés dans le cadre du projet d'enfouissement de déchets radioactifs longue vie envisagé au cœur du massif granitique de Neuvy-Bouin (voir liste ci-après) sont également consultables au centre d'interprétation :

- BOUTON P., PONCET D. (1989) - Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Notice explicative des coupes à 1/50 000. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 62 p. (+ 7 planches hors-texte) [rapport 622 RP UPT 89-001].
- BOUTON P., PONCET D. (1990) - Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Notice explicative de la carte structurale à 1/100 000. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 51 p. (+ 1 carte hors-texte) [rapport 622 RP UPT 90-001].
- BOUTON P., PONCET D. (1991) - Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Domaines ligérien et vendéen. Synthèse bibliographique. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, t. I, 104 p., t. II, 118 p., t. III, 90 p. (+ 1 planche hors-texte) [rapport 622 RP UPT 91-001].
- BOUTON P., PONCET D. (1992) - Contexte structural du massif granitique de Neuvy-Bouin (Deux-Sèvres). Carte structurale à 1/100 000. Fontenay-aux-Roses, ANDRA (+ notice explicative, 108 p.).
- BOUTON P., BRANGER P., PONCET D. (1991) - Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Le socle hercynien et la couverture méso-cénozoïque entre les accidents de Secondigny et de Parthenay. Structuration hercynienne et tectonique tertiaire. Apports de la cartographie et de l'analyse structurale. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 73 p. (+ 5 planches hors-texte) [rapport 622 RP UPT 91-002].
- CUNEY M., STUSSI J.-M. (1990) - 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. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 77 p. [rapport RP CRE 90-001].
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M. (1991) - Géochimie et géochronologie des granites du Haut-Bocage vendéen. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 10 p. [rapport 622 RP CRE 91-001].
- CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M. (1992) - Géochimie des granitoïdes vendéens. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 188 p. [rapport 622 RP CRE 92-001].
- DELFOUR J., DUTARTRE P., LEMIERE B., MARTIN P. (1983) - Étude géologique et structurale du massif granitique de Neuvy-Bouin (Deux-Sèvres). Orléans-la-Source, BRGM, 57 p. (+ 1 carte hors-texte). [rapport 83 SGN 257 GEO].
- DELFOUR J., RIVIÈRE J.-L., LEMIERE B. (1988) - Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Étude pétrologique et cartographique de la partie ouest. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 17 p. [rapport RP BRG 88-007].

La banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être

consultés soit au SGR Poitou-Charentes (5, rue de la Goélette - 86280 Saint-Benoit), soit à la Maison de la Géologie (77, rue Claude Bernard - 75005 Paris).

BIBLIOGRAPHIE

- ANONYME (1961-1965) - *Guide départemental des entrepreneurs et artisans du bâtiment. Travaux publics*. Deux-Sèvres. Toulouse, éditions départementales, 247 p.
- AUDREN C., PEUCAT J.-J. (1980) - Structure de la double ceinture métamorphique siluro-dévonienne de Bretagne méridionale. *J. Geol. Soc. London*, 137 (-), 215 p.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.-M., DUTHOU J.-L. (1977) - Radiometric evidence for an acadian tectonometamorphic event in western Massif central français. *Contrib. Mineral. Petrol.* 61 (2), p. 199-212.
- BERNARD-GRIFFITHS J., GEBAUER D., GRÜNENFELDER M., PIBOULE M. (1985) - The tonalite belt of Limousin (French Central Massif): U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. géol. France* (8). I (4), p. 523-529.
- BERRE A.-D. (1967) - Quelques idées nouvelles à propos de la pierre réfractaire des Plochères. *Trav. Inst. Géol. Anthrop. Préhist. Fac. Sc. Poitiers*. VIII, p. 135-159.
- BERTRAND J.-M., LETERRIER J., CUNEY M., BROVAND M., STUSSI J.-M., DELAPERRIÈRE E., VIRLOGEUX D. (2001) - Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie de la France*, (1-2), p. 167-189.
- BOBIN R. (1926) - La Gâtine. Étude de géographie. Niort, Imprimerie A. Chiron, 228 p.
- BOUTON P. (1990) - Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la Chaîne hercynienne - Partie orientale du synclinorium de Chantonay - Massif armoricain. Poitiers, Thèse, 1 vol., 378 p. (+ 1 carte et 1 planche hors-texte).
- BOUTON P., PONCET D. (1989) - Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Notice explicative des coupes à 1/50 000. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 62 p. (+ 7 planches hors-texte). [rapport 622 RP UPT 89-001].
- BOUTON P., PONCET D. (1990) - Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Notice explicative de la carte structurale à 1/100 000. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 51 p. (+ 1 carte hors-texte). [rapport 622 RP UPT 90-001].
- BOUTON P., PONCET D. (1992) - Contexte structural du massif granitique de Neuvy-Bouin (Deux-Sèvres). Carte structurale à 1/100 000, Fontenay-aux-Roses, ANDRA (+ notice explicative, 108 p.).

- BOUTON P., BRANGER (2007) - Carte géologique à 1/50 000, feuille Coulonges-sur-l'Autize (587), Orléans-la-Source, BRGM.
- BOUTON P., PONCET D., COLCHEN M., VERVIALLE J.-P., GROS Y. (1992) - Attribution au Paléozoïque inférieur de la série métasédimentaire du Haut-Bocage vendéen (segment vendéen de la Chaîne hercynienne, France). *In* Paléogéographies et biogéographies de l'Europe occidentale au Paléozoïque. Villeneuve d'Ascq, C.G.P.F (16-17 octobre 1992), [résumé].
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Orsay, Thèse État, 1 vol., 384 p.
- BRGM (2006) - Typologie des zircons selon la méthode d'indexation de J.-P. Pupin. Rapport d'essais 06-1-014-BH, 5 p. [analyse des échantillons BB5 (granodiorite de Breuil-Barret), MCT1020 (granite à deux micas de Bressuire) et MCT1399 (granite à biotite et hornblende de Pouzauges)].
- BRGM (2008) - Datations U-Th-Pb sur monazites (MSE). Note MMA/ISO-298/2008, 12 p. [datation des échantillons MCT1020 (granite à deux micas de Bressuire) et MCT1399 (granite à biotite et hornblende de Pouzauges)].
- BRGM (2009) - Datations U-Pb sur zircons (SHRIMP). Note MMA/ISO-298/2009, 13 p. [datation des échantillons BB5 (granodiorite de Breuil-Barret) et MCT1399 (granite à biotite et hornblende de Pouzauges)].
- BRILLANCEAU A. (1962) - Présence de pyroxène dans la partie sud-est du granite de Pouzauges (Vendée). *C.R. Acad. Sc. Paris (D)*, 254 (25), p. 4322-4324.
- CALLIGEE (1996) - Étude de faisabilité géologique et hydrogéologique pour la création de plans d'eau. Site des Bourses. Commune de Moutiers-sous-Chantemerle (79). Rapport 6-79085, 26 p., 7 fig. (+ 1 carte géologique à 1/10 000 hors-texte).
- CANTAGREL J.-M. (1972) - Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens. Application au Massif central français et à l'Aleksod, Sahara algérien. Clermont-Ferrand, Thèse État, 282 p.
- CARTANNAZ C., ROLIN P., LE MÉTOUR J., FABBRI O. (2005) - Fammenian - Tournaisian dextral shear in the french variscan belt. *C.R. Geoscience*. 338 (3), p. 214-221.
- CHANTRAINE J. AUTRAN A., CAVELIER C. [coordonnateurs] (1996) - Carte géologique de la France à 1/1 000 000 (6^e édition), Orléans-la-Source, BRGM.
- COLCHEN M., ROLIN P. (1995) - La Chaîne hercynienne en Vendée. Poitiers, Laboratoire de Géodynamique et Tectonique, 54 p. [livret-guide].
- COLCHEN M., ROLIN P. (2001) - La Chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France*, (1-2), p. 53-86.
- COLLIN M., MINIER J.-P. (1999) - Inventaire des paysages de Poitou-Charentes. Poitiers, CREN Poitou-Charentes, 3 vol. (+ 1 carte hors-texte).

- COMBES J., LUC M. (1980) - Les Deux-Sèvres aujourd'hui. Étude géographique. Saint-Jean-d'Angély, Bordessoules, 384 p.
- CUNEY M., STUSSI J.-M. (1990) - 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. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 77 p. [rapport RP CRE 90-001].
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M. (1991) - Géochimie et géochronologie des granites du Haut-Bocage vendéen. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 10 p. [rapport 622 RP CRE 91-001].
- CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M. (1992) - Géochimie des granitoïdes vendéens. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 188 p. [rapport 622 RP CRE 92-001].
- 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 Moncutant : nouveaux arguments pour une extension de la « Ligne tonalitique limousine » en Vendée. *C.R. Acad. Sc. Paris*, (II), 316 (-), 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. Sc. Paris*, (II), 317 (-), p. 219-226.
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M. (2001) - Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou à l'Ouest du Massif central français. *Géologie de la France*, (1-2), p. 117-142.
- DEBON F., LEFORT P. (1983) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Phil. Trans. Roy. Soc. Edimburg*, 73 (-), p. 135-149.
- DELFOUR J., DUTARTRE P., LEMIERE B., MARTIN P. (1983) - Étude géologique et structurale du massif granitique de Neuvy-Bouin (Deux-Sèvres). Orléans-la-Source, BRGM, 57 p. (+ 1 carte hors-texte). [rapport 83 SGN 257 GEO].
- DELFOUR J., RIVIÈRE J.-L., LEMIERE B. (1988) - Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Étude pétrologique et cartographique de la partie ouest. Fontenay-aux-Roses, ANDRA, 17 p. [rapport RP BRG 88-007].
- DHOSTE M. (1961) - Étude pétrographique des roches éruptives de la région Parthenay – Bressuire – Moncutant. Poitiers, DES, vol. 1, 42 p., vol. 2, 26 p. (+ 2 cartes et 1 coupe hors-texte).
- DHOSTE M. (1962a) - Note préliminaire sur les « granulites » des Deux-Sèvres. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 254 (-), p. 4490-4492.

- DHOSTE M. (1962b) - Définition des massifs de Moncoutant et du Tallud (Deux-Sèvres) à l'aide de l'analyse planimétrique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 255 (-), p. 1758-1760.
- DHOSTE M. (1964) - Les diorites quartziques de Moncoutant et du Tallud (Deux-Sèvres). *Trav. Inst. Géol. Anthrop. Préhist. Fac. Sc. Poitiers*, V, p. 36-62.
- DHOSTE M. (1968) - Sur la présence de migmatites au Nord du granite des Aubiers (Deux-Sèvres). *C.R. Acad. Sc. Paris*, (D), 266 (-), p. 1556-1558.
- 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. Poitiers, Thèse État, 1 vol., 493 p. (+ 1 carte hors-texte).
- DHOSTE M. (1983) - Prolongement en Poitou de la Ligne tonalitique limousine. *C.R. Acad. Sc. Paris*, (II), 296 (-), p. 1659-1662.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1969a) - Interprétation du gisement et des enclaves des roches granitiques dans le Massif central français. *C.R. Acad. Paris*, (D), 268 (11), p. 1468-1469.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1969b) - Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et des granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 24 (-), p. 219-238.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1971) - Les roches granitiques du Massif central. In *Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français*. Clermont-Ferrand, Plein Air Service, p. 133-155, [actes du symposium en l'honneur de professeur Jean Jung].
- DUTHOU J.-L. (1978) - Les granitoïdes du Haut-Limousin (Massif central français). Chronologie Rb-Sr de leur mise en place ; le thermométamorphisme carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XX (3), p. 229-235.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la Chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. France*, 168, p. 695-705.
- FAURE M., BE MÉZÈNE E., DUGUET M., CARTIER C., TALBOT J.-Y. (2005) - Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example on the french Massif central and Massif armoricain. *J. Virtual Explorer*, 19 (5), p. 1-25.
- FAURE M., BE MÉZÈNE E., COCHERIE A., ROSSI P., CHEMENDA A., BOUTELIER D. (2008) - Devonian geodynamic evolution of the varsican belt, insights from the french Massif central and Massif armoricain. *Tectonics*, 27 (2), p. 1-29.
- FERRE A. (1929) - Les marges méridionales du massif de l'Ouest (Poitou, Pays vendéens, Basse-Loire). *Leçons de géographie régionale*. Paris, PUF, 191 p.
- GERMOND G. (2001) - Les Deux-Sèvres préhistoriques. La Crèche, Geste, 315 p.
- GILLARD P.-A. (1942) - Sur les grès de la cote 227 près d'Azay-sur-Thouet. *C.R. Som. Soc. géol. France*, (1), p. 118-119.

- GODARD G. (1981) - Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les élogites de Vendée (Massif armoricain). Nantes, Thèse 3^e cycle, 153 p. (+ 1 carte hors-texte).
- 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*, (4), p. 35-56.
- GODARD G., BOUTON P., PONCET D. avec la collaboration de GUERROT C., ROY C., THIÉBLEMONT D., CHÈVREMONT P. (2010) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille Montaigu (536). Orléans-la-Source, BRGM (sous presse).
- GROUPEMENT D'INTÉRÊT SCIENTIFIQUE SOL - RÉFÉRENTIEL RÉGIONAL PÉDOLOGIQUE [resp. : N. Schnebelen] (2007) - Carte pédologique des Deux-Sèvres à 1/250 000, Orléans, INRA.
- GUINEBERTEAU B. (1984) - Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Structure, mise en place, distribution de U-Th-K. Nantes, Thèse 3^e cycle, 1 vol., 218 p.
- HIERNARD J., SIMON-HIERNARD D. (1996) - Les Deux-Sèvres. Carte archéologique de la Gaule. Paris, Académie des Inscriptions et Belles-Lettres/Ministère de la Culture/Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche/AFAN, 399 p.
- INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY (2009) - International Stratigraphic Chart (disponible sur le site www.stratigraphy.org).
- KRETZ R. (1983) - Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, 68 (-), p. 277-279.
- LAGARDE J.-L., CAPDEVILA R., FOURCADE S. (1992) - Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la Chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. géol. France*, (8^e série), 163 (5), p. 597-610.
- LAMEYRE J., AUTRAN A. (1980) - Les granitoïdes de France. In *Geology of Europe from Precambrian to post-hercynian sedimentary basins* (26^e CGI, Paris - Colloque C7, *Géologie de la France*). Orléans, BRGM, p. 53-97.
- LAPPARENT (de) A. (1909) - Étude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, XXXII, p. 174-304.
- 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. *Sc. Terre*, XXIV (1), p. 5-21.

- LE BRETON N., DUTHOU J.-L., GROLIER J., LACOUR A., MEYER G., TREUIL M. (1986) - Les diatexites à cordiérite d'Aubusson (Creuse, France) : pétrographie, composition, âge. *C.R. Acad. Sc. Paris*, (II), 303 (17), p. 1557-1562.
- LEDAIN B. (1902) - Dictionnaire topographique du département des Deux-Sèvres comprenant les noms de lieux anciens et modernes. Poitiers, Société Française d'Imprimerie et de Librairie, 357 p.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.-M., FLOC'H J.-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes du Massif central français ? *Bull. Soc. géol. France* (8^e série), V (3), p. 605-618.
- LE MÉTOUR J., avec la collaboration de BLOUIN J.-P., CHANTRAINE J., CLOZIER L., ETIENNE H. (1989) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille Cholet (563). Orléans-la-Source, BRGM, 55 p.
- LEROUGE G. (1987) - Tectogenèse comparée de deux segments de la Chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le Sud du Massif armoricain. Paris VI, Thèse État, 1 vol., 135 p.
- LOEZ A. (1926) - Les Deux-Sèvres. Monographie économique. Agriculture. Commerce. Industrie. Niort, Imprimerie Saint-Denis, 206 p.
- MATHIEU G. (1936) - Aperçu général sur les terrains primaires de la région vendéenne suivi d'un résumé des ressources du sous-sol. *Revue du Centre-Ouest de la France*, (42), p. 501-557 (+1 carte hors-texte).
- MATHIEU G. (1937) - Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Lille, Thèse État, vol. 1, 321 p.,; vol. 2, 92 p.
- MATHIEU G. (1949) - Carte géologique à 1/80 000, feuille La Roche-sur-Yon (130) (2^e édition). Orléans-la-Source, BRGM (+ notice explicative, 6 p.).
- MATHIEU G. (1953) - Révision de la feuille Bressuire au 1/80 000 (moitié ouest). Histoire géologique du promontoire sud-est du Massif armoricain. *Bull. Serv. Carte Géol. France.*, LI (239), p. 51-64.
- MATHIEU G. (1954) - La tectonique des régions granitisées du Haut-Bocage vendéen. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 239 (-), p. 437-438.
- MATHIEU G., BRILLANCEAU A. (1957) - Observations géologiques sur le batholite de granite de Pouzauges (Vendée). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 244 (-), p. 2625-2627.
- MATTE P., HIRN A. (1988) - Seismic signature and tectonic cross section of the variscan crust in western France. *Tectonics*, 7 (2), p. 141-155.
- MOISDON-POUVREAU P. (2006) - Patrimoine industriel des Deux-Sèvres. Poitiers, DRAC Poitou-Charentes, 286 p.
- PFEIFFER M.-T. (1985) - Données nouvelles sur la ligne tonalitique du Limousin et les « diorites quartziques » qui la composent. *C.R. Acad. Sc. Paris*, (II). 300 (8), p. 345-348.

- PFEIFFER M.-T. (1986) - La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif central français. *C.R. Acad. Sc. Paris*, (II), 303 (4), p. 305-310.
- POISSONNIER B. (1997) - La Vendée préhistorique. La Crèche, Geste, 367 p.
- 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. Poitiers, Thèse, vol. 1, 235 p., vol. 2, 118 p., vol. 3, 46 p. (+ 4 cartes hors-texte).
- PONCET D. (2008a) - Répartition et implantation des fours à chaux en Deux-Sèvres : influence du contexte géologique. *In Regards sur le patrimoine industriel de Poitou-Charentes et d'ailleurs*. La Crèche, Geste (Cahiers du patrimoine, 91), p. 122-131, [actes du colloque « Patrimoine et industrie en Poitou-Charentes : connaître pour valoriser » (Poitiers - Châtelleraut, 12-14 septembre 2007)].
- PONCET D. (2008b) - Réserve Naturelle du Toarcien, un inventaire pour protéger le patrimoine géologique. *Géosciences*, (7-8), p. 170-175.
- PONCET D. (2009) - Inventaire du patrimoine géologique en Poitou-Charentes. Des objectifs à l'action. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, (D), (6), p. 57-69.
- PONCET D., COUNIL R., NOYER G. (2004) - La pierre dans l'architecture traditionnelle en Pays Thouarsais. Thouars, Syndicat Mixte du Pays Thouarsais, 52 p. (+ 1 cédérom hors-texte).
- PONCET D., SARDIN J.-P., MINIER J.-P. (2008) - Guide du patrimoine géologique en Poitou-Charentes. La Crèche, Geste, 155 p.
- RAVIGNAN (de) F., ROUX P. (1990) - L'atlas de la France verte. Paris, Jean-Pierre de Monza, 220 p.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. New York, Mc Graw Hill, 568 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. Nancy, Thèse 3^e cycle, 216 p.
- ROLIN P., COLCHEN M. (2001) - Les cisaillement hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France*, (1-2), p. 87-116.
- ROLIN P., AUDRU J.-C., BOURULLEC I., WYNS R., THIÉBLEMONT D., COCHERIE A., GUERROT C., COURTOIS N., BERNARD E. (2000) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille Les Herbiers (537). Orléans-la-Source, BRGM, 117 p.
- ROLIN P., AUDRU J.-C., PONCET D., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., COCHERIE A., FARJANEL G., FAUCONNIER D., LEMORDANT Y., SOYER C. (2004) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille Bressuire (538). Orléans-la-Source, BRGM, 109 p.

- SARRAZIN J.-L. [coordonnateur] (1982) - La Vendée. Des origines à nos jours. Saint-Jean-d'Angély, Bordessoules, 471 p.
- SONET J. (1968) - Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb-Sr des massifs granitiques vendéens. Mise en évidence d'une dualité génétique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, (D), 267 (1), p. 15-17.
- SOURISSEAU H. (1983) - Étude de l'altération d'une roche à pyrophyllite : la pierre des Plochères. Poitiers, DEA, 30 p.
- STEIGER R.H., JÄGER E. (1977) - Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sc. Let.*, 36 (-), p. 359-362.
- STEINBERG M. (1967) - Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou (Sidérolithique des auteurs). Orsay, Thèse État, 1 vol., 415 p. (+ 1 carte hors-texte).
- STUSSI J.-M., DE LA ROCHE H. (1984) - Le magmatisme orogénique granitique de la Chaîne varisque française. Typologie chimique et répartition spatiale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, (II), 298 (2), p. 43-48.
- TERA F., WASSERBURG G.J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth Planet. Sc. Let.*, (14), p. 281-304.
- TERS M. (1979) - Les synclinoriums paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du massif vendéen. *Bull. BRGM*, (2^e série), I (4), p. 293-301.
- THIÉBLEMONT D. (1987) - Le magmatisme paléozoïque en Vendée : apports de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. Paris VI, Thèse, 365 p.
- THIÉBLEMONT D., GUERROT C., LE METOUR J., JEZEQUEL P. (2001) - Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, (1-2), p. 7-17.
- VIDAL P. (1973) - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XV (3-4), p. 239-245.
- WALLERANT F. (1892) - Carte géologique à 1/80 000, feuille La Roche-sur-Yon (130) (1^{ère} édition). Paris, *Serv. Carte Géol., France* (+ notice explicative, 6 p.).
- WILSON G. (1961) - The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 84 (-), p. 423-458.
- WINKLER H.G.F. (1965) - La genèse des roches métamorphiques. Gap, Ophrys, 188 p.

- WYNS R. (1980) - Contribution à l'étude du Haut-Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay. Paris VI, Thèse 3^e cycle, 1 vol., 134 p.
- WYNS R., LE MÉTOUR J. (1983) - Le Précambrien du Massif vendéen. Étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Èvre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. Orléans-la-Source, BRGM (Documents, 68), 60 p.
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BRESSON G., BIRON R. (1988) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille Chantonnay (563). Orléans-la-Source, BRGM, 77 p.
- WYNS R., GODARD., LABLANCHE G., BIRON R., BRESSON G. (1989a) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, feuille La Roche-sur-Yon (562). Orléans-la-Source, BRGM, 80 p.
- WYNS R., LARDEUX H., WEYANT M. (1989b) - Présence de Dévonien dans le groupe de Réaumur (synclinal de Chantonnay, Vendée) : conséquences sur l'évolution géodynamique varisque de la Vendée. *C.R. Acad. Sc. Paris*, (II), 308 (-), p.855-860.

Carte géologique de la France à 1/1 000 000

6^e édition, par J. Chantraine, A. Autran, C. Cavelier (1996).

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *La Roche-sur-Yon* (n° 130), 1^{ère} édition, par F. Wallerant (1892).
2^e édition, par G. Mathieu (1949).

Feuille *Bressuire* (n° 131), 1^{ère} édition, par A. Fournier, F. Wallerant (1899).

2^e édition, par G. Mathieu, G. Waterlot (1958).

Cartes géologiques à 1/50 000

Feuille *Clisson* (n° 509), 1^{ère} édition, par F.-H. Forestier, B. Lasnier, J.-P. Burg, J.-C. Flageollet, L. Poncet, J.-M. Viaud (1982).

Feuille *Cholet* (n° 510), 1^{ère} édition, par L. Clozier, J. Le Métour (1984).

Feuille *Montaigu* (n° 536), 1^{ère} édition, par G. Godard, P. Bouton, D. Poncet, G. Carlier, M. Chevalier (2006).

Feuille *Les Herbiers* (n° 537), 1^{ère} édition, par P. Rolin, J.-C. Audru, I. Bouroullec, R. Wyns (2000).

Feuille *Bressuire* (n° 538), 1^{ère} édition, par P. Rolin, J.-C. Audru, D. Poncet, H. Papin, S. Jousseau, A. Maillard (2004).

Feuille *Thouars* (n° 539), 1^{ère} édition, par M. Dhoste, L. Legendre, L. Coubès (1987).

Feuille *Chantonay* (n° 563), 1^{ère} édition, par R. Wyns, G. Lablanche, A. Lefavrais-Raymond (1984).

Feuille *Parthenay* (n° 565), 1^{ère} édition, par M. Dhoste, P. Ildefonse, L. Coubès (1985).

Feuille *Coulonges-sur-l'Autize* (n° 587), 1^{ère} édition, par P. Bouton, P. Branger (2007).

Feuille *Mazières-en-Gâtine* (n° 588), 1^{ère} édition, par P. Bouton, D. Poncet, P. Branger, G. Karnay (2008).

AUTEURS

– D. Poncet, docteur en géologie, conservateur territorial du patrimoine, responsable de la Réserve Naturelle Nationale du Toarcien (Sainte-Verge) et du Centre d'interprétation géologique du Thouarsais (Thouars) : formations métamorphiques et magmatiques du Haut-Bocage vendéen, évolution tectono-métamorphique, synthèse géodynamique régionale, géologie de l'environnement ;

– P. Bouton, docteur en géologie, ingénieur-géologue à Calligée SA (Nantes) : formations sédimentaires méso-cénozoïques, formations métamorphiques et magmatiques de l'unité de Chantonay, formations métamorphiques du Haut-Bocage vendéen, évolution tectono-métamorphique, synthèse géodynamique régionale, géologie de l'environnement ;

– A. Cocherie, ingénieur-géologue au BRGM (Orléans) : datations radiochronologiques U-Pb sur zircons et U-Th-Pb sur monazites du granite de Bressuire, du granite de Pouzauges et de la granodiorite de Breuil-Barret ;

– P. Chèvremont, ingénieur-géologue au BRGM (Orléans) : pétrographie et minéralogie du granite du Gros-Châtaignier et de la granodiorite de Breuil-Barret, géochimie (majeurs et traces) de la granodiorite de Breuil-Barret ;

– pour la rédaction de la notice explicative, les auteurs se sont conformés aux préconisations édictées dans le volume de la série Techniques et méthodes intitulé « Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000 », élaboré par le Comité de la Carte Géologique de la France (Documents BRGM, n° 260, 1997, 255 p.).

ANNEXE

Lithologie	granodiorite de Breuil-Barret					granite de Bressuire	granite de Pouzauges	
Ech.	BB3	BB4	BB1	BB2	BB5	MCT1020	MCT1399	MCT1473
Feuille à 1/50 000	563	563	564	564	564	564	564	564
Xkm (Llle)	367,61	370,06	364,6	362,68	368,3	393,15	366,55	368,51
Xkm (Llle)	2188,3	2188,1	2191	2191,2	2188,1	2201,77	2201,61	2201,73
SiO ₂	70,40	70,00	70,20	70,00	69,80	73,90	70,30	72,10
TiO ₂	0,28	0,36	0,29	0,34	0,31	0,14	0,42	0,30
Al ₂ O ₃	14,70	14,80	15,00	14,90	14,90	14,60	15,40	14,00
Fe ₂ O ₃	3,06	3,67	3,25	3,39	3,35	1,21	3,34	3,31
MgO	0,50	0,50	0,60	0,70	0,80	<LQ	0,90	<LQ
MnO	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,03	0,03	0,03
CaO	2,20	1,90	2,00	1,60	1,60	0,60	0,10	0,30
Na ₂ O	4,30	4,10	4,20	4,80	4,30	4,30	8,20	3,30
K ₂ O	2,68	2,77	2,63	2,25	2,94	3,99	0,18	3,89
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,08	0,10	0,10	0,07	0,11	0,08
PF	1,10	1,49	1,44	1,62	1,29	0,93	1,49	1,31
<i>Total</i>	<i>99,35</i>	<i>99,70</i>	<i>99,75</i>	<i>99,76</i>	<i>99,45</i>	<i>99,77</i>	<i>100,47</i>	<i>98,62</i>
Q	169,2	175,1	174,7	167,1	167,5	179,8	121,0	207,8
P	-121,0	-107,3	-115,2	-135,5	-104,7	-64,5	-262,5	-29,0
A	13,9	31,1	31,2	32,3	33,8	41,2	30,0	74,6
B	43	51,4	45,8	48,1	47,3	17,6	47,8	45,9
F	342,8	328,5	334,5	339,7	340,3	357,6	386,2	301,4
A/CNK	1,05	1,12	1,12	1,12	1,13	1,17	1,11	1,37
(Ca+Na)/K	3,12	2,82	3,06	3,83	2,67	1,76	69,53	1,35
Q %	30,48	31,55	31,49	30,11	30,17	32,40	21,81	37,44
F %	61,77	59,20	60,27	61,22	61,31	64,43	69,59	54,30
B %	7,75	9,26	8,24	8,67	8,51	3,18	8,60	8,27

Tabl. 5 - Analyses chimiques d'éléments majeurs (teneurs en % poids d'oxydes) et paramètres multicationiques pour huit échantillons de granitoïdes des feuilles Chantonnay (n°563) et Moncoutant (n°564). Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3) ; P = K - (Na + Ca) ; A = Al - (K + Na + 2Ca) ; B = Fe + Mg + Ti ; F = 555 - (Q + B) ; CNK = Ca + Na + K

Ech.	BB3	BB4	BB1	BB2	BB5	MCT1020	MCT1399	MCT1473
Feuille à 1/50 000	563	563	564	564	564	564	564	564
Ba	598	677	562	452	630	272	42	2928
Rb	54	52	69	57	65	323	3,4	61
Sr	180	163	198	193	206	111	55	149
Th	12	9	11	9,4	10	19	11	9,7
U	11	6,7	4,9	3,4	2,7	23	2,6	2,3
Nb	4,9	4,8	5,1	4,9	4,7	25	20	17
Ta	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	4,7	0,7	0,8
Hf	3,9	4,9	3,6	4,4	3,5	2,3	11	9,1
Zr	122	160	116	142	112	55	374	292
Y	16	17	17	20	13	7,4	40	29
V	13	18	25	19	25	<LD	24	<LD
Co	5	6	7	6	7	<LD	5	<LD
Cr	17	16	11	14	19	<LD	21	<LD
Ni	12	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD
La	26	19	31	22	19	17	88	95
Ce	48	33	46	33	40	34	187	159
Pr	5,4	4,7	5,7	4,8	4,0	3,6	21,0	22,0
Nd	17	16	18	17	13	11	71	72
Sm	3,2	3,8	3,5	3,8	2,7	2,7	13,0	12,0
Eu	1,4	1,7	1,5	1,5	1,4	0,7	2,2	5,2
Gd	2,5	3,5	3,0	3,2	2,1	1,7	10,0	7,9
Tb	0,5	0,6	0,5	0,6	0,4	0,3	1,4	1,1
Dy	2,8	3,6	2,8	3,4	2,3	1,7	8,7	6,7
Ho	0,6	0,8	0,6	0,8	0,5	0,3	1,7	1,2
Er	1,7	2,0	1,7	2,2	1,4	0,6	4,4	3,2
Tm	0,3	0,3	0,3	0,4	0,2	0,1	0,6	0,4
Yb	2,0	2,5	2,1	2,5	1,9	0,7	4,3	3,0
Lu	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,1	0,6	0,5
ΣTR	112	91,9	117	95,6	89,2	74,5	413,9	389,2
As	<LD	<LD	20	21	<LD	<LD	28	<LD
B	<LD	<LD	<LD	10	12	13	<LD	10
Be	<LD	2	2	2	2	8	<LD	2
Li	<LD	<LD	<LD	<LD	<LD	20	<LD	11
Sn	1,4	1,2	1,4	1,5	1,8	10	1,1	1,2
W	0,4	0,4	0,3	0,2	0,4	1,3	1,0	0,3
Cu	43	7	6	7	8	<LD	6	12
Pb	<LD	14	16	14	13	36	10	13
Zn	29	55	36	36	44	46	50	60

LD : limite de détection

Tabl. 6 - Analyses chimiques d'éléments traces (teneurs en ppm) pour huit échantillons de granitoïdes des feuilles Chantonnay (n° 563) et Moncutant (n° 564)